

00362

© zcj.
1

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FISICA

"Aplicación de los isótopos ambientales ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{34}S , ^{13}C y ^{14}C
en el estudio del agua subterránea de las Cuencas de México,
Cuernavaca y Cuautla"

Tesis que para obtener el grado de
Maestro en Ciencias (Geofísica)

presenta el Fisico

Rubén Darío Arizabalo Salas

México, D.F. Octubre de 1988



OCT. 30 1989



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

RESUMEN

El conocimiento de la composición isotópica natural del Oxígeno, el Hidrógeno como constitutivos elementales del agua y del Carbono y el Azufre (asociados al agua como solutos), así como de la evolución química de los iones principales en aguas subterráneas de las zonas del sur de la cuenca endorreica de México y de las subcuencas de Cuernavaca y Cuautla, permitió estudiar:

- 1) el posible origen de la recarga;
- 2) la dirección y mezcla del flujo;
- 3) la aproximación en la edad del agua subterránea.

Se realizaron análisis de Oxígeno-18 y Deuterio en muestras de agua de 130 aprovechamientos distribuidos en los acuíferos del sur de la Cuenca de México y de las subcuencas en el Estado de Morelos, contándose entre ellos 91 pozos, 27 manantiales, 9 norias y 3 lagunas. Se realizaron también 22 análisis de Tritio y ocho de Azufre-34 en sitios particulares del área de estudio. Por otro lado, se realizaron 11 análisis de Carbono-13 y nueve para Carbono-14 en muestras de agua.

Los resultados de los isótopos estables revelaron contenidos promedio de $-10.3 \pm 1.5(1\sigma)$ y $-10.6 \pm 1.5(1\sigma)$ partes por mil en Oxígeno-18 para el sur de la Cuenca de México y las llanuras de Cuautla y Cuernavaca respectivamente, y de $-70 \pm 3(1\sigma)$ y $-75 \pm 3(1\sigma)$ partes por mil en Deuterio para las zonas mencionadas. La diferencia en estos resultados posiblemente se relaciona con el efecto de altitud de las recargas.

Los resultados de C-13 para Cuautla y Cuernavaca revelan aporte de CO₂ volcánico. Para la Cuenca de México el C-13 varía considerablemente, desde -17 en Tulyehualco hasta +11.7 ‰ versus PDB en Tecómiltl. Una hipótesis al primero es que el Carbono Inorgánico Disuelto se encuentre en equilibrio con el CO₂ del suelo. Es posible que el segundo valor se deba a la contribución de CO₂ enriquecido durante procesos metanogénéticos.

Los análisis de Tritio para la cuenca de México revelan menos de cuarenta años desde su infiltración y de mayor de 40 años en algunos manantiales de Cuautla como Oaxtepec y Agua Hedionda. Los modelos de fechamiento por C-14 no resultaron aplicables en la mayoría de los casos, debido a la presencia no cuantificable de CO₂ volcánico en el área de estudio.

Con el fin de determinar el origen y los procesos del azufre en el agua subterránea, se llevaron a cabo 11 muestreos para Azufre-34 y seis para determinar el Oxígeno-18 del sulfato. De esta manera, se interpreta que el sulfato es de origen evaporítico en las subcuencas de Cuernavaca y Cuautla, en concordancia con la matriz acuífera de yesos y anhídritas en las Formaciones Cuautla y Morelos.

TABLA DE CONTENIDOS

| | |
|---|-----|
| TITULO | i |
| RESUMEN | ii |
| DEDICATORIAS..... | iii |
| RECONOCIMIENTOS..... | iv |
| TABLA DE CONTENIDOS..... | v |
| LISTA DE FIGURAS Y TABLAS..... | vii |
| | |
| I. INTRODUCCION | 1 |
| I.1 Objetivos | 1 |
| I.2 Antecedentes | 1 |
| I.3 Area de Estudio..... | 2 |
| I.4 El Marco Geológico | 6 |
| | |
| II. FUNDAMENTACION FISICO-QUIMICA..... | 8 |
| II.0 Definiciones | 8 |
| II.1 Reacciones de Intercambio Isotópico..... | 9 |
| II.2 El Factor de Fraccionamiento Isotópico..... | 10 |
| II.3 Curvas de Fraccionamiento..... | 11 |
| II.4 Efectos Isotópicos en Equilibrio y Cinéticos..... | 11 |
| II.4.1 Efectos Isotópicos en equilibrio..... | 12 |
| II.4.2 Efectos Isotópicos Cinéticos..... | 12 |
| II.5 La Función de Partición..... | 14 |
| II.5.1 La Función de Partición de Traslación..... | 16 |
| II.5.2 La Función de Partición Rotatoria | 18 |
| II.5.3 La Función de Partición Vibratoria..... | 19 |
| II.5.4 Razón Total de Funciones de Partición..... | 20 |
| II.6 Medición de las Concentraciones Isotópicas..... | 21 |
| | |
| III. FUNDAMENTACION HIDROGEOQUIMICA..... | 23 |
| III.0 El Ciclo del Carbono..... | 23 |
| III.1 El ¹³ C en el Ambiente del Acuífero..... | 23 |
| III.2 Carbono Inorgánico en Agua Subterránea..... | 25 |
| III.3 Evolución Isotópica del Carbono Inorgánico..... | 28 |
| III.4 Fechamiento de las Aguas Subterráneas con ¹⁴ C..... | 29 |
| III.5 Modelos de Fechamiento de Agua Subterránea por ¹⁴ C..... | 30 |

| | |
|--|----|
| III.5.1 Aproximación de Ao promedio..... | 30 |
| III.5.2 Modelo Exponencial..... | 30 |
| III.5.3 Aproximación Geoquímica..... | 30 |
| III.5.4 Mezcla Isotópica del ¹³ C..... | 31 |
| III.5.5 Modelo de Disolución-Intercambio..... | 31 |
| III.6 Isótopos del Azufre en Agua Subterránea..... | 33 |
| III.6.1 Fraccionamiento Isotópico del Azufre..... | 33 |
| III.7 Deuterio y Oxígeno-18 en el ciclo hidrológico..... | 34 |
| IV. EL AMBIENTE HIDROGEOLOGICO..... | 39 |
| IV.1 Cuenca de México..... | 39 |
| IV.2 Subcuencas de Cuernavaca y Cuautla..... | 44 |
| V. CARACTER ISOTOPICO DEL AGUA SUBTERRANEA EN LAS CUENCAS DE MEXICO, CUERNAVACA Y CUAUTLA | 50 |
| V.1 Cuenca de México..... | 50 |
| V.1.1 Química del Agua Subterránea..... | 50 |
| V.1.2 Oxígeno-18 y Deuterio..... | 57 |
| V.1.3 Diagramas Químico-Isotópicos..... | 62 |
| V.1.4 Tritio..... | 62 |
| V.1.5 Carbono-13 y Carbono-14..... | 64 |
| V.2 Cuautla y Cuernavaca..... | 66 |
| V.2.1 Diagrama de Durov..... | 66 |
| V.2.2 Oxígeno-18 y Deuterio..... | 71 |
| V.2.3 Diagrama Químico-Isotópico..... | 73 |
| V.2.4 Tritio..... | 73 |
| V.2.5 Carbono-13 y Carbono-14..... | 76 |
| V.2.6 Azufre-34 y Oxígeno-18 de sulfatos..... | 80 |
| VI. CONCLUSIONES | 85 |
| VII. BIBLIOGRAFIA | 87 |

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

| FIGURA | PÁGINA |
|---|--------|
| I.1 Mapa de localización de la zona en estudio..... | 3 |
| I.2 Mapa de localización de lugares de muestreo..... | 4-5 |
| I.3 El Marco Geológico del Sistema..... | 7 |
| II.1 Curva de Energía Potencial..... | 13 |
| III.1 El Ciclo del Carbono..... | 24 |
| III.2 Distribución de ^{13}C (Carbón Inorgánico)..... | 26 |
| III.2a Distribución de ^{13}C (Carbón Orgánico)..... | 27 |
| III.3 Línea Meteórica Mundial..... | 37 |
| III.3a Interpretación de la gráfica O-18 vs D..... | 38 |
| IV.1 Hidrogeología Cuenca de México..... | 40 |
| IV.2 Hidrogeología de Cuernavaca..... | 41 |
| IV.2a Hidrogeología de Cuautla..... | 42 |
| IV.3 Niveles Piezométricos del área bajo estudio..... | 43 |
| IV.3a Líneas de Flujo. Sección A-A' | 45 |
| IV.3b Líneas de Flujo. Sección B-B' | 46 |
| IV.3c Líneas de Flujo. Sección C-C' | 47 |
| V.1 Diagrama de Durov para el Sur de la Cuenca de México..... | 56 |
| V.2 Gráfica $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ zonas-Sur de la Cuenca de México..... | 58 |
| V.2a Isolíneas de Oxígeno-18 en las cuencas de estudio..... | 59 |
| V.3 Diagrama Químico-Isotópico para Cuenca de México..... | 61 |
| V.4 Distribución de Tritio en el Area de Estudio..... | 63 |

| | |
|--|----|
| V.5a $\delta^{13}\text{C}$ en Sedimentos Lacustres..... | 65 |
| V.5b Contenido de $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 del suelo..... | 65 |
| V.5c Distribución de Carbón Inorgánico Disuelto..... | 65 |
| V.6 Diagrama de Durov Expandido para Cuernavaca..... | 68 |
| V.7 Diagrama de Durov Expandido para Cuautla y Chalco..... | 69 |
| V.8 Variación de $\delta^{13}\text{C}$ en el Area | 70 |
| V.9 Gráfica $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ zonas Cuernavaca-Cuautla..... | 72 |
| V.10 Diagrama Químico-Isotópico para Cuernavaca y Cuautla 1.... | 74 |
| V.11 Diagrama Químico-Isotópico para Cuernavaca y Cuautla 2.... | 75 |
| V.12 ^{14}C en el Area de Estudio..... | 78 |
| V.13 Gráfica $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SO}_4)}$ en Cuernavaca-Cuautla..... | 81 |
| V.14 Gráfica $\delta^{18}\text{O}_{(\text{H}_2\text{O})}$ vs $\delta^{18}\text{O}_{(\text{SO}_4)}$ | 82 |
| V.15 Gráfica $\delta^{34}\text{S}_{(\text{SO}_4)}$ vs SO_4^- | 83 |

| TABLA | PÁGINA |
|--|--------|
| II.1 Tipos de Moléculas Diatómicas..... | 18 |
| II.2 Resumen de características isotópicas..... | 22 |
| IV.1 Resumen de Resultados Isotópicos por Acuífero..... | 49 |
| V.1 Resultados de Isótopos Estables y Radiactivos en Agua Superficial y Subterránea..... | 51 |
| V.2 Análisis Físicoquímicos..... | 54 |
| V.3 Resultados Isotópicos en Santa Catarina..... | 67 |
| V.4 Edades calculadas por ^{14}C | 79 |
| V.5 Datos de Azufre-34..... | 80 |

I. INTRODUCCION

I.1 Objetivos

El propósito de esta tesis es doble. Por una parte, exponer los aspectos teóricos y revisar algunos de los procesos geoquímicos probables del subsuelo a través de las reacciones ambientales de intercambio isotópico, y por otra, mostrar una aplicación de esos fundamentos al sistema hidrogeológico definido por las cuencas de México (parte sur), Cuernavaca y Cuautla, tratando de definir sus características en cuanto a orígenes de recarga, tiempo medio de residencia y edad del agua subterránea.

Los isótopos estables empleados en el presente trabajo fueron Oxígeno-18, Deuterio y Carbono-13 en agua, Azufre-34 y Oxígeno-18 en sulfatos disueltos y los isótopos radiactivos: Tritio y Carbono-14.

Se consideraron además los datos hidroquímicos como: temperatura, pH, conductividad eléctrica y los iones principales Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- .

Se pretende contribuir a un mejor entendimiento de la dinámica local y regional así como a definir las características químicas e isotópicas del agua subterránea en lugares tan importantes como lo son la Cuenca de México y las cuencas de Cuautla y Cuernavaca. Los resultados del presente trabajo eventualmente podrían incluirse en la elaboración de un modelo más cuantitativo de las cuencas bajo estudio.

I.2 Antecedentes

En 1984 se publicó un artículo sobre la hidrología isotópica de la parte Central de México, en el cual se incluyen los manantiales de Oaxtepec y Las Estacas para la región de Cuernavaca (Issar, A. et al, 1984). En él se discute, con la utilización de isótopos estables (^{18}O y D) que el origen del agua subterránea se establece en el acuífero calizo de la Sierra Madre del Sur.

Por otro lado, la Compañía TACSA desarrolló bajo contrato de la SARH un estudio hidrogeológico en la zona de la Ciudad y Valle de Cuernavaca (SARH, 1981). En dicho estudio se utilizaron los isótopos estables Oxígeno-18 y Deuterio y se reportan algunos datos de Tritio. En el presente trabajo se utilizan datos de este estudio, además de extender los objetivos y los análisis. Aquí se

han agregado el Azufre-34 y el Oxígeno-18 en sulfatos, y a los radioisótopos Tritio y Carbono-14.

A finales de 1985 se inició una investigación en el Instituto de Geofísica de la UNAM, a petición de la entonces Comisión de Aguas del Valle de México, con el fin de discernir acerca de la posible fuga del multiacuifero de la Cuenca de México hacia las subcuencas de Cuernavaca y Cuautla (C.A.V.M., 1987). Basados en estos datos de Oxígeno-18, Deuterio y Tritio, además de otros datos adicionales de Azufre-34, Carbono-13 y Carbono-14 realizados por el IGF posteriormente en la zona, fue posible la realización de esta Tesis con los objetivos de la sección I.1. Una descripción del Proyecto General del IGF-UNAM se presenta en Herrera y Durazo, (1987).

I.3 Area de Estudio

La región bajo estudio se localiza entre los 18° 35' y 19° 30' Latitud Norte y entre los 98° 45' y 99° 20' Longitud Oeste (Figuras I.1 y I.2). Es un área aproximada de 7800 km² y comprende principalmente el sur del Distrito Federal y la zona norte del Estado de Morelos. Algunos datos fisiográficos y geológicos relevantes se presentan a continuación. La descripción hidrogeológica se desarrolla en el Capítulo IV.

Se ubica hacia el norte en la provincia fisiográfica de la Faja Volcánica Mexicana en la que se extienden las siguientes Sierras: Chichinautzin, Nevada, Zempoala, de las Cruces, de Río Frio y de Santa Catarina. Al sur se ubica en la porción septentrional de la cuenca del Balsas-Mexcala, perteneciente a la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur. (Raisz, 1964).

Las diversas serranías y altitudes en un área tan extensa, producen climas variados, por lo que para Chalco, Xochimilco y parte de Texcoco, se tiene un clima templado, con invierno y primavera secos, así como una precipitación y temperatura media anual de 1900 mm y 15 °C .

Para las sierras Chichinautzin (elevación sobre los 2800 msnm), de las Cruces (3300 msnm), Zempoala (3000 msnm) y Faldas de la Sierra Nevada (3500 msnm), el clima es húmedo con invierno seco semi-frío con precipitación media anual mayor de 1000 mm y evaporación media anual de 960 mm (CHVM, 1963). En la parte alta de las sierras ya mencionadas, se tiene un clima frío con temperatura promedio mensual inferior a -10 °C y temperatura del mes menos frío superior a los 0 °C.

En las llanuras de Cuautla y Cuernavaca, en las altitudes por encima de los 1500 m, el clima es templado moderado lluvioso, de invierno seco no riguroso con temperatura media entre -3 y 18 °C en el mes más frío.

Para el extremo sur del area el clima es tropical lluvioso de sabana correspondiente al de altitudes menores de 1500 msnm, con lluvia periódica e invierno seco, con una precipitación media anual de 750 mm.



Fig. 1.1 Mapa de localización de la zona en estudio

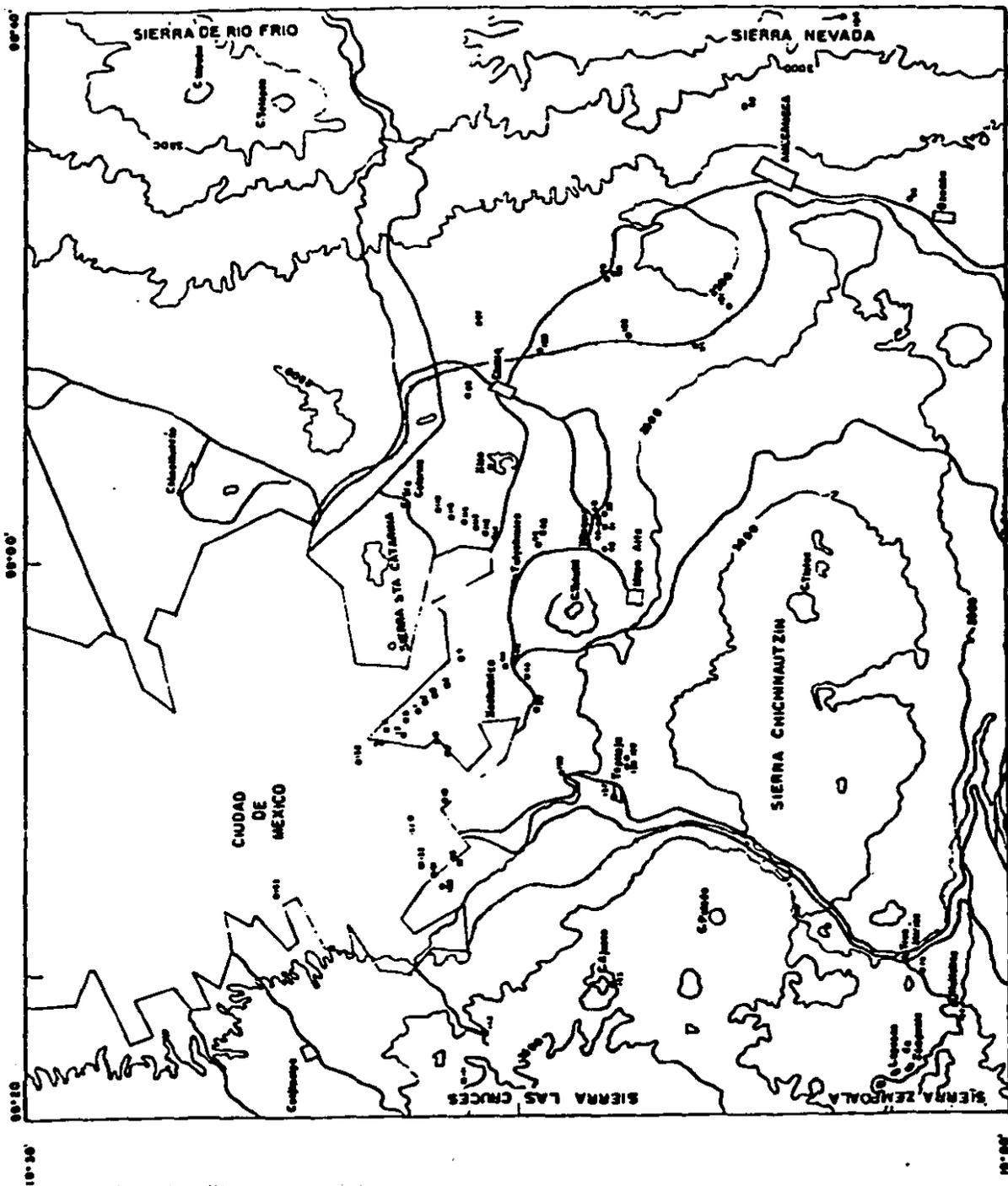


Fig. I.2 Mapa de localización de lugares de muestreo (Sur Cuenca de México)

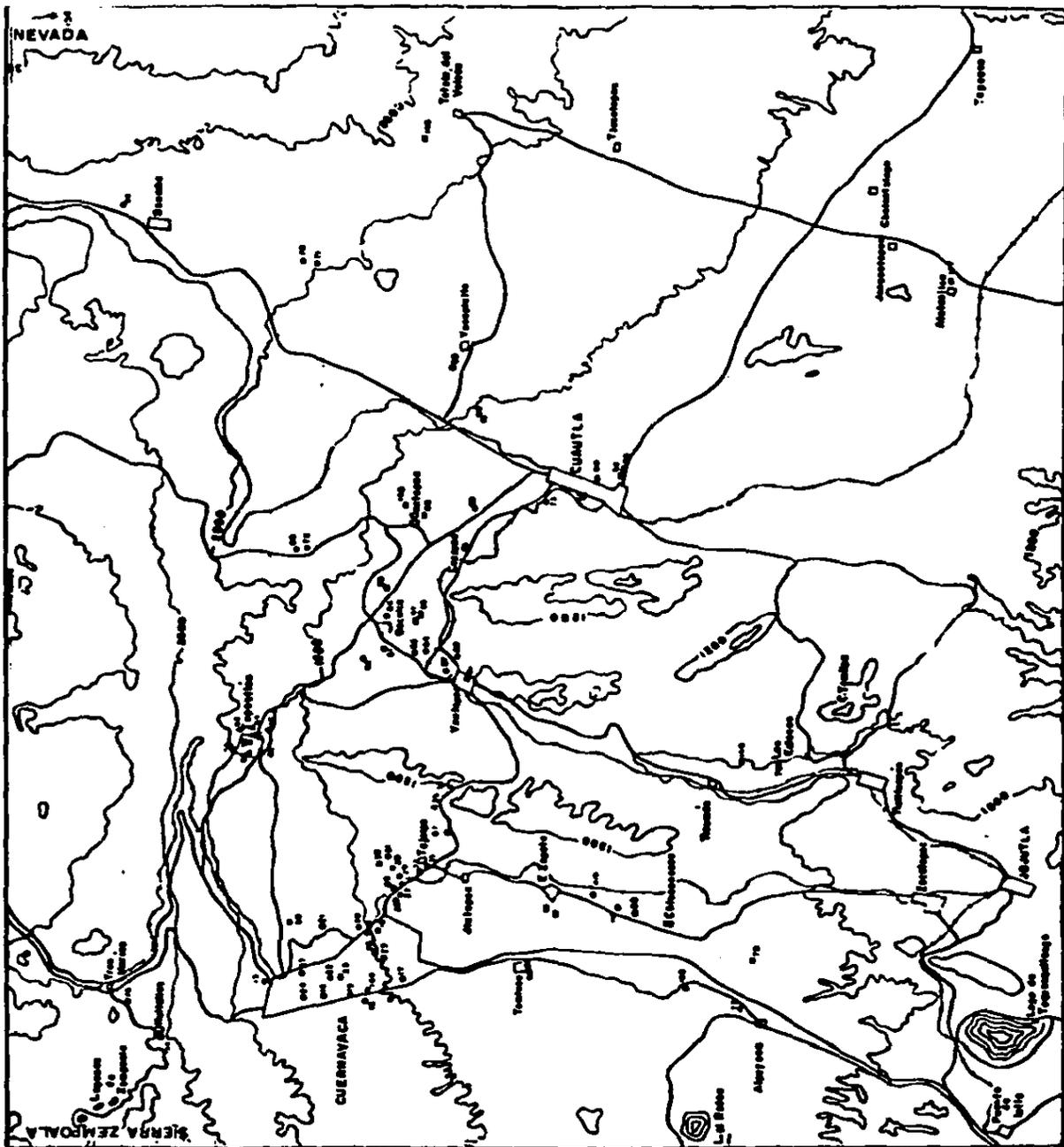


Fig.1.2 Mapa de localización de lugares de muestreo (Cuernavaca y Cuatla)

I.4 El Marco Geológico

Entre el Cretácico y el Reciente, la sedimentación marina de la Formación Xochicalco se reconoce como el primer evento geológico en la zona de Cuautla y Cuernavaca. (Fries, 1960; CAVM, 1987). Posteriormente, se depositó la Formación Morelos durante el Albiano-Cenomaniano. La Formación Cuautla se debió a la trasgresión marina durante el Turoniano, formando un banco submarino en ambiente de cuenca.

Luego de la acumulación de depósitos calcáreos, se encuentra la Formación Mexcala que se constituye por un depósito marino de sedimentos terrígenos. Después de estos eventos y a finales del Cretácico, la región no volvió a sumergirse, quedando expuesta a la erosión. El Grupo Balsas se consolidó como producto de intensa erosión y desagüe en régimen endorreico.

El volcanismo del Oligomioceno interrumpió la sedimentación y paralelamente se inició un plutonismo al sureste del estado de Morelos. La Cuenca de México se inició como sistema endorreico por la activación en el Pleistoceno de ciclos volcánicos. Esta zona presenta características geológicas de sedimentos lacustres y material granular formando capas sobreyacidas sobre rocas ígneas. Finalmente, en el Holoceno ocurrió un volcanismo simultáneo a los procesos lacustres.

La Formación Cuernavaca, cubierta por la Formación Chichinautzin, se asocia con los productos piroclásticos del Plioceno. La Formación Chichinautzin cubre a las Formaciones del Ajusco, Xochitepec y Tepoztlán. Sobreyace al Grupo Las Crucés y a la Andesita Zempoala. Se considera de edad Pleistoceno Tardío al Holoceno, análogamente a la Formación Popocatepetl.

El Grupo Balsas consiste principalmente de conglomerados de caliza, con matriz de limo, arena y arcilla, cubiertos por estratos de arena, limo, arcilla y tobas poco consolidados. Contiene derrames basálticos intercalados, así como cuerpos lenticulares de yeso, anhídrita y lentes de caliza lacustre. Sobreyace a las formaciones marinas del Cretácico y su espesor excede los 2500 m. (Fries, 1960).

La Formación Cuautla consiste básicamente de sucesiones de capas calizas que van desde el tipo de banco calcáreo a clástica de estratificación delgada. La capa inferior se considera que constituye al acuífero de la zona.

La Formación Morelos está constituida de caliza, parcialmente dolomitizada. Existe una parte basal que consiste de anhidritas laminadas.

La Formación Cuernavaca consiste de conglomerados oligomicticos de andesita (en sus partes altas), y de una secuencia de conglomerados de grano más fino con tobas arenosas en las partes bajas.

II. FUNDAMENTACION FISICO-QUIMICA

II.0 Definiciones

Un parámetro muy importante y universalmente utilizado para reportar las concentraciones isotópicas es el de la notación delta (δm), la cual se define como:

$$\delta m = \frac{R_m - R_{est}}{R_{est}} \times 1000$$

es decir, significa la comparación de un cierto valor de la muestra (R_m) respecto a un cierto patrón previamente establecido (R_{est}) y multiplicado por mil, por lo que las unidades de la delta son "partes por mil (‰)". Usualmente R_m simboliza la razón entre la concentración de un isótopo, pesado respecto al más abundante, por ejemplo $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, etc.

De esta manera, podemos reescribirla para el Oxígeno-18 y el Deuterio como:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_m - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{est}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{est}} \times 1000$$

$$\delta^2\text{H} = \frac{(^2\text{H}/^1\text{H})_m - (^2\text{H}/^1\text{H})_{est}}{(^2\text{H}/^1\text{H})_{est}} \times 1000$$

para el caso de los contenidos isotópicos del Oxígeno-18 y Deuterio respectivamente.

Estos isótopos para el caso del agua se refieren generalmente al patrón SMOW (Standard Mean Ocean Water) cuyo valor promedio para el agua del oceano es, por definición, $\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰ y $\delta\text{D} = 0$ ‰. Actualmente, el Organismo Internacional de Energia Atómica distribuye el estándar aproximado conocido como VIENNA-SMOW por agotamiento del primero.

Para el caso del Carbono-13, isótopo estable del Carbono, se tiene una definición análoga para la delta, solo que el estándar es conocido como PDB (Pee Dee Belemnite) preparado de una muestra de la calcita *Belemnite Americana* de la Formación Pee Dee en South Carolina, E.U.. Aún cuando el carbonato PDB es el estándar normalmente usado para reportar las composiciones isotópicas del Carbono, el NBS-20 (caliza Solenhofen) y el NBS-21 se utilizan ocasionalmente. Sobre la escala PDB tienen valores $\delta^{13}\text{C}$ de -1.06 y -28.10 partes por mil respectivamente.

La definición de la delta de azufre-34 ($\delta^{34}\text{S}$) es totalmente análoga y su patrón de referencia es el CDT (Cañon Diablo Troilite), la fase troilite (FeS) de la meteorita del Cañon del

Diablo.

Para el Tritio (^3H) no existe un patrón de referencia debido a que se reportan concentraciones absolutas determinadas radiométricamente y reportadas como unidades de tritio (U.T.), donde una U.T. es igual a 10^{-16} átomos de ^3H por átomo de H. (Lloyd, J.W., 1985).

A diferencia del Tritio, los contenidos de ^{14}C se refieren a un estándar que corresponde a una madera que creció durante 1890 en un ambiente libre de CO_2 fósil, es decir, para CO_2 atmosférico anterior al inicio de la combustión masiva de carbono fósil. El contenido de ^{14}C se define como la actividad (A) que representa el carbono moderno, por lo que todas las muestras medidas se expresan en porciento de carbono moderno (pmc) (en: Fritz, P., Fontes, J.Ch., 1980):

$$A = \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}}}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estandar}}} \times 100.$$

Donde el estándar de trabajo actualmente aceptado es el Acido Oxálico (Contemporary Standard for Carbon-14 Laboratories) distribuido por el National Bureau of Standards (NBS) cuya relación con la actividad del carbono moderno es:

$$^{14}\text{C} \text{ ACTIVIDAD DEL CARBONO MODERNO} = 0.95 \text{ } ^{14}\text{C} \text{ ACTIVIDAD DEL ACIDO OXALICO NBS EN 1950.}$$

El $^{14}\text{CO}_2$ atmosférico antes de 1950 tenía una actividad cercana a los 100 pmc, por lo que este valor se utiliza como valor inicial en algunos modelos de fechamiento de agua subterránea. (Mook, 1972, 1976, 1980).

II.1 Reacciones de Intercambio Isotópico

En una reacción en equilibrio, los isótopos de un elemento simple se intercambian entre dos sustancias. Simbólicamente, una reacción de intercambio isotópico entre las sustancias A y B se escribe



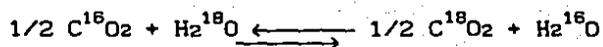
donde los subíndices 1 y 2 se refieren a las moléculas sustituidas por el isótopo ligero y pesado respectivamente; a y b son los coeficientes estequiométricos.

En equilibrio, la constante K de la reacción es

$$K = \frac{(A_2)^a (B_1)^b}{(A_1)^a (B_2)^b} = \frac{(A_2/A_1)^a}{(B_2/B_1)^b},$$

donde los paréntesis significan actividades.

Por ejemplo, la reacción de intercambio entre el CO₂ y H₂O:



donde

$$K = \frac{(\text{C}^{18}\text{O}_2)^{1/2} (\text{H}_2^{16}\text{O})}{(\text{C}^{16}\text{O}_2)^{1/2} (\text{H}_2^{18}\text{O})}$$

11.2 El factor de fraccionamiento isotópico

Existe una relación de tipo exponencial entre la constante de equilibrio y el factor de fraccionamiento isotópico α , siempre que los isótopos estén distribuidos aleatoriamente sobre todos los lugares posibles en las sustancias A y B:

$$\alpha = K^{1/n}$$

normalmente n es igual a 1 y representa el número de átomos intercambiados en la reacción. Un ejemplo típico es la reacción de intercambio isotópico entre CO₂ y H₂O (n = 1):

La constante K es expresada comunmente como $K^{1/n} = \alpha$, donde α_{A-B} , el factor de fraccionamiento isotópico, está definido para las sustancias A y B como

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

$$\alpha_{A-B} = \frac{1 + \frac{\delta_A}{1000}}{1 + \frac{\delta_B}{1000}} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B}$$

$$K = \alpha = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{O}}}$$

Existen otras maneras de expresar los factores de fraccionamiento isotópico, tales como

$$\alpha, \ln\alpha, 10^3 \ln\alpha, \Delta \text{ y } \epsilon$$

que explicaremos a continuación.

Cuando n=1, α toma generalmente valores cercanos a la unidad, como 1.00X (ver mas adelante) por lo que los factores de fraccionamiento isotópico son convenientes expresarse en términos del valor de X en partes por mil, o sea $(1-\alpha) \times 1000$.

Por otro lado, $10^3 \ln \alpha = 10^3 \ln(1.00X)$ es muy cercano a X y de ahí su equivalencia aproximada.

El fraccionamiento por mil, $10^3 \ln \alpha$, se aproxima muy bien al valor Δ :

$$\Delta_{A-B} = \delta A - \delta B \approx 10^3 \ln \alpha_{A-B}$$

La resta de los valores δ da un resultado similar al fraccionamiento por mil siempre que los valores para Δ y δ no sean mayores que 10.

En la literatura especializada aparece también el símbolo ϵ para expresar un factor de fraccionamiento y se define como

$$\epsilon = (\alpha - 1) 1000$$

Para valores de ϵ pequeños, la ecuación anterior tiende a $10^3 \ln \alpha$. Sin embargo, este factor actualmente se utiliza para expresar las razones relativas de isótopos radiogénicos y cada vez menos en la geoquímica de isótopos estables.

II.3 Curvas de Fraccionamiento

En termometría de isótopos estables se utilizan las gráficas expresando al factor de fraccionamiento (como $10^3 \ln \alpha$) contra una función de la temperatura. Estas gráficas se denominan curvas de fraccionamiento y generalmente son de gran importancia teórica y experimental (e.g. Geotermia), ya que su conocimiento para sistemas particulares permite extrapolar datos sobre un intervalo considerable de temperaturas (Friedman and O'Neil, 1978).

Los factores de fraccionamiento son funciones suaves de la temperatura, a menudo funciones lineales de T^{-2} y T^{-1} en intervalos limitados de T, pero las curvas extendidas sobre un intervalo más amplio de temperaturas pueden tener máximos, mínimos y puntos de inflexión. Dichas funciones se han utilizado para reportar factores de fraccionamiento determinados experimentalmente.

II.4 Efectos Isotópicos en Equilibrio y Cinéticos

Hasta este momento se ha recalcado la importancia del fraccionamiento isotópico que ocurre en el equilibrio de una reacción de intercambio entre dos sustancias A y B. Cabe preguntarse ahora sobre los efectos que producen los diferentes tipos de reacciones o procesos que ocurren en el laboratorio y en la naturaleza.

Se pueden agrupar tales efectos en dos grandes ramas: efectos isotópicos en equilibrio y efectos isotópicos cinéticos ambos de origen cuántico.

II.4.1 Efectos Isotópicos en Equilibrio

Cuando un isótopo ligero en una molécula es sustituido por un isótopo pesado, la forma de la curva de energía potencial no cambia (Fig.II.4.1) ya que las cargas nucleares y las distribuciones electrónicas permanecen sin cambio.

De los fundamentos de la Mecánica Cuántica, los niveles de energía vibracional de la molécula diatómica en la aproximación del oscilador armónico, están dados por

$$E = (n + 1/2)h\nu$$

donde n = número cuántico principal = 0, 1, 2, 3, ...
 h = constante de Plank = 6.624×10^{-27} erg-seg.
 ν = frecuencia = (seg^{-1}).

En el estado vibracional base, $E = 1/2 h\nu$ ($n = 0$), corresponde a la energía vibracional de la molécula a la temperatura del cero absoluto y se le llama "Energía del Punto Cero".

En la sustitución isotópica, la constante de fuerza k (dinas/cm) no cambia. Porque solo depende de la forma de la curva de energía potencial. Sin embargo, la masa reducida ($\mu = M_A M_B / M_A + M_B$) y la frecuencia de vibración ($\nu = 1/2\pi \sqrt{k/\mu}$) varían cuando el átomo A es reemplazado por su isótopo pesado A'. Resumiendo se observa que

$$\mu' > \mu$$

$$\nu' < \nu$$

$$E' < E$$

El efecto mecánico-cuántico inmediato es que las moléculas que tienen al isótopo pesado son más estables que las moléculas con el isótopo ligero, debido a su mayor energía de enlace (Fig.II.3.4.1). En esta figura se observa que a altas temperaturas la curva de energía potencial para la molécula diatómica del Hidrógeno se aparta del comportamiento predicho por el oscilador armónico.

II.4.2 Efectos Isotópicos Cinéticos

En este caso, las diferentes velocidades traslacionales de las moléculas isotópicas tratan de explicar la difusión y la evaporación, ya que dichas moléculas se mueven en una fase o a través de una frontera de fase.

Para una temperatura dada, la energía cinética (EC) por molécula es la misma para todos los gases ideales (Teoría Cinética). Por lo que al considerar las moléculas isotópicas $^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ y $^{12}\text{C}^{18}\text{O}$ con pesos moleculares de 28 y 30 respectivamente, podemos conocer la razón de sus velocidades igualando sus energías cinéticas

$$EC_1 = 1/2 M_1 v_1^2 = 1/2 M_2 v_2^2 = EC_2$$

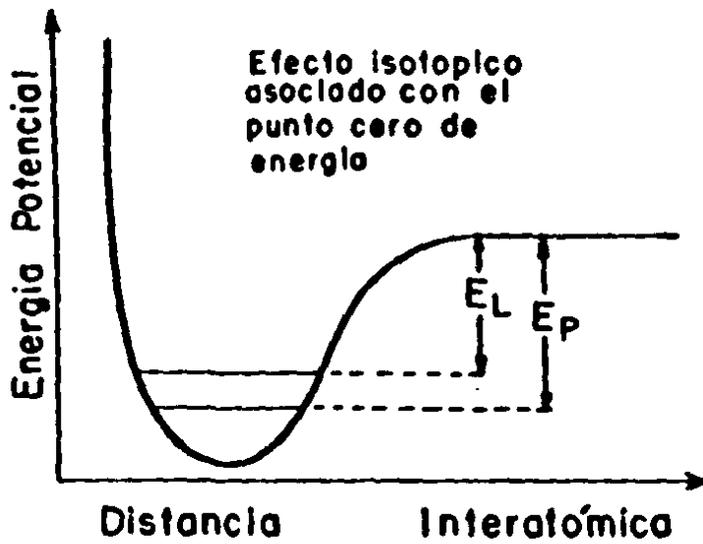


Fig. II.1 Curva de Energía Potencial

De esta manera, la razón de velocidades entre especies ligera a pesada es

$$(30/28)^{1/2} = 1.034$$

Es decir, la velocidad promedio de las moléculas $^{12}\text{C}^{16}\text{O}$ es 3.4 por ciento mayor que el promedio de velocidad de las moléculas $^{12}\text{C}^{18}\text{O}$ en el mismo sistema. El resultado físico de este proceso es que las moléculas isotópicamente ligeras tienden a difundirse fuera de el sistema y a abandonar el reservorio enriqueciéndolo con el isótopo pesado. Por lo que tales diferencias de velocidad conducen a fraccionamientos isotópicos en un sistema determinado.

En el proceso de evaporación del agua el fraccionamiento isotópico entre vapor y líquido se lleva a cabo porque las moléculas ligeras con velocidades traslacionales promedio mayores pueden atravesar la superficie de interface. Un ejemplo típico es el cambio de la $\delta^{18}\text{O}$ en el vapor de agua sobre el oceano cuyo valor promedio es de -13 por mil (la delta del oceano es cero por definición), en equilibrio, es decir, sin remoción de moléculas de vapor, este valor debería ser -9 por mil dependiendo de la temperatura de evaporación.

Sin embargo, esta reducción en el fraccionamiento isotópico se debe al fraccionamiento en equilibrio cuando la fase de vapor tiende hacia la saturación o a la presión de vapor en equilibrio. Cabe señalar que en ese punto se igualan las razones de transferencia molecular entre líquido y vapor y vapor-líquido.

Inversamente a la evaporación, la condensación se da como un proceso en equilibrio.

Podemos concluir entonces que la mayor estabilidad y las más altas energías de disociación se dan en aquellas moléculas que contienen isótopos pesados, por lo que es más fácil romper los enlaces $^{32}\text{S}-\text{O}$ y $^{12}\text{C}-\text{H}$ por ejemplo, que aquellos formados por $^{34}\text{S}-\text{O}$ y $^{13}\text{C}-\text{H}$.

Las diferencias en las energías de disociación que dan lugar a los efectos isotópicos cinéticos pueden hacer que estos efectos sean muy grandes en las reacciones de disociación y bacterianas que ocurren en el medio (O'Neil, 1986).

En la presente tesis no se considerarán, debido a sus características, los efectos isotópicos cinéticos, a excepción de las variaciones isotópicas asociadas a procesos de evaporación-precipitación.

II.5 La Función de Partición (sistemas en equilibrio)

Esta función nos recuerda que en un sistema mecánico cuántico, la energía interna de una molécula (E_{int}) se puede aproximar con la simple suma de las energías traslacional (E_{tr}), rotacional (E_{rot}), vibracional (E_{vib}), electrónica (E_{el}) y de espín nuclear (E_{spin}).

$$E_{int} = E_{tr} + E_{rot} + E_{vib} + E_{el} + E_{espin}$$

generalmente, las energías electrónica y de espín nuclear son pequeñas respecto a las primeras, por lo que podemos despreciarlas en la deducción siguiente.

Con argumentos de mecánica estadística es posible obtener la razón entre el número (n_E) de moléculas con energía E_{int} en un conjunto de moléculas (n_0) con energía de punto cero, dando un peso estadístico (g) a la distribución de Boltzmann:

$$\frac{n_E}{n_0} = g_1 \exp(-E_1/kT)$$

donde T es la temperatura del conjunto en equilibrio y k es la constante de Boltzmann ($k = 1.381 \times 10^{-6}$ erg/K).

La función de partición surge al considerar la suma sobre todos los niveles o estados posibles que la energía E_1 pudiera tener (niveles degenerados):

$$Q = \sum g_1 \exp(-E_1/kT)$$

La energía interna ordinaria es el promedio entre las energías posibles de los niveles del sistema E_1, E_2, \dots, E_i , es decir:

$$E = \frac{\sum n_1 E_1}{\sum n_1} = \frac{\sum g_1 E_1 \exp(-E_1/kT)}{\sum g_1 \exp(-E_1/kT)}$$

Utilizando la definición de Q en el denominador,

$$E = \frac{\sum g_1 E_1 \exp(-E_1/kT)}{\sum g_1 \exp(-E_1/kT)} = \frac{\sum g_1 E_1 \exp(-E_1/kT)}{Q}$$

por otro lado $\frac{\partial Q}{\partial T} = \sum g_1 \exp(-E_1/kT) (E_1/kT^2)$

$$= \frac{1}{kT^2} \sum g_1 E_1 \exp(-E_1/kT)$$

de la primera ecuación

$$\frac{\partial Q}{\partial T} = \frac{1}{kT^2} Q E$$

$$\frac{\partial Q}{Q} = E \frac{\partial T}{kT^2}$$

$$E = kT^2 \frac{\partial \ln Q}{\partial T}$$

Es decir, obtuvimos una conexión entre la función termodinámica E y las funciones de partición. (siguiendo esta línea de razonamiento, podemos encontrar también las funciones P, V y S en términos de las funciones de partición (Zemansky, 1957).

Se ha encontrado que las constantes de equilibrio pueden escribirse en términos de las funciones de partición de los reactivos y productos. Así, para el caso general de una reacción de intercambio isotópico



donde A y B son las dos sustancias involucradas y la constante de equilibrio se puede escribir como

$$K = \frac{(Q_{A_1})^a (Q_{B_1})^b}{(Q_{A_1})^a (Q_{B_2})^b} = \frac{(Q_2/Q_1)_A^a}{(Q_2/Q_1)_B^b}$$

donde los subíndices se refieren a los isótopos pesado (2) y ligero (1) substituidos totalmente en las moléculas.

El cálculo de las razones de las funciones de partición, nos permitirá encontrar las constantes de equilibrio de las reacciones de intercambio isotópico para las sustancias de nuestro interés.

Limitaremos el enfoque de la tesis a la búsqueda de expresiones para las funciones de partición de moléculas diatómicas con características de gases ideales, rotores rígidos y osciladores armónicos, generalizando después al caso de las moléculas poliatómicas.

Para un gas ideal, la función de partición total es igual al producto de funciones de partición de cada tipo de energía. Consideremos como buena aproximación en nuestro caso a las formas de energía traslacional, rotacional y vibracional:

$$Q_{total} = Q_{tr} Q_{rot} Q_{vib}$$

II.5.1 La Función de Partición de Traslación

A bajas temperaturas, los niveles de energía traslacional están muy juntos, por lo que la función de partición traslacional se puede evaluar como una integral

$$Q_{tr} = \sum g_{tr} \exp(-E_{tr}/kT) = \int \exp(-E_{tr}/kT) dn$$

donde se está integrando sobre todo el número de niveles de energía (dn) en el intervalo de energía (dE).

Nuevamente de la Mecánica Cuántica, la energía traslacional de una partícula en una caja cúbica de lado a, es para cada grado de libertad

$$E = \frac{n^2 h^2}{8ma^2}$$

sin embargo, la longitud de onda es

$$\lambda = \frac{h^2}{8a^2 mkT}$$

y

$$\frac{E_{tr}}{kT} = n^2 \lambda$$

por lo que, sustituyendo en la función de partición, obtenemos

$$Q = \int \exp(-E_{tr}/kT) dn = \int \exp(-n^2 \lambda) dn = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{\lambda}} = \frac{(2\pi mkT)^{1/2}}{h} a$$

para los tres grados de libertad,

$$Q = \frac{(2\pi mkT)^{3/2}}{h^3} V$$

donde V es el volumen del cubo (=a³).

Como nos interesa la razón de funciones de partición traslacionales, reemplazamos m por el peso molecular M y como la ecuación es válida para cualquier volumen,

$$\left(\frac{Q_2}{Q_1} \right)_{tr} = \left(\frac{M_1}{M_2} \right)^{3/2}$$

Es decir, la traslación da lugar a un fraccionamiento isotópico que sólo depende de la razón de los pesos moleculares elevada a la potencia 3/2 y no de la temperatura.

II.5.2 La Función de Partición Rotatoria

En el modelo que considera a la molécula diatómica como un rotor rígido (mancuernas rotando alrededor de su centro de masa), la solución de la ecuación de Schrödinger permite las siguientes energías

$$E = \frac{j(j+1)h^2}{8\pi^2\mu r^2} = \frac{j(j+1)h^2}{8\pi^2 I}$$

donde I = momento de inercia = μr^2
 j = número cuántico rotacional
 μ = masa reducida
 r = distancia interatómica

Dado que las moléculas diatómicas tienen dos ejes de rotación, la energía rotacional puede distribuirse de $2j$ maneras, y solo de 1 cuando $j=0$; por lo tanto, existen $2j + 1$ formas de distribuir j cuantos de energía rotacional (peso estadístico).

La función de partición rotacional se escribe entonces como

$$Q_{rot} = \sum (2j + 1) \exp[j(j+1)h^2/8\pi^2 kT]$$

la cual puede ser aproximada por una integral dados los pequeños espaciamientos entre los niveles de energía (excepto los isótopos del hidrógeno cuyo espaciamiento entre niveles es mayor que kT):

$$Q_{rot} = \frac{8\pi^2 kT}{h^2}$$

La ecuación anterior se puede generalizar dependiendo del tipo de molécula diatómica que se trate (ver tabla II.5.2).

Tabla II.1 Tipos de Moléculas Diatómicas

| Moléc. Diatómic. | Restricción sobre la j | número de simetría σ | plano de simetría |
|---|---|-----------------------------|---|
| Homocucleares ($^{16}\text{O}^{16}\text{O}$, $^{14}\text{N}^{14}\text{N}$, ...) | j = pares o j = impares | $\sigma = 2$ | sin plano de simetría (NO_2 p.e.j.) |
| Heterocucleares ($^{18}\text{O}^{16}\text{O}$, $^{15}\text{N}^{14}\text{N}$, ...) | j = pares e impares (sin restriccc) | $\sigma = 1$ | con plano de simetría (CO_2 p. e.j.) |

Es decir, para una molécula poliatómica no lineal,

$$Q_{rot} = \frac{8\pi^2 (8\pi^3 ABC)^{1/2} (kT)^{3/2}}{\sigma h^3}$$

donde A, B, C son los tres momentos principales de Inercia de la

molécula y σ es el número de simetría o número de maneras de orientar una molécula ($\sigma = 2$ para H_2O ; $\sigma = 3$ en NH_3 ; $\sigma = 12$ para CH_4).

La razón de funciones de partición rotacional es, para moléculas diatómicas,

$$\left(\frac{Q_2}{Q_1}\right)_{rot} = \frac{\sigma_1 I_2}{\sigma_2 I_1}$$

y para poliatómicas,

$$\left(\frac{Q_2}{Q_1}\right)_{rot} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \left(\frac{A_2 B_2 C_2}{A_1 B_1 C_1} \right)^{1/2}$$

11.5.3 La Función de Partición Vibratoria

Recordando que a bajas temperaturas la energía vibracional de una molécula se puede aproximar como un oscilador armónico, los niveles de energía se escriben como

$$E_{vib} = (n + 1/2)h\nu$$

$$y \quad Q_{vib} = \sum g_i \exp[-(n + 1/2)h\nu_i/kT]$$

sin embargo, a diferencia de los casos traslacional y rotacional, no se puede aproximar por una integral, ya que el espaciamiento entre los niveles de energía vibracional es mayor que kT . Por lo que la serie se evalúa y se encuentra una expresión exacta:

$$Q_{vib} = \frac{\exp(-h\nu/2kT)}{1 - \exp(-h\nu/kT)}$$

haciendo el cambio de variable $U=h\nu/kT$, se tiene que para moléculas diatómicas

$$Q_{vib} = \frac{\exp(-U/2)}{1 - \exp(-U)}$$

y para poliatómicas,

$$Q_{vib} = \prod \frac{\exp(-U_i/2)}{1 - \exp(-U_i)}$$

donde los i son los subíndices de la frecuencia para los modos normales de vibración.

La razón de funciones de partición vibracional para moléculas poliatómicas, es

$$\left(\frac{Q_2}{Q_1}\right)_{\text{vib}} = \prod_1 \frac{\exp(-U_{21}/2)}{\exp(-U_{11}/2)} \frac{1 - \exp(-U_{11})}{1 - \exp(-U_{21})}$$

donde para una molécula lineal existen (3n-5) frecuencias y (3n-6) para una molécula no lineal (moléculas con n átomos).

II.5.4 Razón Total de Funciones de Partición

La razón de funciones de partición total se encuentra multiplicando las razones traslacional, rotacional y vibracional. Por lo que para moléculas diatómicas,

$$\left(\frac{Q_2}{Q_1}\right) = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \frac{I_2}{I_1} \left(\frac{M_2}{M_1}\right)^{3/2} \frac{\exp(-U_2/2)}{\exp(-U_1/2)} \frac{1 - \exp(-U_1)}{1 - \exp(-U_2)}$$

y para poliatómicas:

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \left(\frac{A_2 B_2 C_2}{A_1 B_1 C_1}\right)^{1/2} \left(\frac{M_2}{M_1}\right)^{3/2} \prod_1 \frac{\exp(-U_{21}/2)}{\exp(-U_{11}/2)} \frac{1 - \exp(-U_{11})}{1 - \exp(-U_{21})}$$

Simplificando las ecuaciones anteriores por el teorema de Teller-Redlich (para el caso de una molécula diatómica),

$$\left(\frac{m_2}{m_1}\right)^{3/2} \frac{I_1 (M_1)^{3/2}}{I_2 (M_2)^{3/2}} \frac{U_2}{U_1} = 1$$

sustituyendo las razones de Peso Molecular y Momentos de Inercia en la razón de funciones de partición

$$\frac{I_2}{I_1} \left(\frac{M_2}{M_1}\right)^{3/2} = \left(\frac{m_2}{m_1}\right)^{3/2} \frac{U_2}{U_1}$$

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \left(\frac{m_2}{m_1}\right)^{3/2} \frac{U_2}{U_1} \frac{\exp(-U_2/2)}{\exp(-U_1/2)} \frac{1 - \exp(-U_1)}{1 - \exp(-U_2)}$$

en donde se sigue conservando la aproximación de que las moléculas son rotores rígidos ideales con vibraciones armónicas.

La generalización a moléculas poliatómicas es

$$\frac{Q_2}{Q_1} = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} \left(\frac{m_2}{m_1}\right)^{3/2} \prod_1^{3n-6} \frac{U_{21}}{U_{11}} \frac{\exp(-U_{21}/2)}{\exp(-U_{11}/2)} \frac{1 - \exp(-U_{11})}{1 - \exp(-U_{21})}$$

La ecuación anterior permite realizar cálculos para moléculas

gaseosas.

Al igual que Urey (1947), Richet et al (1977) calculó un gran número de razones Q_2/Q_1 para moléculas gaseosas obteniendo los valores más precisos hasta ahora conocidos. Sin embargo, Richet encontró también que valores tan pequeños como 1 cm^{-1} en el cambio de frecuencia de una vibración determinada podían conducir a valores mayores de α que los límites de exactitud de los análisis isotópicos modernos.

II.6. La Medición de las Concentraciones Isotópicas

Los análisis isotópicos para deuterio y oxígeno-18 se llevaron a cabo en el Laboratorio de Espectrometría de Masas del Instituto de Física, UNAM. Con errores analíticos estimados del comportamiento de muestras testigo, de 0.2 ‰ para la $\delta^{18}\text{O}$ y de 2 ‰ para $\delta^2\text{H}$. El estándar utilizado para reportar estas medidas de isótopos estables fue el VIENNA-SMOW. Los análisis de Tritio, Carbono 13, Carbono 14, Azufre 34 y Oxígeno 18 en sulfatos, se realizaron en el Environmental Isotope Laboratory de la Universidad de Waterloo, Ontario, Canadá (Aravena, R., Drimmie, R., 1985). Y se utilizaron los patrones de referencia previamente descritos en las definiciones.

El muestreo para análisis isotópicos en muestras de agua es un procedimiento muy simple, pero deben guardarse algunas precauciones en el manejo y colección de la muestra. Para los análisis de tritio se requiere una botella de vidrio de 250 cm^3 , la cual debe llenarse completamente y sellarse con una tapa y contratapa para evitar contaminación por el tritio atmosférico, etiquetándola debidamente con los datos adicionales que se realizan a todas las muestras de agua como número de muestra, localidad, temperatura, pH, Conductividad y fecha de muestreo.

Para el caso de los isótopos estables del Oxígeno e Hidrógeno, se requiere una botella de plástico de 20 cm^3 . Como en el caso anterior, debe evitarse la alteración causada por intercambio molecular con el vapor de agua atmosférico. Los isótopos del oxígeno e hidrógeno se utilizan para estudiar procesos de evaporación, por lo tanto, debe tenerse cuidado durante la colección de las muestras.

Dado que la concentración de ^{14}C está presente en muy pequeñas cantidades, dependiendo de la alcalinidad del agua, se requiere una muestra de alrededor de 60 litros de agua, de la cual se precipitan todos los carbonatos presentes mediante la adición de 100 ml de una solución de NaOH libre de carbonatos (200 g NaOH/l) y un litro de BaCl_2 saturado (500 g BaCl_2 /l). La adición de estos componentes produce una reacción química que cambia a los compuestos inorgánicos en solución a BaCO_3 . Se necesitan por lo menos 80 g de BaCO_3 precipitado. En el laboratorio este precipitado se acidifica para producir CO_2 y convertirlo luego a Benceno o Metano.

Para el análisis de ^{34}S y ^{18}O en los sulfatos, el SO_4 se precipita en el campo con BaCl_2 , pero cuando la concentración de

SO₄ es baja, es necesario coleccionar en el campo 20 l de agua y pasarla a través de columnas de resina de intercambio iónico (Dowex 2). En el laboratorio el sulfato se precipita como BaSO₄ después de haberlo tratado con una solución diluida de HCl. Para analizar el ¹⁸O de los sulfatos, se toma el CO₂ producido por la reducción con carbón del BaSO₄ a 1000 °C.

Los análisis de ¹³C se realizan con el CO₂ liberado al mezclar Acido Fosfórico (H₃PO₄) con el precipitado de BaCO₃ que se obtuvo añadiendo BaCl₂ a la muestra de agua que previamente se ha aumentado su pH sobre 10. El CO₂ se analiza al igual que los isótopos estables mencionados, en un espectrómetro de masas.

La tabla II.2 sintetiza las características de los isótopos mencionados.

TABLA II.2 Resumen de las características isotópicas

| Elemento/ isótopos | Abundancia natural (%) | Estándar /unidades | vida media (años) | Tipo de Análisis |
|-----------------------|---------------------------|-----------------------|----------------------|---|
| Hidrógeno | | | | |
| ¹ H | 99.984 | | | |
| ² H | 0.015 | V-SMOW (‰) | | Espectrometría de masa Contador de centelleo liq |
| ³ H | 10 ^{-14,-18} | (U.T.) | 12.35 | |
| Oxígeno | | | | |
| ¹⁶ O | 99.76 | | | E. de masas |
| ¹⁷ O | 0.037* | | | |
| ¹⁸ O | 0.1** | | | |
| Carbono | | | | |
| ¹² C | 98.89 | | | Espectrometría de masa Contador de centelleo liq. de benceno o contador prop. de gas metano |
| ¹³ C | 1.11 | PDB (‰) | | |
| ¹⁴ C | 10 ⁻¹⁰ | A. Ox. (pmc) | 5730 | |
| Azufre | | | | |
| ³² S | 95.02 | | | Espectrometría de masa |
| ³³ S | 0.75* | | | |
| ³⁴ S | 4.21 | CDT (‰) | | |
| ³⁶ S | 0.02* | | | |

* No se utiliza en estudios ambientales. (Fritz & Fontes, 1980)

** Se utiliza también en estudios paleoambientales.

III. FUNDAMENTACION HIDROGEOQUIMICA

III.0 El Ciclo del Carbono

En los sistemas orgánicos e inorgánicos terrestres, el Carbono es el elemento mas extensivamente involucrado. Ocurre en forma gaseosa en la atmósfera (CO_2), como parte de diversos iones en la hidrósfera (HCO_3^- , H_2CO_3 , etc.), como el principal elemento de la materia orgánica muerta y viviente (proteínas, carbohidratos, ácidos húmicos, hidrocarburos, carbonato de calcio, etc.), y como un componente principal de los sedimentos de carbonato y rocas sedimentarias (calcita, aragonita, dolomita).

Las diferentes formas de ocurrencia del Carbono pueden considerarse como reservorios en sí, entre los cuales se intercambia Carbono como resultado de los procesos orgánicos e inorgánicos. Este ciclo se ilustra en la Figura III.1. En general, es difícil estimar las cantidades de Carbono en cada reservorio y las razones de intercambio entre reservorios (Brownlow, 1979), por lo que los números de la Fig. III.1 son aproximaciones útiles.

III.1 El ^{13}C en el Ambiente del Acuífero

Este isótopo estable del Carbono, se encuentra en el CO_2 atmosférico con una $\delta^{13}\text{C} \approx -7.5$ partes por mil, que al ser absorbido por las plantas por el proceso de fotosíntesis se empobrece. La mayoría de las plantas lo fracciona a valores de ≈ -25 ‰. Por lo que resulta que la materia vegetal tiene $\delta^{13}\text{C} < -7.5$ ‰.

En la respiración de la raíz, el CO_2 del suelo presenta una $\delta^{13}\text{C}$ aproximada a 23 partes por mil, de aquí se encuentra que el carbon acuoso total disuelto en el suelo tiene un $\delta^{13}\text{C} = -14.2$ ‰. Al carbonato marino se le asocia un $\delta^{13}\text{C} = +0.0$ partes por mil y el carbon total disuelto tiene un $\delta^{13}\text{C} = +2.0$ ‰.

El contenido de ^{13}C de la materia orgánica (vegetal) varía considerablemente, por lo que las plantas se pueden dividir en tres grupos, de acuerdo a su mecanismo fotosintético. Las plantas de clima templado utilizan el ciclo de Calvin-Benson (C_3 o No-Kranz) que produce una composición promedio de $\delta^{13}\text{C} = -26$ partes por mil y un intervalo entre -35 y -24 ‰.

Algunas plantas tropicales (como maíz y caña de azúcar) utilizan el ciclo de Hatch-Slack (C_4 o Kranz) con una composición isotópica promedio de $\delta^{13}\text{C} = -13$ ‰ (entre -16 y -9 ‰). Las plantas con metabolismo ácido crasuláceano (MAC) usan ambos ciclos y producen carbono en el intervalo $\delta^{13}\text{C} = -32$ a -12 ‰. (Deines, 1980).

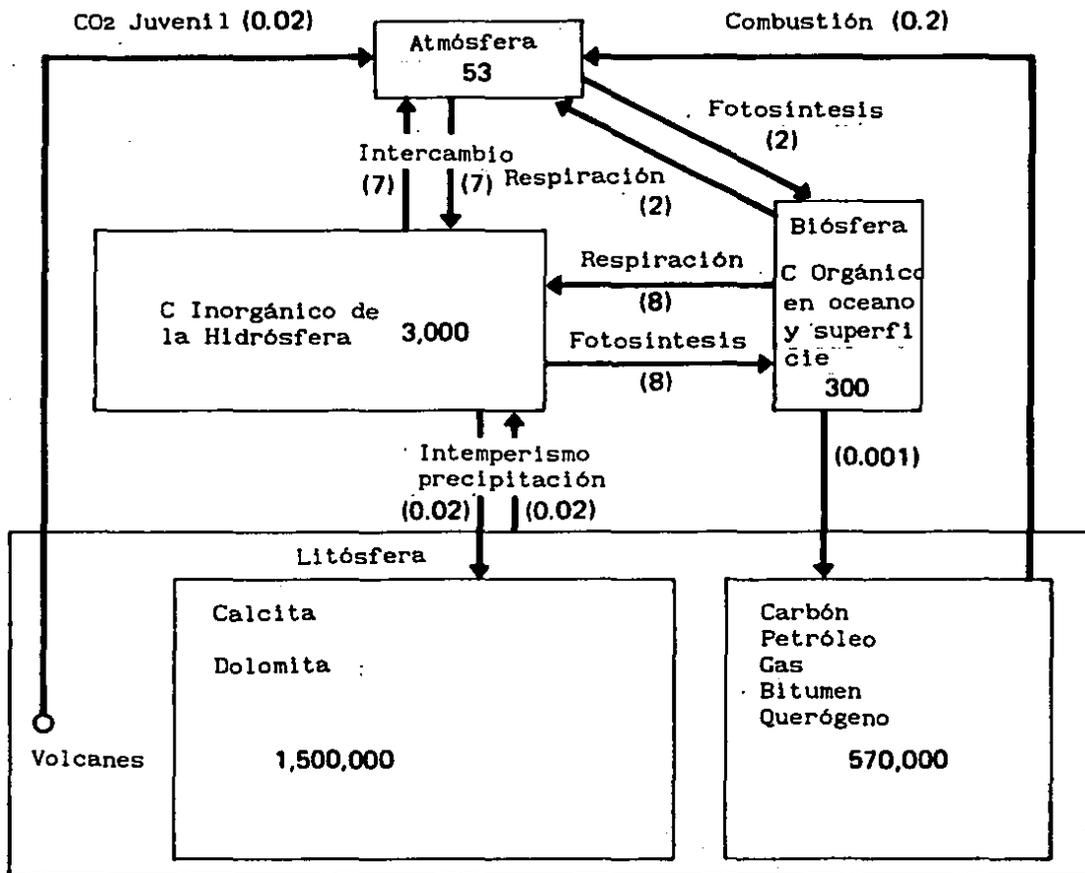


Fig. III.1 El Ciclo del Carbono

III.2 Carbono Inorgánico en Agua Subterránea

Existen diversas fuentes para el Carbón Inorgánico Disuelto (CID) en aguas subterráneas. La primera es el dióxido de carbono atmosférico disuelto en agua de lluvia esto ocurre antes de que el agua se infiltre en el horizonte del suelo. Una vez que el agua se infiltra en la tierra y fluye hacia el nivel freático, está en contacto con el reservorio de CO₂ de la zona no-saturada cuyas fuentes principales son: (1) la respiración de raíces y (2) la oxidación de materia orgánica.

En las zonas áridas donde las actividades biológicas son mínimas, el CO₂ atmosférico disuelto en agua de lluvia, caracteriza la geoquímica isotópica del agua subterránea en esas regiones, ya que el CO₂ atmosférico tiene un contenido de ¹³C casi constante y cercano a $\delta^{13} = -7 \text{ ‰ PDB}$ (Deines, 1980) (ver Figura III.2).

Los valores de $\delta^{13}C$ del CO₂ del suelo variarán dependiendo del ciclo fotosintético prevaleciente (C3, C4, MAC) Fig. III.2a.

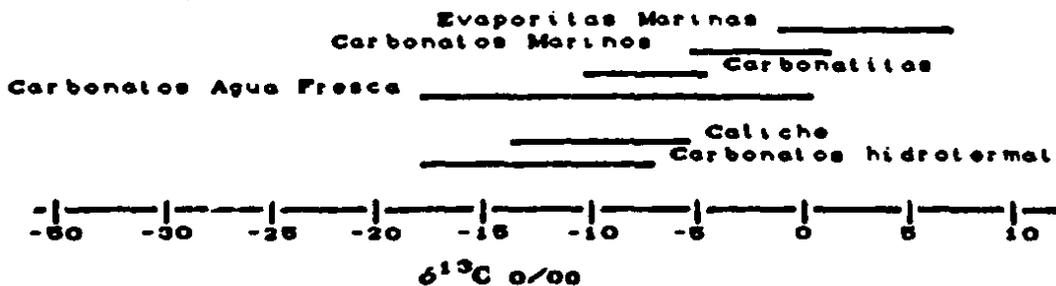
La respiración aeróbica contribuye a la variación de $\delta^{13}C$ del CO₂ en el suelo, en un intervalo que depende del tipo de vegetación y de la especie de bacteria que asiste a la reacción de oxidación de la materia orgánica.

El CO₂ del suelo proveniente de fuentes biogénicas -respiración de raíces y respiración aeróbica- disuelto como ácido carbónico en el agua infiltrante, es el agente más importante para la disolución de carbonatos los cuales a su vez, son la principal fuente de Carbón inorgánico en muchos sistemas de agua subterránea. Los procesos de disolución pueden ocurrir tanto en la zona no-saturada como en la saturada.

En algunos ambientes, cuando se reúnen ciertas condiciones, se produce dióxido de Carbono biogénico dentro del acuífero (procesos anaeróbicos). Existen otras reacciones asistidas microbially, tales como fermentación anaeróbica, desnitrificación, reducción de sulfato y fermentación de metano (Pearson y Hanshaw, 1970).

La razón ¹³C/¹²C del CO₂ biogénico afectada por uno o más de tales procesos microbiales es fácil de estimar, ya que por ejemplo durante la formación del metano biogénico, se puede producir CO₂ altamente enriquecido en ¹³C con respecto al sustrato orgánico. Una lista de sustrato orgánico incluye compuestos orgánicos recargados, orgánicos infiltrados desde el acuífero y productos metabólicos (Barker, 1979).

En muchos ambientes, se puede agregar CO₂ al acuífero como consecuencia de la actividad volcánica. Las regiones con volcanismo joven se caracterizan frecuentemente por descargas permanentes de dióxido de Carbono que puede ser sostenido por millones de años aun después de que el volcanismo activo ha cesado. La delta del CID se enriquece en este proceso.



C A R B O N

ORGANICO

- Proteinas
- Carbohidratos
- Lipidos
- Clorofila
- Acidos Humicos
- Hidrocarbonos
- Carbonato de Calcio

INORGANICO

- Atmosfera (CO_2)
- Hidrosfera (HCO_3^- , H_2CO_3)
- Rocas Sedimentarias
- Sedimentos de Carbonato
- Calcita (CaCO_3)
- Aragonita (CaCO_3)
- Dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$)

Fig. III.2 Distribución de Carbono-13 (Carbono Inorgánico)

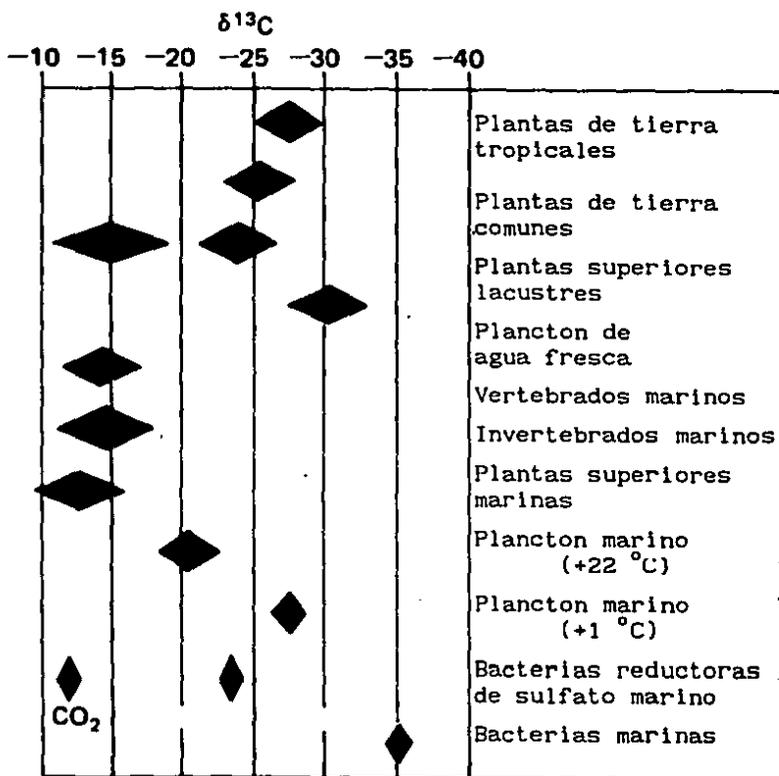


Fig. III.2a Distribución de Carbono-13 (Carbón Orgánico)

III.3 Evolución Isotópica del Carbono Inorgánico en Aguas Subterráneas.

La cuantificación de la actividad del ^{14}C original del agua que se infiltra es generalmente difícil de obtener debido a la gran variedad de aportes de carbono que existen y a los diversos procesos físico-geoquímicos sobre los contenidos de ^{13}C y las actividades de ^{14}C en aguas subterráneas.

El concepto de evolución isotópica y geoquímica de las aguas subterráneas en acuíferos carbonatados es particularmente útil en las interpretaciones de los isótopos del carbono.

Garrels y Christ (1965) desarrollaron las bases teóricas de los conceptos geoquímicos tales como la disolución de la calcita en diferentes condiciones ambientales, introdujeron también los términos de evolución para considerar a un sistema abierto y cerrado.

Por otra parte, Langmuir (1971) aplicó tales conceptos a la geoquímica de aguas subterráneas carbonatadas de Pennsylvania. Identificó formas de disolución o trayectorias de evolución de las aguas subterráneas y pudo inferir los procesos que habían afectado y generado las características geoquímicas de esas aguas en su trayecto. Encontró además que la disolución incongruente de dolomitas y los procesos de intercambio iónico eran dominantes y que era necesario suponer la interacción del agua con una fase gaseosa.

Generalmente, se usan diferentes conjuntos de condiciones iniciales del agua, tales como temperatura, pH y presión parcial del CO_2 (P_{CO_2}), para generar trayectorias individuales de evolución. El punto final de dichas trayectorias se obtiene cuando el agua alcanza saturación de la disolución con respecto a los minerales de carbonato tales como calcita y/o dolomita. Ellas representan posibles aproximaciones al equilibrio entre agua subterránea y calcita y/o dolomita a una cierta temperatura.

El modelo de sistema abierto contempla las siguientes suposiciones básicas:

- (1) La disolución de los minerales de carbonato (calcita y/o dolomita) ocurre a P_{CO_2} constante en la zona no saturada (es decir, el CO_2 del suelo se agrega constantemente al acuífero cuando este se consume en las reacciones geoquímicas).
- (2) El contenido de CO_2 del suelo es grande y homogéneo (es decir, no existen gradientes de concentración).
- (3) El equilibrio isotópico a través del intercambio isotópico del carbono entre CO_2 (g) y las especies de carbono acuoso es continuo.

Por lo tanto, bajo estas condiciones de sistema abierto, la distribución del carbono y sus isótopos es una función del pH, de la P_{CO_2} y de la composición de ^{13}C del CO_2 del suelo (Deines et al., 1974).

Por otra parte, el modelo de sistema cerrado supone que a un pH dado, el agua subterránea está isotópicamente en equilibrio con el CO₂ del suelo a una P_{CO2} específica y que se aísla de él antes de la disolución mineral de carbonato.

De esta forma, la composición del Carbono Inorgánico Disuelto (CID) del agua depende de la $\delta^{13}\text{C}$ del CO₂ del suelo y de la $\delta^{13}\text{C}$ de los minerales de carbonato que se disuelven en el agua.

La $\delta^{13}\text{C}$ del CID se puede determinar mediante un balance de masas del isótopo del carbono y el $\delta^{13}\text{C}$ del CID adquirido bajo condiciones de sistema abierto mas aquellas agregadas por reacciones de disolución de carbonato.

En este modelo no se permiten adiciones al agua de carbon procedentes de fuentes biológicas (es decir, reducción de sulfato, desnitrificación, fermentación, o metanogénesis) o pérdidas de carbon debidas a precipitación de calcita, desgasificación (pérdida de CO₂) o metanogénesis. (Barker, 1979).

Paralelamente, debe tomarse en cuenta que:

(1) El amplio intervalo de $\delta^{13}\text{C}$ del CO₂ del suelo (-15 a -28 o/oo) y el intervalo de la composición de ^{13}C que existe en la naturaleza para minerales de carbonato de diferentes orígenes (-40 a +20 o/oo) (Deines, 1980).

(2) El proceso de disolución-precipitación de calcita que puede ocurrir en la zona no saturada (Geyh, 1970) que podría complicar el entendimiento acerca de la $\delta^{13}\text{C}$ del CID.

Basados en esos conceptos desarrollados por Langmuir (1971) y Deines et al (1974) se han producido modelos que ajustan la edad del agua subterránea mediante carbono-14 por Wigley (1975), Reardon y Fritz (1978), Wigley et al (1978) y Fontes y Garnier (1979).

III.4 Fechamiento de las Aguas Subterráneas con ^{14}C

Uno de los problemas básicos en el fechamiento, radica en el desconocimiento que se tiene de la actividad inicial del carbono-14 que recargó al acuífero. Hasta el momento persiste la controversia sobre el contenido de ^{14}C "inicial", ya que dicho carbono ha sufrido innumerables modificaciones secundarias y las actividades de carbono-14 del carbonato del agua no se pueden traducir directamente en edades.

III.5 Modelos de Fechamiento de Agua Subterránea por ^{14}C

III.5.1 Aproximación de A_0 promedio.

En esta aproximación, Vogel y Ehhalt (1963), Vogel (1967) y Vogel (1970) consideran que la actividad inicial de ^{14}C corresponde a un promedio de $A_0 = 85 \pm 5$ pmc, basados en la hipótesis de que un gran número de muestras analizadas del carbon disuelto de aguas subterráneas en Europa Noroccidental tenían ese valor.

III.5.2 Modelo Exponencial

Este modelo fué introducido por Erikson (1962) y desarrollado por Geyh (1970), considera que cualquier masa de agua es una mezcla de aguas recargadas en un cierto periodo de años. Se supone que la "dilución" de ^{14}C en el agua que se infiltra ocurre en este periodo y se utilizan los datos de tritio (^3H) para identificar las aguas jóvenes del agua subterránea "inicial".

Si en un sistema de flujo las aguas subterráneas contienen tritio, la "dilución" inicial de ^{14}C se podría determinar como la actividad de ^{14}C mínima en dicho sistema. La edad de aguas antiguas se puede calcular suponiendo disminución en la actividad del ^{14}C por decaimiento radioactivo.

Un tratamiento estadístico de los datos obtenidos de esas consideraciones permite expresar la disminución de la actividad del ^{14}C a través de las reacciones geoquímicas por la siguiente ecuación:

$$A_m = q A_0 \exp(-\lambda t)$$

donde λ es la constante de decaimiento del ^{14}C ($\ln 2/5730$), t es la edad corregida del agua (en años) y "q" es el factor de corrección desarrollado por Geyh que cuantifica la "dilución" del ^{14}C . Los valores típicos de q, Geyh (1972) los agrupa en 0.65-0.75 para sistemas cársticos, 0.75-0.90 en sedimentos con carbonato cristalino fino, y 0.90-1.00 en roca cristalina.

III.5.3 Aproximación Geoquímica

Ingerson y Pearson (1964), Pearson (1965) y Tamers (1970 y 1975) evalúan en este modelo la "dilución" de la actividad del carbono-14 del CID original del agua subterránea que es causada por la disolución del carbon "muerto" del sistema cerrado a través de los siguientes balances de masa:

$$(m\text{CO}_2 + 1/2m\text{HCO}_3)A(g) + (1/2m\text{HCO}_3)A(r) = (m\text{CO}_2 + 1/2m\text{HCO}_3 + 1/2m\text{HCO}_3)A_0,$$

$$A_0 = \frac{[(m\text{CO}_2 + 1/2 m\text{HCO}_3) A(g) + (1/2 m\text{HCO}_3)A(r)]}{(m\text{CO}_2 + m\text{HCO}_3)}$$

donde $A(r)$ es la actividad del carbono-14 de la roca carbonatada (supuesta de 0.0 pmo normalmente), $A(g)$ es la actividad del CO_2 del suelo gaseoso (tomado como 100% moderno por los autores del modelo), "m" es la molalidad de las diferentes especies. Con estas consideraciones, la última ecuación se reduce a

$$A_0 = \left[\frac{m\text{CO}_2 + 1/2 m\text{HCO}_3}{m\text{CO}_2 + m\text{HCO}_3} \right] A(g)$$

La razón anterior puesta entre paréntesis representa la razón de carbon inicial a final en el agua $C_t(i)/C_t(f)$, y se le llama algunas veces "factor de corrección química".

III.5.4 Mezcla Isotópica del ^{13}C

Esta aproximación evalúa la proporción de carbono proveniente de los carbonatos al carbono biogénico proveniente de las plantas, a través de las razones $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de la muestra de agua ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}}$), de los carbonatos en disolución ($\delta^{13}\text{C}_{(r)}$) (carbono agregado bajo condiciones de sistema cerrado) y del CO_2 del suelo derivado de plantas ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) (Ingerson y Pearson, 1964; Pearson 1965; Pearson y Hanshaw, 1970; Pearson y Swarzenki, 1974). El factor de corrección q derivado de esos parámetros se expresa como

$$q = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} - \delta^{13}\text{C}_{(r)}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{(r)}}$$

El valor de q se empleará para corregir las actividades del ^{14}C medido (A_m) para determinar la actividad del ^{14}C corregido inicial (A_{oc}) y calcular finalmente la verdadera edad de la muestra de agua. La A_{oc} se deduce de una ecuación de balance de masa similar a la escrita en la sección anterior y que dió a la q . Si esta ecuación se combina para las actividades del ^{14}C de los mismos materiales componentes resulta,

$$A_{oc} = \frac{\delta^{13}\text{C}_{\text{CID}} - \delta^{13}\text{C}_{(r)}}{\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2} - \delta^{13}\text{C}_{(r)}} (A(g) - A(r))A(r)$$

y la ecuación final para la edad corregida de la muestra de agua subterránea es

$$\text{Edad(años)} = - \frac{5730}{\log 2} \log \frac{A_m}{A_{oc}}$$

donde 5730 años es la vida media del ^{14}C .

III.5.5 Modelo de Disolución-Intercambio

Mook (1972, 1976 y 1980) fué el primero en considerar el intercambio entre las especies acuosa y gaseosa del carbon. Su modelo toma en cuenta la disolución del carbonato del suelo por dióxido de carbono del suelo, así como intercambio isotópico entre el bicarbonato disuelto y el CO_2 del suelo en la zona no saturada.

Este modelo se aplica solamente a los casos donde: (1) la única fuente de CID es el carbonato disuelto por CO₂. (2) no ocurre un intercambio apreciable con el carbonato del suelo, excepto en acuíferos carbonáceos y con aguas termales. (3) no ocurre cambio de pH en el acuífero distinto al debido por el proceso de disolución. (4) que la muestra de agua a ser fechada no consista de una mezcla de aguas de diferentes edades.

Esta aproximación considera además que las especies de carbon, tales como CO_{2(g)}, CO_{2(aq)}, HCO_{3(aq)}⁻, CO_{3(aq)}²⁻ y CaCO_{3(s)} reaccionan en el equilibrio químico e isotópico y requiere que el sistema sea inicialmente abierto al CO₂ del suelo. En la terminología de Mook (1980), la actividad inicial de ¹⁴C resultante del agua subterránea se calcula a través de la siguiente ecuación:

$$a_{\Sigma}^{14} = \frac{1}{\Sigma} \left\{ (a + 0.5b) a_{ao}^{14} + 0.5b a_1^{14} + \left(a_{go}^{14} (1 - 2\epsilon_g / 10^3) - \right. \right.$$

$$\left. \left. 0.5(a_{ao}^{14} + a_1^{14}) \right) \frac{\Sigma \delta_{\Sigma}^{13} - a \delta_{ao}^{13} + 0.5b(\delta_{ao}^{13} + \delta_1^{13})}{\delta_{go}^{13} - \epsilon_g (1 + \delta_{go}^{13} / 10^3) - 0.5(\delta_{ao}^{13} + \delta_1^{13})} \right\}$$

Los primeros dos términos se refieren al proceso de disolución en sistema cerrado, el tercero representa el intercambio isotópico con el CO₂ del suelo.

El significado de la notación es:

a, b : concentraciones molares del CO₂ y HCO₃⁻ disueltos respectivamente.

Σ : concentraciones molares de CID (= a + b)

$a_{go}^{14}, \delta_{go}^{13}$: actividad de ¹⁴C (en pmc) y contenido de ¹³C (en o/oo PDB) del CO₂ del suelo.

$a_{ao}^{14}, \delta_{ao}^{13}$: actividad de ¹⁴C (en pmc) y contenido de ¹³C (en o/oo PDB) del CO₂ disuelto.

a_1^{14}, δ_1^{13} : actividad de ¹⁴C (en pmc) y contenido de ¹³C (en o/oo PDB) del CaCO₃ del suelo real.

$a_{\Sigma}^{14}, \delta_{\Sigma}^{13}$: actividad de ¹⁴C (en pmc) y contenido de ¹³C (en o/oo PDB) del carbon total disuelto de la recarga reciente.

ϵ_9 : fraccionamiento del ^{13}C (en o/oo) del CO_2 gaseoso con respecto al HCO_3^- disuelto.

El contenido de carbon total de origen inorgánico (Σ) se evalúa en este modelo por

$$\Sigma = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] - [\text{SO}_4^{2-}] + 0.5 ([\text{Na}^+] + [\text{Cl}^-] + [\text{K}^+] - [\text{NO}_3^-])$$

donde se consideran la disolución del yeso y la participación de cloruro y nitrato.

Con respecto a los modelos de fechamiento antes expuestos, es necesario tomar en cuenta que no son herramientas fáciles de usar, a menos que pueda garantizarse la simpleza de los procesos geoquímicos que sigue determinada agua subterránea. Pero, en general, las investigaciones isotópicas del carbon requieren detallados estudios geoquímicos e hidrogeológicos para intentar proponer edades del agua subterránea para sistemas particulares.

III.6 Isótopos del Azufre en Agua Subterránea

Es común encontrar, en la prospección de agua subterránea, grandes concentraciones de sulfato que no pueden ser atribuidos a la precipitación. El origen del sulfato en el acuífero se debe a la disolución de las rocas evaporíticas (yeso, anhidrita) o al intemperismo (oxidante) de los sulfuros. De este modo, la especie de azufre dominante es el SO_4^{2-} bajo condiciones de oxidación, pero el sulfuro (H_2S o HS^-) prevalece bajo condiciones reductoras.

El azufre tiene cuatro isótopos estables (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) con abundancias naturales de 95.0, 0.76, 4.22 y 0.014 % respectivamente (Pearson, F.J., Rightmire, 1980), por lo que el isótopo pesado mas abundante del azufre es el ^{34}S y por lo tanto más fácilmente detectable en los laboratorios.

Mediante el registro isotópico del azufre en el sulfato disuelto, es posible distinguir el origen de los sulfatos y procesos químicos que afectan al sulfato en el sistema subterráneo. Así, la $\delta^{34}\text{S}$ nos permite discriminar entre evaporitas de diferentes edades geológicas. De acuerdo a Nielsen (1979), la $\delta^{34}\text{S}$ varía de +10 a +25 ‰ en agua con un promedio de $\delta^{34}\text{S} = +20$ ‰ en el Terciario. Esto se debe a que el sulfato de agua oceánica moderna tiene un $\delta \approx 20$ ‰ uniforme, y los sulfatos evaporíticos conservan la δ_{SO_4} del agua de mar que fluyó hacia las cuencas salinas depositados sin un fraccionamiento isotópico del azufre.

III.1 Fraccionamiento Isotópico del Azufre

Al igual que los isótopos del hidrógeno y oxígeno, (§ I.4), los isótopos del azufre se pueden fraccionar en reacciones cinéticas o en sistemas en equilibrio.

Existen varios sistemas que permiten el intercambio isotópico en condiciones aproximadas de equilibrio. Tales como el sistema consistente en sulfuro y sulfato en fluidos hidrotermales a temperaturas mayores de 250 °C, o el sistema de H₂S y el SO₂ en rocas volcánicas. A tales temperaturas el factor de fraccionamiento entre las especies de intercambio de azufre es proporcional a 1/T²(K).

Sin embargo, el azufre es el elemento con los procesos de fraccionamiento isotópicos más efectivos que existen, debido a las condiciones específicas que presenta la corteza terrestre. Las razones de estas variaciones son (Nielsen, op cit):

(1) La valencia del átomo de azufre puede cambiar en condiciones redox variables de S²⁻ via S⁰ a S⁴⁺ y S⁶⁺. Durante la oxidación de H₂S disuelto pueden aparecer complejos metaestables con valencias intermedias como S₂²⁻, S₃²⁻, S₄²⁻, S₅²⁻, S₆²⁻ y S₂O₃²⁻. Sin embargo, el grupo S₂²⁻ o S₂ forma la pirita (FeS₂) que es el mineral de sulfuro más abundante en rocas sedimentarias.

(2) La reducción inorgánica del sulfato necesita una energía de activación tan alta que la reacción se confina a los ambientes profundos de la corteza (250 °C). Sin embargo, solo complejos enzimáticos del ion sulfato disminuye este umbral y permite la reducción por células vivientes. Este es el paso de entrada al "ciclo del azufre biológico" que es el principal mecanismo de las variaciones globales en la composición isotópica del Azufre.

III.7 Deuterio y Oxígeno-18 en el Ciclo Hidrológico

El contenido isotópico δ¹⁸O del vapor de agua proveniente del oceano tiene un contenido aproximado de -13 partes por mil con respecto a 0.0 ‰ del propio oceano (estándar V-SMOW). Esto se debe principalmente al fenómeno de fraccionamiento isotópico que ocurre durante la evaporación. Este mecanismo puede explicarse en base a las diferentes presiones de vapor de las distintas moléculas de agua. Es decir, HD¹⁶O y H₂¹⁸O tienen presiones de vapor más bajas que la molécula común H₂¹⁶O por un factor (el factor de fraccionamiento), de 1.085 y 1.010 respectivamente, a 20 °C.

Analíticamente:

$$\alpha(D) = \frac{P(H_2^{16}O)}{P(HD^{16}O)} = 1.085$$

$$\alpha(^{18}O) = \frac{P(H_2^{16}O)}{P(H_2^{18}O)} = 1.010$$

donde α es el factor de fraccionamiento vapor/agua (ver § III.2).

Se deduce por lo tanto, que el vapor de agua está empobrecido por alrededor de 80 ‰ en deuterio y 10 ‰ en oxígeno-18 respecto

al agua líquida con la que está en equilibrio. Se observa también que durante la precipitación de una masa de aire húmeda, el vapor se empobrece continuamente en isótopos pesados, ya que estos han enriquecido el agua líquida de la precipitación que abandona el sistema. En una condensación posterior, el vapor remanente mostrará un empobrecimiento mayor de O-18 y D haciendo las deltas aun más negativas.

Dado que la precipitación es esencialmente una consecuencia del enfriamiento, las etapas posteriores de condensación ocurrirán siempre a una temperatura menor, y esto conduce indirectamente a una relación entre la temperatura y los isótopos pesados presentes en el agua de precipitación.

La condensación con eliminación continua de los condensados se puede describir matemáticamente como un proceso de destilación Rayleigh y de hecho se ha demostrado (Dansgaard, 1964) que la relación global observada entre valores promedio anuales de $\delta^{18}\text{O}$ y la temperatura puede ser descrita razonablemente bien por una fórmula tipo Rayleigh:

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)}$$

donde R y R_0 son las razones isotópicas al tiempo t y cero respectivamente, f es la fracción residual del reactante al tiempo t y α el factor de fraccionamiento isotópico que gobierna la distribución de especies isotópicas (Fritz, P., Fontes, J.Ch, 1980).

En las aguas naturales, se observan variaciones relativamente grandes en las razones isotópicas D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, y en particular en la precipitación se presentan los siguientes efectos geográficos (Yurtsever, 1975; Dansgaard, 1964):

- 1) Un empobrecimiento gradual de isótopos pesados al ir de latitudes bajas a latitudes altas.
- 2) Una disminución de $\delta^{18}\text{O}$ y δD partiendo de la costa y adentrándose en el continente ("Efecto Continental").
- 3) Variaciones estacionales: mayor contenido isotópico en verano que en invierno. Dichas variaciones son paralelas a las de temperatura.
- 4) Un empobrecimiento en las concentraciones de $\delta^{18}\text{O}$ y δD al incrementar la altitud ("Efecto de Altitud").

Las variaciones observadas en la precipitación se resumen cuantitativamente como una correspondencia entre temperatura e isótopos pesados. Sin embargo, no existe una relación globalmente válida entre la temperatura y el contenido isotópico, ya que a gran escala para valores anuales promedio en diferentes estaciones polares y costeras, se tiene 0.7 ‰/°C, mientras que al comparar los valores mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ y de temperatura en una estación fija, encontramos una variación de 0.5 ‰/°C.

Las variaciones en relación a la altitud en el contenido isotópico

son en promedio -0.30 ‰/100m para el O-18 y de -3 a -3.5 ‰/100m para el Hidrógeno. De hecho, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y δD con la altitud pueden usarse para estimar la altura de las áreas de recarga de manantiales.

Por otro lado, la mezcla de agua de diferente composición isotópica puede estudiarse a través de análisis isotópicos, del mismo modo que los isótopos naturales se han usado para investigar la relación entre las zonas de recarga y descarga.

Es importante señalar que en acuíferos confinados, el contenido isotópico no varía incluso en periodos de miles de años, debido al nulo intercambio isotópico. Sin embargo, en lagos y cuencas donde la evaporación es grande, existe un enriquecimiento en los isótopos del oxígeno e hidrógeno.

Lo anterior se observa al graficar $\delta^{18}\text{O}$ vs δD . En la Fig. III.1 está señalada la línea meteórica mundial que indica la relación encontrada a nivel sinóptico para la mayoría de aguas de origen meteórico no evaporadas. Las líneas paralelas a ésta con pendiente cercana a 8.0 refleja la unicidad de los procesos de condensación que ocurren en condiciones de equilibrio termodinámico (equilibrio entre vapor y líquido). El valor de la ordenada al origen depende del vapor que se condensa. Para las precipitaciones oceánicas un valor típico es +10 y la ecuación $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ se usa generalmente como una referencia para precipitación cuando no hay datos locales disponibles. La intercepción con el eje vertical se le conoce como exceso de deuterio, $d = \delta\text{D} - 8\delta^{18}\text{O}$.

Los cuerpos de agua que sufren procesos de evaporación se grafican también en rectas, solo que estas tienen pendientes entre 2 y 5. La variación en las pendientes depende de las condiciones cinéticas locales de evaporación, es decir, sobre los valores locales de la razón de evaporación, y la intercepción con la línea de agua meteórica se interpreta como el contenido isotópico original del agua antes de iniciar el proceso de evaporación.

Por otro lado, las aguas calentadas por rocas en ambientes geotérmicos muestran en general un enriquecimiento en O-18 manteniendo sin cambio el contenido de Deuterio (Fig. III.3a).

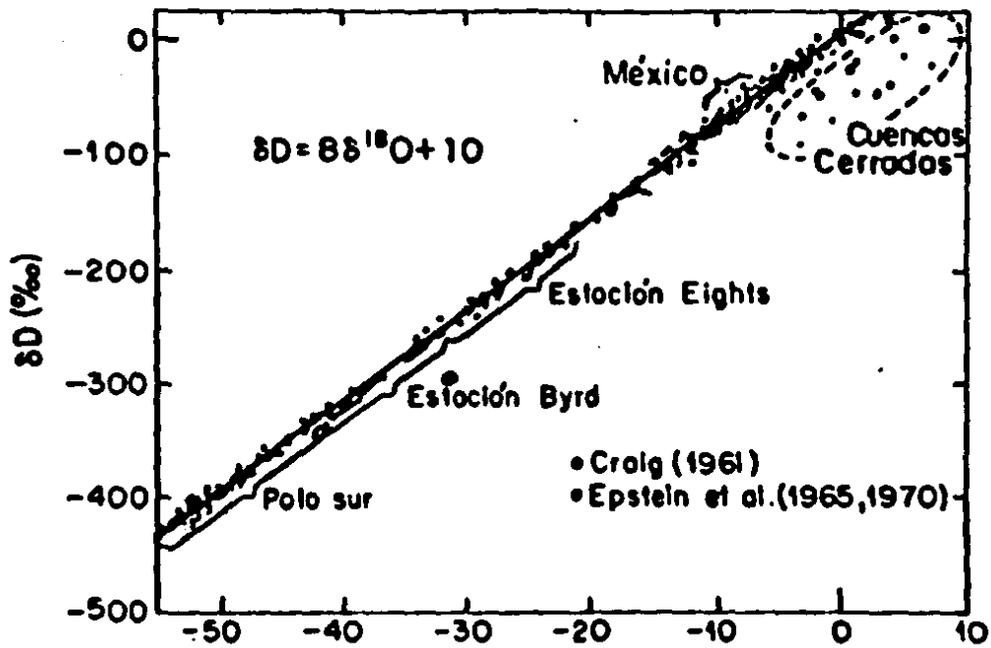


Fig. III.3 Línea Meteorica Mundial

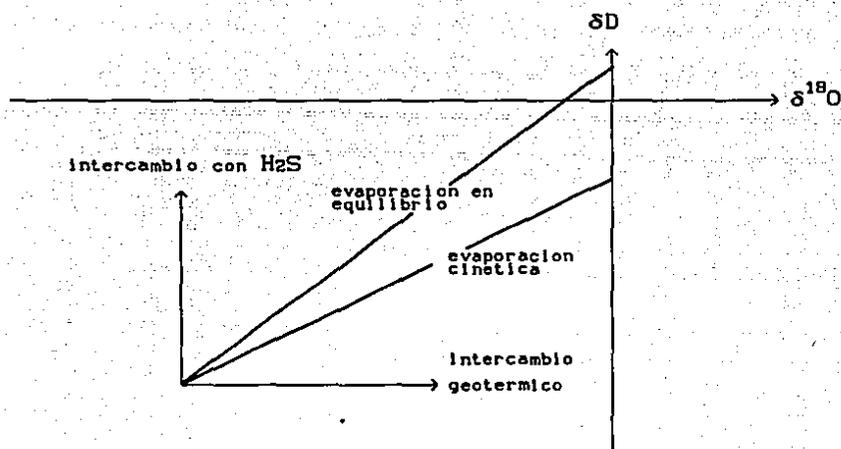


Fig. III.3a Interpretación de la gráfica O-18 vs D.

IV. EL AMBIENTE HIDROGEOLOGICO

Cuenca de México

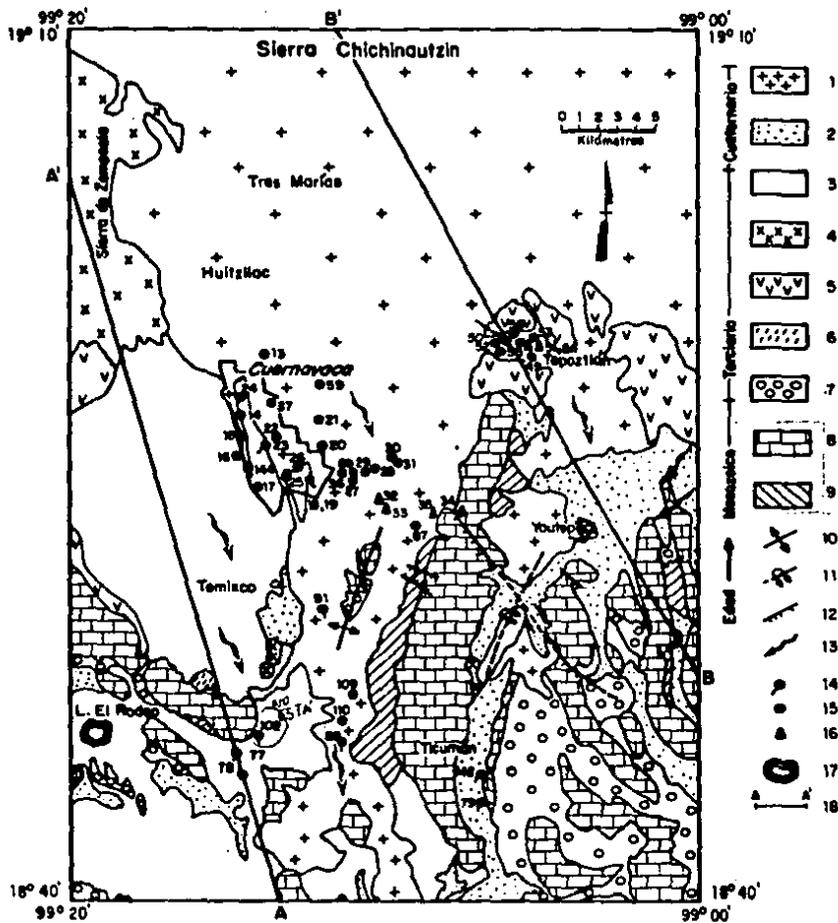
La Geología de la Cuenca de México ha evolucionado desde los primeros modelos reportados por Humbolt hasta nuestros días. Recientemente, Vázquez y Jaimes (1989) propusieron un modelo estratigráfico-estructural-petrogenético de la Cuenca de México para el periodo del Cretácico al Cuaternario. Este modelo, basado en cortes litológicos, perforaciones profundas y trabajos geofísicos, permite definir la distribución de los acuíferos de la Cuenca. Dichos autores reconocen la existencia de las siguientes Formaciones en el Cuaternario: Llano Grande (Q_{llg}), El Pino (Q_{pp}), Tláloc (Q_t), Iztaccihuatl (Q_i), Popocatepetl (Q_p), Chichinautzin (Q_c) y de los depósitos aluviales (Q_{a1}) y lacustres (Q_{la}), Figura IV.1.

Dentro de este tipo de estructuras, se destacan los acuíferos volcánicos pertenecientes a la Formación Chichinautzin, y los acuíferos de los depósitos aluviales y lacustres que se detallan a continuación.

En la Formación Chichinautzin se encuentran numerosos pozos de extracción de agua potable, así como pozos exploratorios profundos. Se compone básicamente de lavas andesítico-basálticas de grano fino y medio. El espesor de esta unidad varía entre sitios, pero se le asigna un espesor máximo de 1800m. Hasta hace poco tiempo se le asignaba una edad de aproximadamente 700 000 mil años, sin embargo, análisis de Carbono-14 realizados por Bloomfield (1975) reduce la edad al intervalo 38590 ± 3210 a 8440 ± 70 años. A la colada lávica más reciente de esta unidad, proveniente del volcán Xitle, se le asigna una edad de 2422 ± 250 años por el método de ¹⁴C (Arnold y Libby, 1951).

Por otro lado, los depósitos aluviales (Q_{a1}) pueden considerarse como una sola unidad sedimentaria. Se compone de material clástico fluvial acumulado con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. Se encuentra distribuida en el subsuelo de la porción meridional, rellenando valles y depresiones tectónicas como en la zona de Chalco. Hacia el centro de las depresiones se encuentran los espesores máximos (500m) que se reducen hacia los márgenes de la Cuenca. Se compone de arena, limos y arcilla, contiene localmente marga, tierra diatomácea, turba, loess y travertino (Vázquez y Jaimes, 1989, Fries 1960).

En el intervalo de 70 a 550 m de profundidad, se encontraron conglomerados, brechas, tobas, lavas basálticas y andesíticas en los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 de PEMEX (1988), mientras que en los pozos Texcoco-1 y P-3 de la SHCP (1969) se perforaron arenas, limos, arcillas y tobas entre los 80 y 180m de profundidad. La homogeneidad de estos depósitos se observa en la granulometría de los pozos de extracción de agua potable en la región meridional de la Cuenca.



1. Basaltos fracturados de alta permeabilidad.
2. Aluvión del Reciente.
3. Gravas semi-consolidadas, tobas y arenas.
4. Andesitas, brechas volcánicas y riolitas fracturadas.
5. Lahares y tobas.
6. Intrusivo granítico.
7. Conglomerado Calizo.
8. Caliza y Dolomía.
9. Arenisca, limolita y lutita.
10. Anticlinal.
11. Anticlinal recostado.
12. Falla normal.
13. Dirección principal de flujo en aguas subterráneas.
14. Manantial muestreado.
15. Pozo muestreado.
16. Noria muestreada.
17. Lago.
18. Sección Hidrogeológica.

Fig. IV.2 Hidrogeología de Cuernavaca
(Según Jaimes et al, 1989)

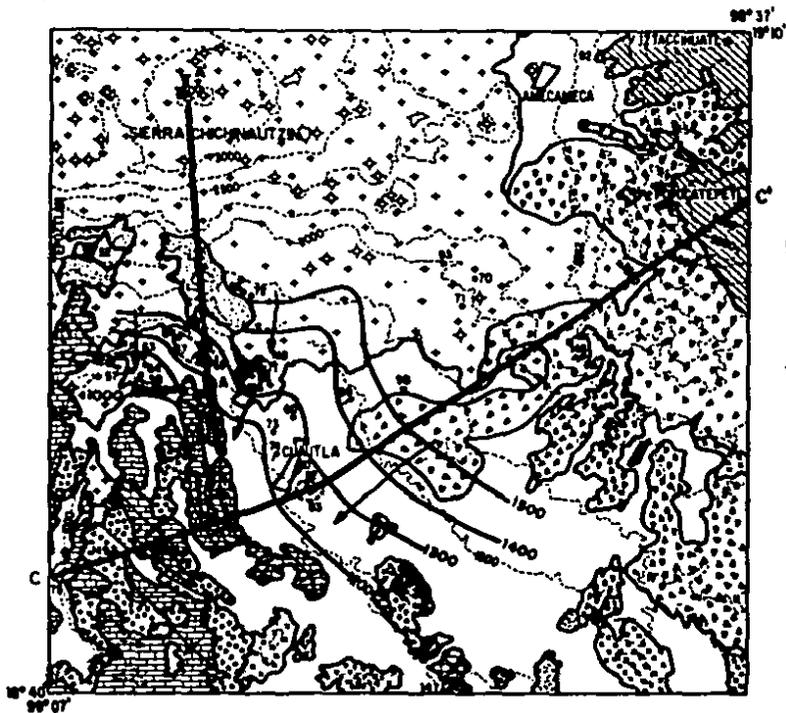


Fig. IV.2a Hidrogeología de Cuautla
(Según Vázquez et al, 1989)

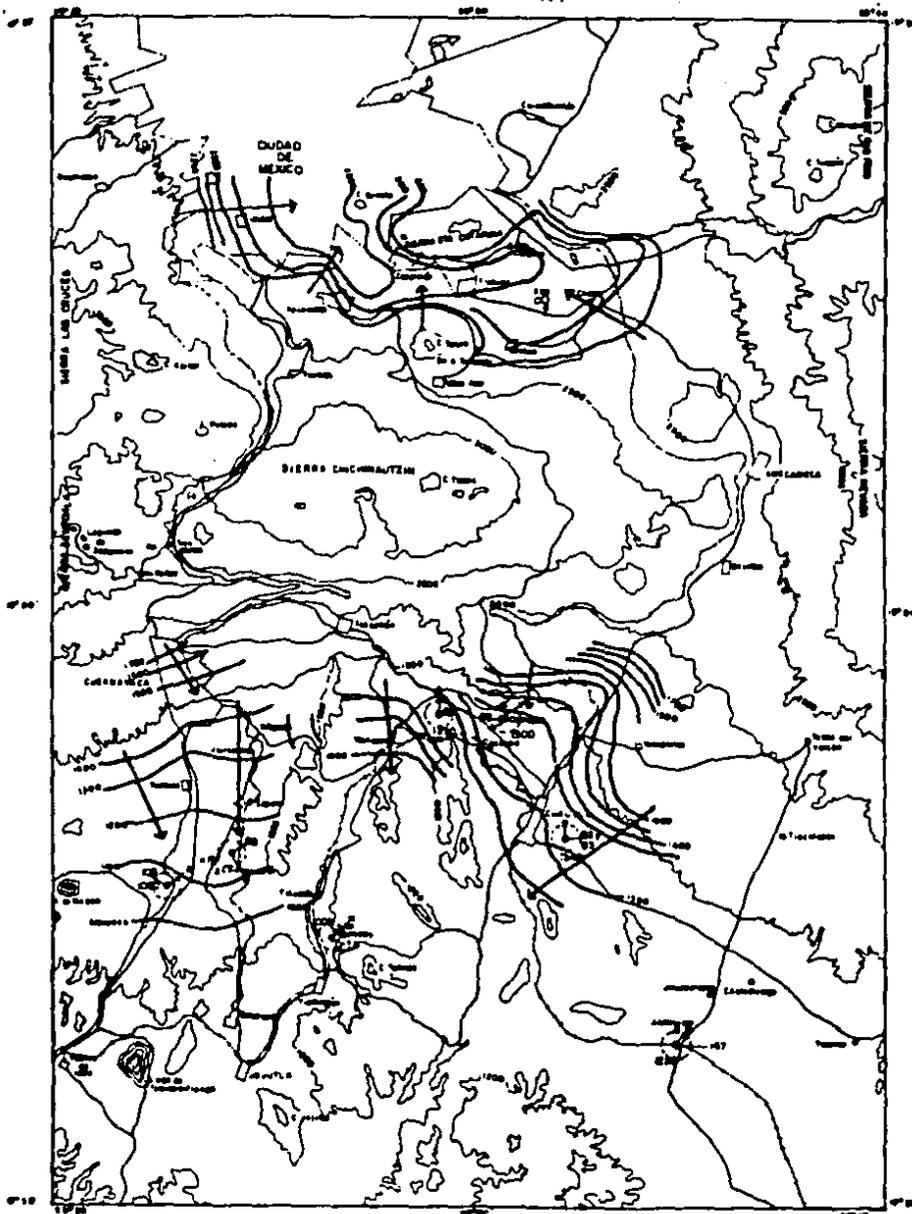


Fig. IV.3 Niveles piezométricos del área bajo estudio
(Según CAVM, 1987)

La unidad de los depósitos lacustres (Q1a) agrupa a los sedimentos clásticos provenientes de la actividad volcánica de la Sierra Chichinautzin y del volcán Popocatepetl que se depositaron en un ambiente lacustre. El origen de estos depósitos se relaciona con la obstrucción hidráulica de la Cuenca causada por la actividad volcánica que originó la Sierra Chichinautzin. El intervalo de edades para los depósitos lacustres va de 4800 a 46000 años por la técnica de Carbono-14. Liddicoat y Coe (1986) apoyan esta edad por la polaridad magnética normal observada en piroclásticos de estos depósitos. El rango de espesores varía entre 30 y 300m formando una altiplanicie lacustre que se extiende desde Texcoco hasta Chapultepec, y de Zumpango hasta Chalco. Los pozos de exploración, piezométricos y de mecánica de suelos, reportan arcillas, arenas, limos, tobas y derrames lávicos. Los primeros cortaron la base de esta unidad a 167, 300, 74 y 80m.

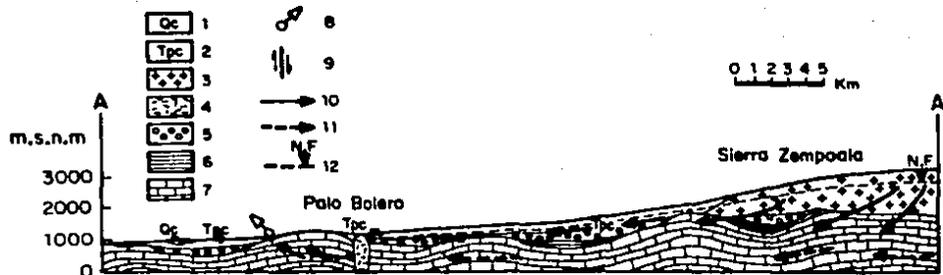
Por otro lado, se encontraron arcillas bentoníticas y montmorilloníticas, con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez (Bryan, 1948). Materia orgánica, turba, suelos y tierra diatomácea se reportan en las columnas estratigráficas de Tlapacoya (Limbrey, 1986). Los materiales piroclásticos se componen de cenizas vítreas, cristalinas y líticas. Los eventos relacionados con las erupciones del volcán Popocatepetl se evidencian por horizontes de lapillis angulosos, pumíticos y líticos (Vázquez y Jaimes, *op. cit.*).

Subcuencas de Cuernavaca y Cuautla

De acuerdo a Jaimes *et al* (1989), las unidades acuíferas más importantes de la región de Cuernavaca lo constituyen las gravas semi-confinadas y tobas del Terciario Tardío (acuífero granular) distribuidos al suroeste de la Ciudad de Cuernavaca; los basaltos fracturados del Cuaternario que constituyen la Sierra Chichinautzin (acuífero volcánico); las calizas y dolomías de origen marino de edad Cretácica distribuidas en la parte meridional de la región (acuífero calizo) y los lahares y tobas del Terciario Tardío que se presentan en el área de Tepoztlán (acuitardo) Fig. IV.2.

En la Fig. IV.2 se presenta también el modelo de flujo del agua subterránea en esta región para los acuíferos granular, volcánico y lahares. Los autores proponen el funcionamiento hidrogeológico del sistema, sección A-A' como sigue (Fig. IV.3a): (i) recarga en la Sierra Zempoala al SW del área, (ii) flujo subterráneo a través del acuífero granular, (iii) manantiales provenientes de calizas, atribuidos a un flujo profundo regional. Para la sección B-B', Fig. IV.3b, proponen: (i) la recarga proviene de la Sierra Chichinautzin, (ii) la existencia de manantiales en los cambios de permeabilidad que ocurren en el contacto de los basaltos con las unidades menos permeables subyacentes, (iii) flujo subterráneo a través de basalto y (iv) flujo profundo que proviene de calizas y dolomías.

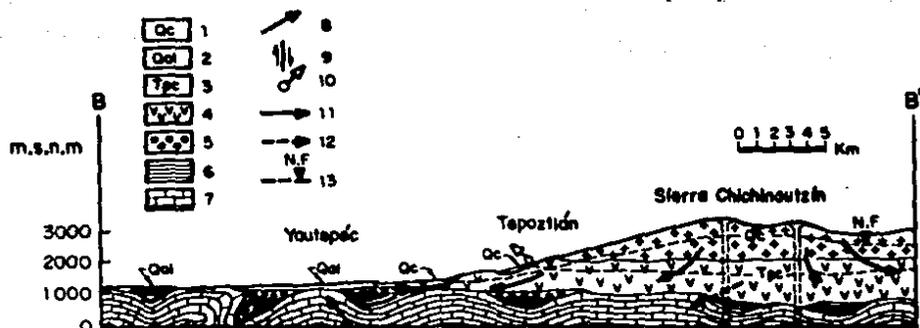
Por otro lado, para las subcuencas de Cuautla y Yautepec, se ha propuesto un modelo de funcionamiento hidrogeológico similar al anterior (Fig. IV.3c) en el que se distinguen básicamente dos



Sección Hidrogeológica A-A'.

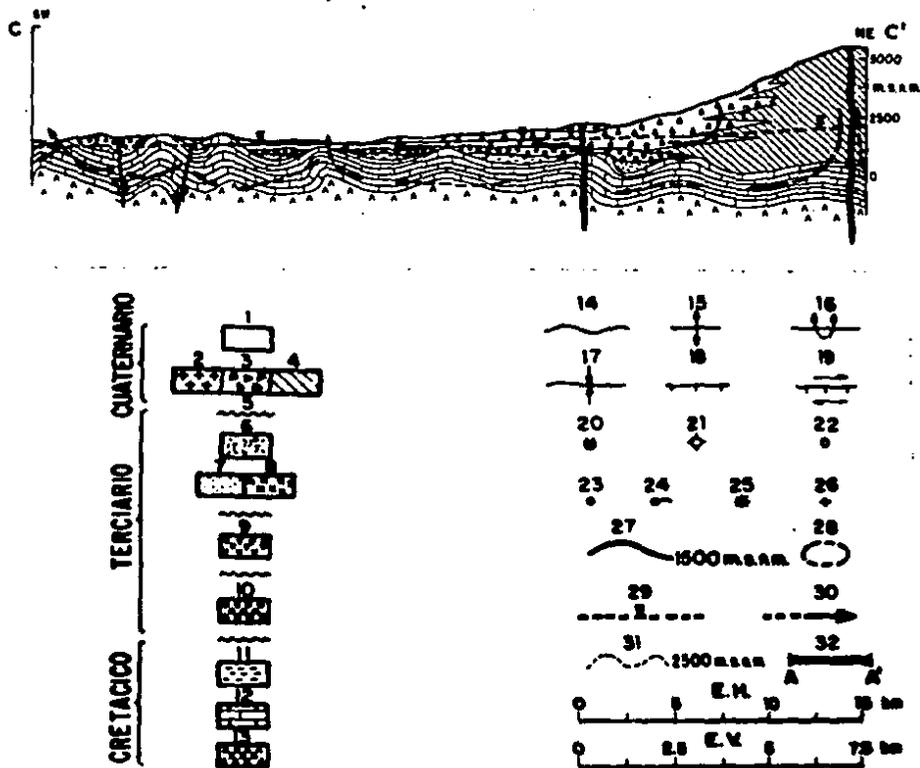
1. Basaltos fracturados. 2. Gravas, arenas y tubas. 3. Andesitas. 4. Intrusivo granítico. 5. Conglomerado calizo.
6. Areniscas, limolitas y lutitas. 7. Caliza y Dolomía. 8. Manantial. 9. Falla. 10. Dirección de flujo de aguas subterráneas.
11. Dirección de flujo posible. 12. Nivel freático.

Fig. IV. 3a Líneas de Flujo. Sección A-A'
(Según Jaimes et al, 1989)



Sección Hidrogeológica B-B'.
 1. Basaltos fracturados. 2. Aluvión. 3. Conglomerados y arenas tobáceas. 4. Andesitas. 5. Conglomerado cal-

Fig. IV.3b Líneas de Flujo. Sección B-B'
 (Según Jaimes et al, 1989)



Mapa y secciones hidrogeológicas generalizadas. Acuífero calizo: calizas y dolomías fracturadas cársicas (12). Acuífero volcánico: lahares y tobas semicompactas (7), andesitas y dacitas fracturadas alteradas con piroclastos no solidificados (8); basaltos vesiculares fracturados brechados con intercalaciones de ceniza y lapilli (2); lahares, tobas y brechas poco compactos (3), andesitas y dacitas fracturadas con intercalaciones de teфра no consolidada (14) y aluvión de distinta granulometría (1). Acuitardos: anhidritas (13), lutitas, limolitas y grauwecas interestratificadas (11), conglomerado compacto y arenas, limos y arcillas (10), ignimbritas y riolitas con fracturas cerradas (9), dioritas y granodioritas con fracturas cerradas (6), discordancia (5), contacto geológico (14), anticlinal (15), anticlinal recostado (16), sinclinal (17), falla normal (18), falla normal lateral derecha (19), volcán (20), cono cinerítico (21), pozo profundo (22), muestras de agua de pozo (23), de manantial (24), de lluvia (25) y de escurrimiento, equipotenciales del acuífero volcánico (27), del acuífero calizo (28), nivel estático con línea discontinua inferido (29), dirección de flujo del agua subterránea con línea discontinua inferida (30), curva topográfica (31), línea de sección hidrogeológica (32).

Fig. IV.3c Líneas de Flujo. Sección C-C'
(Vázquez et al, 1989)

acuíferos: el volcánico y el calizo, el primero sobreyaciendo al segundo (Vázquez *et al*, 1989).

El acuífero superior de constitución volcánica se forma de las facies hidrogeológicas permeables siguientes: lahares, tobas, gravas y arenas aflorantes en la Sierra de Tepoztlán; andesitas y dacitas fracturadas del Mioceno Tardío que afloran en la porción meridional; lahares, tobas cristalinas líticas y brechas tobáceas que se intercalan con derrames lávicos fracturados hacia los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl; flujos lávicos fracturados del Cuaternario con un espesor máximo aflorante de 1800m en la Sierra Chichinautzin que se reduce hacia las llanuras aluviales.

Se plantea la existencia de sistemas de flujo local de agua subterránea que se recarga en las zonas volcánicas y con dirección norte-sur en el Valle de Yautepec, para el Valle de Cuautla convergen los flujos norte-sur y noreste-suroeste. Para la parte meridional de la Cuenca de México se plantea sur-norte (Fig. IV.3).

Algunas de estas hipótesis pueden comprobarse o desecharse apoyados en la metodología de la hidrología isotópica e hidrogeoquímica, ya que como vimos en la sección I, los isótopos estables del Hidrógeno y Oxígeno etiquetan a las moléculas del agua y podemos inferir su altitud de recarga. Por otro lado, la firma química del agua que fluye en basaltos o calizas es de un tipo característico. Los isótopos del Carbono y Azufre permitirán aclarar si el flujo ocurre en rocas calizas o yesos, etc. Esta discusión se desarrollará en el capítulo siguiente.

TABLA IV.1 RESUMEN DE RESULTADOS ISOTOPICOS POR ACUIFERO EN LOS VALLES DE MEXICO, CUERNAVACA Y CUAUTLA

| ACUIFERO | MUESTRA | $\langle \delta^{18} \rangle$ | $\langle \delta D \rangle$ | δ^{13} | ^{14}C | T | δ^{34} | δ_{SO4}^{18} |
|----------|---|-------------------------------|----------------------------|---------------|----------|-----------|---------------|---------------------|
| GRANULAR | 14, 16, 17 | | | $\{-14.1\}$ | 120 | | | |
| | 23, 24 | -10.9 | -76 | $\{-12.3\}$ | (23) | | | |
| | 144, 156 (CUERNAVACA) | | | $\{-11.5\}$ | 87 | | | |
| | 108 77.78 79 | -10.3 | -75 | $\{-7.9\}$ | 55 | $^{5.8}$ | | |
| | | | | $\{-7.9\}$ | 49 | $^{7.4}$ | $^{15.7}$ | $^{14.7}$ |
| | | | | | | $^{3.9}$ | | |
| | (CUERNAVACA) | | | | | | $\{16.3\}$ | $^{13.8}$ |
| CALIZO | | | | | | | | |
| | 1000, 57, 68 | -10.3 | -71 | | | | $^{18.0}$ | $^{15.8}$ |
| | 149, 147 164 | | | | | | $^{16.6}$ | $^{16.8}$ |
| | | | | $\{-5.4\}$ | 4 | $\{8.8\}$ | $^{18.0}$ | $^{15.5}$ |
| | (CUAUTLA) | | | $\{-7.7\}$ | 58 | $\{2.5\}$ | $^{15.4}$ | $^{15.7}$ |
| | | | | | | | | |
| | 13, 18, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110 | -10.9 | -78 (sin 34, 35) | | | | $^{6.5}$ | |
| | (CUERNAVACA) | | | | | | $^{7.8}$ | $^{18.8}$ |
| | | | | | | | $^{4.2}$ | |
| | | | | | | | | |
| | 69, 70, 71, 72, 73, 74 | -10.2 | -71 | $\{-7.4\}$ | 18 | $\{0.8\}$ | | |
| | 148, 155, 93, 98, 146 | | | $\{-10.3\}$ | 89 | | | |
| | (CUAUTLA) | | | $\{-5.8\}$ | 5 | $\{8.8\}$ | $^{16.8}$ | $^{14.7}$ |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | 1-12, 38-49, 66 | -10.3 | -70 | $\{-7\}$ | | | | |
| | 94-102, 111-116 | | | | | | 14 | |
| | 132-139, 137-143 | | | $\{11.7\}$ | 36 | $\{4.7\}$ | | |
| | 150-153 | | | | | | 20 | $\{11.4\}$ |
| | (MEXICO) | | | $\{-10\}$ | | | | |
| | | | | | | | | |
| | | | | | | | | |
| | 49, 50, 51, 52, 53, 54 | -10.4 | -73 | | | | $^{9.7}$ | |
| | (TEPOZTLAN) | | | | | | $\{6.0\}$ | |

V. CARACTER ISOTOPICO DEL AGUA SUBTERRANEA EN LAS CUENCAS DE MEXICO, CUERNAVACA Y CUAUTLA.

Las hipótesis de funcionamiento hidrogeológico planteadas en el capítulo anterior pueden ser resueltas a través de un análisis hidroquímico isotópico, para conocer el origen de las especies iónicas disueltas y su relación con la matriz del acuífero.

Los resultados fisicoquímicos (Tabla V.2) se graficaron (Fig.V.1 y Fig.V.3) considerando hasta en 5% el error analítico. Los resultados isotópicos por acuífero se resumen en la Tabla IV.1, y los resultados isotópicos para cada muestra en la Tabla V.1.

CUENCA DE MEXICO

Química del agua subterránea en la Cuenca de México

Diagrama de Durov

En la versión expandida del diagrama de Durov, los triángulos de aniones y cationes se separan en ejes de 25 por ciento. Este tipo de diagrama supera al de Piper porque muestra con mayor claridad los tipos hidroquímicos y sus procesos. En las figuras V.1, V.6 y V.7 se grafican los diagramas de Durov para el presente estudio, en donde se observa que los resultados experimentales ocupan los campos 2, 3, 4 y 5.

Los parámetros químicos permiten inferir, a través de este tipo de diagrama, trayectorias de evolución química. Para el caso de la Cuenca de México, los pozos 39, 40, 41, 42, 43, 46 y 47 se grafican en el segundo campo de dicho diagrama (Fig.V.1) con HCO_3^- y Mg^{2+} dominantes, lo que puede indicar que las aguas subterráneas circulan por las rocas volcánicas que componen las zonas de recarga y forman parte del acuífero volcánico. El tipo de material acuífero de los pozos antes señalados explotan el acuífero piroclástico, el cual está formado por productos piroclásticos del Plioceno. Los pozos de la subcuenca de Chalco (94,95,96,97,98,99,100, 101 y 102), Fig.V.7, se grafican consistentemente en el campo dos y reflejan también la recarga en macisos volcánicos.

Un caso aparte son los pozos 38 y 48, que se grafican en el tercer campo del diagrama (Fig.V.1). Lo que significa HCO_3^- y Na^+ dominantes. Existe la posibilidad de que el Na^+ dominante se deba a la mezcla con agua mineralizada del acuitardo que sobreyace al acuífero en explotación (Rodríguez, 1987). Esta hipótesis posiblemente se aplique para los pozos del ramal de Santa Catarina (111-116) cuyas características químicas los ubican en este campo. Las concentraciones de HCO_3^- pueden reflejar las condiciones de recarga en zona volcánica.

TABLA V.1 RESULTADOS DE ISÓTOPOS ESTABLES Y RADIACTIVOS EN AGUA SUPERFICIAL Y SUBTERRÁNEA

| No. | Localización | Ap. | H-2 o/oo SMOW | O-18 o/oo SMOW | d Ex D | Tritio U.I. | S-34 o/oo CDT | O18(SO4) o/oo SMOW | C-13 o/oo PDB | C-14 pnc Ac.Oxál. |
|-----|--------------|-----|---------------------|----------------------|-----------|----------------|---------------------|--------------------------|---------------------|-------------------------|
| 1 | Tláhuac | P | -68 | -10.3 | 14.4 | | | | | |
| 2 | Tláhuac | P | -69 | -10.4 | 14.2 | | | | | |
| 3 | Tláhuac | P | -68 | -10.1 | 12.8 | | | | | |
| 4 | Tláhuac | P | -66 | -9.8 | 12.4 | | | | | |
| 5 | Tláhuac | P | -66 | -10.2 | 15.6 | | | | | |
| 6 | Tláhuac | P | -70 | -10.3 | 12.4 | | | | | |
| 7 | Tláhuac | P | -67 | -10.3 | 15.4 | | | | | |
| 8 | Tulyehualco | P | -70 | -10.7 | 15.6 | | | | | |
| 9 | Tulyehualco | P | -72 | -10.6 | 12.8 | | | | -17.04 | |
| 10 | Tulyehualco | P | -70 | -10.7 | 15.6 | | | | | |
| 11 | Tulyehualco | P | -68 | -10.2 | 13.6 | 1441 | | | | |
| 12 | Tulyehualco | P | -69 | -10.2 | 13.6 | | | | | |
| 13 | Cuernavaca | P | -78 | -10.8 | 12.6 | | | | | |
| 14 | Cuernavaca | P | -75 | -11.2 | 8.4 | | | | | |
| 15 | Cuernavaca | P | -74 | -10.7 | 15.6 | | | | | |
| 16 | Cuernavaca | P | -76 | -10.9 | 11.6 | | | | | |
| 17 | Cuernavaca | P | -75 | -11.2 | 11.2 | | | | | |
| 18 | Cuernavaca | H | -75 | -10.9 | 14.6 | | | | | |
| 19 | Cuernavaca | H | -75 | -10.9 | 12.2 | | | | | |
| 20 | Cuernavaca | P | -75 | -10.9 | 12.2 | | | | | |
| 21 | Cuernavaca | P | -76 | -11.0 | 12.0 | | | | | |
| 22 | Cuernavaca | P | -75 | -11.2 | 14.6 | | | | | |
| 23 | Cuernavaca | H | -78 | -10.9 | 9.2 | | | | | 120 |
| 24 | Cuernavaca | P | -77 | -10.7 | 8.6 | | | | | |
| 25 | Cuernavaca | P | -76 | -11.0 | 12.0 | | | | | |
| 26 | Cuernavaca | P | -76 | -10.9 | 11.2 | | | | | |
| 27 | ElTejaniñil | P | -76 | -11.3 | 14.4 | | | | | |
| 28 | Mexanañ | P | -76 | -11.2 | 13.6 | | | | | |
| 29 | MexanaC | P | -78 | -11.0 | 10.0 | | | | | |
| 30 | CIUAC | P | -74 | -10.9 | 13.2 | | | | | |
| 31 | CIUAC | P | -76 | -10.9 | 11.2 | | | | | |
| 32 | Tejalpa | H | -76 | -10.9 | 11.2 | | | | | |
| 33 | Tejalpa | H | -72 | -11.0 | 16.0 | | | | | |
| 34 | Cuernavaca | H | -68 | -9.4 | 7.2 | | | | | |
| 35 | Cuernavaca | H | -66 | -9.3 | 8.4 | | | | | |
| 36 | Col.10Abril | P | -77 | -11.1 | 11.8 | | | | | |
| 37 | F.Maravillas | P | -78 | -11.5 | 14.0 | | | | | |
| 38 | S.H.Tetelco | P | -66 | -9.7 | 11.6 | | | | | |
| 39 | SanLuis | P | -71 | -9.7 | 6.6 | | | | | |
| 40 | San Gregorio | P | -66 | -9.5 | 10.0 | | | | | |
| 41 | Teconitl | P | -74 | -10.9 | 13.2 | | | | | |
| 42 | San Gregorio | P | -68 | -10.0 | 12.0 | | | | | |
| 43 | San Gregorio | P | -73 | -10.5 | 11.0 | | | | | |

TABLA V. 1 (CONTINUACIÓN)

| No. | Localización | Ap. | H-2 o/oo SNOM | 0-18 o/oo SNOM | d Ex D | Tritio U.T. | S-34 o/oo CDT | 018(S04) o/oo SNOM | C-13 o/oo PDB | C-14 pMC Ac.Oxál. |
|-----|---------------|-----|---------------------|----------------------|-----------|----------------|---------------------|--------------------------|---------------------|-------------------------|
| 44 | San Luis | P | -75 | -11.0 | 13.0 | | | | | |
| 45 | San Luis | P | -75 | -11.0 | 13.0 | | | | | |
| 46 | Teconitl | P | -65 | -10.3 | 17.4 | | | | | |
| 47 | Teconitl | P | -75 | -10.8 | 11.4 | | | | 11.7 | 36 |
| 48 | Teconitl | P | -74 | -10.5 | 17.4 | | | | | |
| 49 | Tepoztlán | H | -73 | -10.6 | 11.8 | | | | | |
| 50 | Tepoztlán | N | -74 | -10.4 | 9.2 | | 9.7 | | | |
| 51 | Tepoztlán | N | -72 | -10.5 | 12.0 | | | | | |
| 52 | Tepoztlán | P | -72 | -10.3 | 10.4 | | | | | |
| 53 | Tepoztlán | N | -72 | -10.2 | 9.6 | | | | | |
| 54 | Tepoztlán | N | -76 | -10.3 | 6.4 | | | | | |
| 55 | Tepoztlán | N | -69 | -10.1 | 11.8 | | | | | |
| 56 | Tepoztlán | N | -78 | -10.6 | 6.8 | | | | | |
| 57 | Vautepec | P | -73 | -10.0 | 7.0 | | | | | |
| 58 | Vautepec | P | -73 | -10.1 | 7.8 | | | | | |
| 59 | Ind.Tecnos | P | -74 | -10.9 | 13.2 | | | | | |
| 60 | Cuautla | P | -75 | -10.9 | 12.2 | | | | | |
| 61 | Vautepec | P | -72 | -10.4 | 11.2 | | | | | |
| 62 | Vautepec | P | -74 | -10.9 | 13.2 | | | | | |
| 63 | Vautepec | P | -71 | -10.2 | 10.6 | | | | | |
| 64 | Vautepec | P | -77 | -10.7 | 8.6 | | | | | |
| 65 | Vautepec | H | -73 | -10.5 | 11.0 | | 15.96 | 19.47 | | |
| 66 | F.Brotantes | H | -71 | -10.4 | 12.2 | | | | | |
| 67 | Vautepec | H | -70 | -10.9 | 17.2 | | 16.87 | 16.83 | | |
| 68 | Oaxtepec | H | -72 | -10.2 | 9.6 | | 16.78 | 14.7 | -5.8 | 5 |
| 69 | Tlanonulco | N | -69 | -9.5 | 7.0 | | | | | |
| 70 | c.a Cuautla | P | -69 | -10.0 | 11.0 | | | | | |
| 71 | Acatlahuaca | P | -71 | -10.1 | 9.8 | | | | | |
| 72 | Tlayacapan | P | -73 | -10.5 | 11.0 | | | | | |
| 73 | Casasano | P | -75 | -10.2 | 6.6 | | | | | |
| 74 | Las Tazas | H | -71 | -10.3 | 11.4 | 2.9+8 | | | | |
| 75 | Huitzilac | P | -78 | -11.0 | 10.0 | | | | | |
| 76 | Tequesquiten | L | -14 | +1.4 | -25.2 | 11.9+1 | | | | |
| 77 | Alpuyeca | N | -75 | -10.6 | 9.8 | 3.9+8 | | | | |
| 78 | Atlacholoaya | P | -79 | -10.0 | 1.0 | 5.9+7 | | | -7.9 | 55 |
| 79 | Las Estacas | H | -71 | -10.2 | 10.6 | 7.4+1 | 15.63 | 14.2 | -6.1 | 46 |
| 80 | El Arenal | N | -71 | -10.2 | 10.6 | <0.8 | 10.00 | | -7.4 | 18 |
| 81 | Vautepec | H | -70 | -9.9 | 9.2 | 4.1+1 | | | | |
| 82 | Agua Hedionda | H | -71 | -10.0 | 9.0 | 0.9+5 | | | | |
| 83 | Agua Hedionda | H | -72 | -10.0 | 8.0 | <0.8 | 15.96 | 15.03 | -5.5 | 4 |
| 84 | Oacalco | P | -73 | -10.5 | 11.0 | <0.8 | | | | |
| 85 | Oacalco | H | -75 | -10.7 | 10.6 | 2.2+6 | | | | |
| 86 | Tlayacapan | P | -75 | -10.4 | 8.2 | <0.8 | | | | |
| 87 | Tejalpa | P | -77 | -10.2 | 4.6 | | | | | |
| 88 | San Ramón | H | -74 | -10.8 | 12.4 | 34+8 | 16.05 | | | |
| 89 | ANUSA | P | -73 | -10.5 | 11.0 | | | | | |

TABLA V.1 (CONTINUACIÓN)

| No. | Localización | Ap. | H-2 o/oo SNOW | O-18 o/oo SNOW | d Ex D | Tritio U.1. | S-34 o/oo CDT | O18(SO4) o/oo SNOW | C-13 o/oo POB | C-14 pnc Ac.Oxál. |
|-----|---------------|-----|---------------------|----------------------|-----------|----------------|---------------------|--------------------------|---------------------|-------------------------|
| 90 | Yerixco | P | -78 | -11.1 | 10.8 | | | | | |
| 91 | Palo Escrito | N | -77 | -10.4 | 6.2 | 4.2 | | | | |
| 92 | El Salto | N | -62 | -10.2 | 19.6 | | 5.94 | | | |
| 93 | La Alborada | P | -70 | -10.1 | 10.8 | | | | | |
| 94 | Aculco | P | -65 | -10.0 | 15.0 | | | | | |
| 95 | Chalco | P | -71 | -10.1 | 9.8 | | | | | |
| 96 | Tlalmanalco | P | -70 | -10.4 | 13.2 | | | | | |
| 97 | Cuautzingo | P | -72 | -10.2 | 9.6 | | | | | |
| 98 | Yecapixtla | P | -70 | -9.7 | 7.6 | | | | | |
| 99 | Tlalmanalco | P | -70 | -9.7 | 7.6 | | | | | |
| 100 | Cocotitlán | P | -67 | -10.0 | 13.0 | | | | | |
| 101 | Tenangodola | P | -62 | -9.7 | 15.6 | | | | | |
| 102 | Tenanatla | P | -67 | -9.5 | 9.6 | | | | | |
| 105 | El Rodeo | L | -53 | -6.8 | 1.4 | | | | | |
| 108 | Palo Bolero | N | -75 | -10.3 | 7.4 | | 16.31 | | | |
| 109 | Tezoyuca | P | -73 | -10.3 | 9.4 | | | | | |
| 110 | Tezoyuca | P | -75 | -10.8 | 11.4 | | | | | |
| 111 | Sta. Catarina | P | -71 | -10.7 | 14.6 | | | | -1.4 | 8 |
| 112 | Sta. Catarina | P | -66 | -10.6 | 18.8 | | | | | |
| 113 | Sta. Catarina | P | -71 | -10.6 | 13.8 | | | | | |
| 114 | Sta. Catarina | P | -76 | -10.3 | 6.4 | 20+8 | | | | |
| 115 | Sta. Catarina | P | -74 | -10.0 | 6.0 | | | | | |
| 116 | Sta. Catarina | P | -65 | -10.7 | 20.6 | | | | | |
| 132 | Coapa 7 | P | -69 | -10.1 | 11.8 | | | | | |
| 133 | El Esfuerzo | N | -78 | -10.2 | 3.6 | | | | | |
| 134 | Zempoala | L | -70 | -9.8 | 8.4 | | | | | |
| 137 | Topilejo | P | -71 | -10.4 | 12.2 | | | | | |
| 138 | Monte Sur | P | -73 | -10.2 | 8.6 | | | | -10.1 | |
| 139 | Monte Sur | P | -72 | -10.3 | 10.4 | | | | | |
| 140 | ReclusorioS | P | -71 | -10.2 | 10.6 | | | | | |
| 141 | S. Cruces | N | -72 | -11.3 | 18.4 | | | | | |
| 142 | IU Dinamo | N | -72 | -11.4 | 19.2 | | | | | |
| 143 | Ajusco | N | -76 | -11.6 | 16.8 | | | | | |
| 144 | San Antón | N | -77 | -10.7 | 8.6 | | | | | |
| 146 | Tetela | N | -71 | -10.5 | 13.0 | | | | | |
| 147 | Atotonilco | N | -69 | -9.9 | 10.2 | 25+8 | 15.36 | 15.74 | -7.7 | 58 |
| 148 | Cocoyoc | N | -69 | -10.7 | 16.6 | | | | -10.3 | 89 |
| 149 | Ticunán | N | -71 | -10.3 | 11.4 | | | | | |
| 150 | Pedregal | P | -70 | -9.8 | 10.4 | | | | | |
| 151 | Pedregal | P | -70 | -9.6 | 6.8 | | | | | |
| 152 | Attillo | P | -68 | -9.9 | 11.2 | | | | | |
| 153 | Nixcoac | p | -75 | -9.8 | 3.4 | | | | | |
| 154 | Itzanatitlan | N | ---- | -9.9 | ---- | | 16.58 | 16.83 | | |
| 155 | Huitzilac | N | -71 | -11.2 | 18.6 | | | | | |

No.=Número de muestra Ap.=Aprovechamiento P=Pozo
 N=Manantial L=Laguna Ex D = Exceso de Deuterio o/oo.
 LI=Lluvia

TABLA V.2 ANÁLISIS FÍSICO-QUÍMICOS

| No. muestra | C.L. μnhos/cm | Ph | YOC | SIB ng/l | Ca++ ng/l | Mg++ ng/l | Kat ng/l | Ks ng/l | Cl- ng/l | HCO3- ng/l | SO4= ng/l |
|-------------|---------------|------|------|----------|-----------|-----------|----------|---------|----------|------------|-----------|
| 1 | *140 | 7.41 | 22 | *98 | 5.00 | 2.51 | 3.84 | 1.37 | 1.27 | 44.5 | 4.31 |
| 2 | *147 | 7.82 | 19 | *103 | 4.82 | 2.47 | 3.63 | 1.40 | 1.04 | 46.9 | 5.03 |
| 3 | *59 | 7.62 | 17 | *60 | 1.67 | 0.65 | 0.87 | 0.37 | 0.37 | 17.3 | |
| 4 | *173 | 7.66 | 19 | *121 | 6.10 | 3.41 | 4.27 | 1.49 | 1.03 | 62.0 | 2.6 |
| 5 | *211 | 7.57 | 21 | *148 | 8.22 | 2.27 | 3.92 | 2.06 | 1.38 | 69.7 | 8.37 |
| 6 | *181 | 7.52 | 25 | *127 | 6.33 | 2.99 | 4.73 | 1.98 | 0.97 | 62.2 | 2.19 |
| 7 | *187 | 7.41 | 24 | *131 | 6.48 | 3.03 | 4.82 | 2.22 | 1.98 | 62.9 | 2.33 |
| 8 | *136 | 8.11 | 22 | *95 | 3.88 | 1.73 | 4.61 | 1.29 | 0.46 | 48.1 | 2.91 |
| 9 | *194 | 8.03 | 22 | *136 | 10.3 | 2.00 | 4.28 | 4.72 | 1.68 | 35.9 | 20.0 |
| 10 | *192 | 7.69 | 13 | *134 | 6.53 | 3.18 | 3.38 | 1.47 | 0.56 | 69.2 | 1.51 |
| 11 | *272 | 7.29 | 18 | *190 | 9.6 | 2.93 | 11.7 | 1.50 | 3.73 | 86.2 | 6.28 |
| +14 | 160 | 7 | 20 | 181 | 12 | 26 | 0 | - | 14 | 128 | 1 |
| +16 | 170 | 6.5 | 19 | 207 | 12 | 34 | 0 | - | 12 | 146 | 3 |
| +17 | 200 | 6.04 | 19 | 223 | 12 | 24 | 17 | - | 21 | 146 | 3 |
| 18 | 105 | 7.6 | 17 | 198 | 6.4 | 9.1 | 7.9 | 5.0 | 5.8 | 53.8 | 1.9 |
| +22 | 90 | 6.5 | 20.5 | 116 | 12 | 14 | 0 | - | 17 | 73 | 0 |
| 23 | *243 | 6.5 | 16.5 | *170 | 6.78 | 4.85 | 7.99 | 1.91 | 2.29 | 82.1 | 3.97 |
| +24 | 190 | 6.6 | 19.5 | *133 | 16 | 26 | 0 | - | 16 | 128 | 4 |
| +26 | 180 | 6.6 | 20 | 187 | 16 | 39 | 0 | - | 17 | 110 | 1 |
| 32 | 80 | 6.5 | 17.5 | 204 | 3.14 | 3.89 | 9.68 | 1.59 | 0.9 | 89.8 | 5.73 |
| 38 | 1570 | 7.8 | 14 | 1262 | 40 | 59.5 | 262.4 | 16.8 | 142 | 542.9 | 124.8 |
| 39 | *91 | | 16 | *63 | 16.32 | 9.79 | 23.3 | 9.5 | 20 | 115.3 | 20.7 |
| 40 | *1956 | | 16 | *1369 | 48.9 | 41.6 | 89.3 | 47.4 | 70 | 354 | 145.2 |
| 41 | *92 | | 14 | *64 | 8.16 | 12.24 | 11.69 | 4 | 11.2 | 87 | 1.3 |
| 42 | 1298 | | 15 | 909 | 32.6 | 29.3 | 48.45 | 27.2 | 40.9 | 245 | 113 |
| 43 | *91 | | | *63 | 12.24 | 14.69 | 16.23 | 8 | 16.3 | 93.5 | 21 |
| 46 | *91 | | 15 | *63 | 16.32 | 9.8 | 38.3 | 6.8 | 15.5 | 165.4 | 1.2 |
| 47 | *91 | | 18 | *63 | 12.2 | 9.8 | 24.3 | 5.8 | 18.5 | 134.9 | 0.8 |
| 48 | *1295 | | 14 | *906 | 30.6 | 18.4 | 79.7 | 19.1 | 43 | 361.1 | 10.3 |
| +62 | 764 | 6.1 | 22.9 | 422 | 42 | 43 | 12 | - | 28 | 220 | 67 |
| 67 | | 6.3 | 21.5 | | | | | | | | |
| 68 | 3180 | 7.4 | 27 | 2927 | 540 | 134 | 74.9 | 27.9 | 127.8 | 866.8 | 1085 |
| +71 | 264 | 6.1 | 20.4 | 324 | 16 | 31 | 29 | | 40 | 185 | 19 |
| +72 | 280 | 6.8 | 24 | 196 | 46 | 48 | 20.4 | - | 22 | 290 | 58 |
| +73 | 440 | 6.4 | 21.7 | 308 | 28.4 | 31.8 | 21.4 | 5 | 7 | 260 | 14.3 |
| 74 | 300 | 6.4 | 20 | 250 | 11.9 | 26.1 | 18.5 | 3.28 | 2.86 | 221 | 7.61 |
| 76 | 3430 | 6.6 | 26.7 | 3226 | 277 | 225 | 247 | 38.2 | 43.9 | 183 | 1926 |
| 77 | 2000 | | 24.1 | *1480 | 388.5 | 92.8 | 22.9 | 10.6 | 19 | 409.2 | 952.8 |
| 78 | 1300 | | 23.1 | *910 | 202 | 54.5 | 22.8 | 4.42 | 16.2 | 161 | 505 |
| 79 | 1250 | 7.2 | 23.1 | 955 | 160 | 58.8 | 29.1 | 12.9 | 19.7 | 328.8 | 377 |
| 80 | 292 | 6.8 | 18.8 | 362 | 14.4 | 26.4 | 17.8 | 8.5 | 3.5 | 194.3 | 2.4 |
| 81 | 1400 | | 24.7 | *980 | 129 | 79.7 | 38.2 | 8.24 | 19.2 | 472 | 381 |
| 82 | 2250 | | 24.1 | 1575 | 297 | 84.3 | 69.7 | 7.26 | 48.3 | 202 | 642 |
| 83 | 3000 | 7.2 | 26.3 | 2607 | 488 | 139.2 | 98.5 | 25.8 | 91 | 798 | 1110 |
| 84 | 3150 | | 24.7 | *2205 | 633 | 133 | 57.7 | 7.45 | 42 | 215 | 1400 |

TABLA V. 2 (CONTINUACIÓN)

| No. Muestra | C.L. $\mu\text{mhos/cm}$ | pH | CoC | STP ng/l | Ca++ ng/l | Mg++ ng/l | Na+ ng/l | K+ ng/l | Cl- ng/l | NO3- ng/l | SO4- ng/l |
|-------------|--------------------------|-----|------|----------|-----------|-----------|----------|---------|----------|-----------|-----------|
| 85 | 300 | | 18.4 | *210 | 16.4 | 2.64 | 19.5 | 3.35 | 1 | 148 | 4.9 |
| 86 | 300 | 6.7 | 24 | *210 | 20.4 | 18.3 | 26.9 | 4.2 | 3.7 | 249 | 5.9 |
| 88 | 1040 | 7.2 | 20.2 | 720 | 144.2 | 70.4 | 69.5 | 1.5 | 22.2 | 301.6 | 145 |
| 89 | 250 | 6 | 19.4 | 175 | 11.1 | 7.0 | 9.6 | 5.5 | 0.6 | 74.4 | 13.9 |
| 190 | 500 | 6 | 23.8 | 397 | 40 | 19 | 45 | - | 44 | 220 | 12 |
| 191 | 410 | 6.4 | 20.6 | 207 | 33.1 | 25.4 | 4.1 | 4.2 | 16.3 | 129.0 | 52.2 |
| 92 | 130 | 6 | 0.2 | 203 | 10.2 | 0.5 | 5.41 | 1.6 | 0.7 | 76.5 | 39.6 |
| 93 | 230 | 6 | 10 | 161 | 11.3 | 15.6 | 17.8 | 3.2 | 2.6 | 181 | 14.9 |
| 94 | 160 | | 10 | 112 | 10.8 | 11 | 15.9 | 3.4 | 1.9 | 153 | 4.6 |
| 95 | 240 | 7.6 | 17.7 | 173 | 7.38 | 11.7 | 16.0 | 5.3 | 3.2 | 147 | 4.5 |
| 96 | 125 | | 16.2 | 87.5 | 5.27 | 0.0 | 12.2 | 2.1 | 2.2 | 104 | 7.0 |
| 97 | 240 | | 10 | 160 | 11.3 | 16.3 | 14.4 | 4.4 | 7.9 | 135 | 30 |
| 98 | 210 | | 23.7 | 147 | 0.22 | 12 | 10 | 3.2 | 1.1 | 153 | 1.5 |
| 99 | 145 | | 15.5 | 102 | 11.1 | 9.2 | 11.0 | 3.5 | 2.6 | 120 | 0.1 |
| 100 | 210 | | 18.7 | 147 | 8.1 | 16.4 | 16.9 | 3.7 | 2.2 | 160 | 6.4 |
| 101 | 135 | | 16.5 | 94.5 | 6.1 | 10.5 | 13 | 2.1 | 1.1 | 122 | 2.3 |
| 102 | 100 | | 16.6 | 126 | 7.3 | 14.4 | 16.1 | 3.5 | 2.4 | 145 | 3.0 |
| 108 | 2100 | 7 | 22.5 | 2033 | 373 | 80.6 | 19.6 | 3.9 | 15.5 | 104 | 1015 |
| 109 | 320 | 6.5 | | 391 | 28.3 | 14.5 | 10 | 6.7 | 17.5 | 130.2 | 23 |
| 110 | 504 | 6.5 | | 236 | 50 | 10 | 11.6 | 2.5 | 3.16 | 210 | 68.1 |
| 111 | | | | 310 | 16.2 | 9.7 | 33.1 | 9.0 | 24 | 1302 | 24 |
| 112 | 348 | | 15 | 356.1 | 16.2 | 12.1 | 54.2 | 11.6 | 31 | 186 | 31 |
| 113 | 520 | | | 370.3 | 10.1 | 13.3 | 44 | 14.0 | 23 | 176.7 | 23 |
| 114 | 440.5 | | | 426.8 | 16.2 | 14.5 | 38 | 16.3 | 41 | 231.5 | 41 |
| 115 | 581.4 | | | 527.7 | 16.2 | 14.5 | 60.1 | 15.2 | 42 | 223.2 | 42 |
| 116 | 581.4 | | | 526 | 16.2 | 23 | 35.6 | 21.9 | 52 | 341 | 52 |
| 137 | | | 15.5 | | | | | | | | |
| 138 | | | 15 | | | | | | | | |
| 139 | 169 | 8.2 | 14.1 | 114 | 4.5 | 3.9 | 17.5 | 3.0 | 7.0 | 70.6 | 0.6 |
| 140 | | | 15 | | | | | | | | |
| 141 | 82 | 7 | 10.7 | 57.4 | 10.2 | 0.1 | 15.7 | 3.1 | 16.3 | 38.2 | 41.8 |
| 142 | 96 | 6 | 10.4 | 67.2 | 11.8 | 11.5 | 7.2 | 1.5 | 0.2 | 54 | 1.5 |
| 143 | 163 | 6 | 9.4 | 114 | 7.9 | 5.3 | 1.6 | 3.8 | 7.3 | 30.5 | 00 |
| 144 | 290 | 6.6 | 19.9 | 101 | 26 | 17.2 | 5.3 | 2.1 | 23.3 | 119.4 | 17.7 |
| 146 | 590 | 7.9 | 15.0 | 413 | 10.2 | 13.4 | 1.6 | 2.6 | 9.3 | 50.9 | 18.1 |
| 147 | 1890 | 7.1 | 32.5 | 1378 | 207 | 60 | 54 | 11 | 25 | 283 | 505 |
| 148 | 172 | 6.4 | 18.0 | 202 | 10.2 | 21.1 | 12 | 7 | 4.8 | 120 | 3.3 |
| 149 | 870 | 7.7 | 21.5 | 609 | 78.0 | 41.6 | 10.8 | 4.2 | 22.2 | 302.0 | 131.5 |
| 150 | *92.0 | | | *64.96 | 10.3 | 13.4 | 3.6 | 2.6 | 9.3 | 50.9 | 18.1 |
| 151 | *236 | | | *165.6 | 124.6 | 84.7 | 95.8 | 3.6 | 38.5 | 231.6 | 189.7 |
| -154 | 150 | 8.4 | 13 | 128 | 16 | 6.7 | 7.1 | 1.9 | 3.5 | 79.3 | 11 |
| -155 | 170 | 8 | 13 | 139 | 14 | 7.1 | 12.9 | 0.0 | 7.1 | 97.6 | - |
| -156 | 260 | 7.9 | 10 | 226 | 10 | 11.6 | 19.5 | 3.9 | 3.5 | 152.5 | 11 |
| -157 | 220 | 7.9 | 22 | 108 | 12 | 7.2 | 25.0 | 5.0 | 10.6 | 115.9 | 11 |
| -158 | 230 | 7.9 | 17 | 203 | 14 | 7.2 | 28.7 | 6.2 | 14.2 | 122 | 11 |
| -159 | 500 | 7.9 | 19 | 427 | 27 | 32.2 | 35.6 | 9.4 | 14.2 | 219 | 83 |
| -160 | 320 | 8.3 | 21 | 267 | 16 | 16.2 | 31.3 | 5.0 | 17.7 | 152.5 | 20.6 |
| -161 | 350 | 7.8 | 18 | 285 | 21 | 14.5 | 34.3 | 3.8 | 17.7 | 170.0 | 20.6 |

* CONDUCTIVIDAD ELECTRICA Y S.T.B. CALCULADOS

♦ DATO DE SARN 1980 Y 1981

- DATO DE INEGI. 1982b.

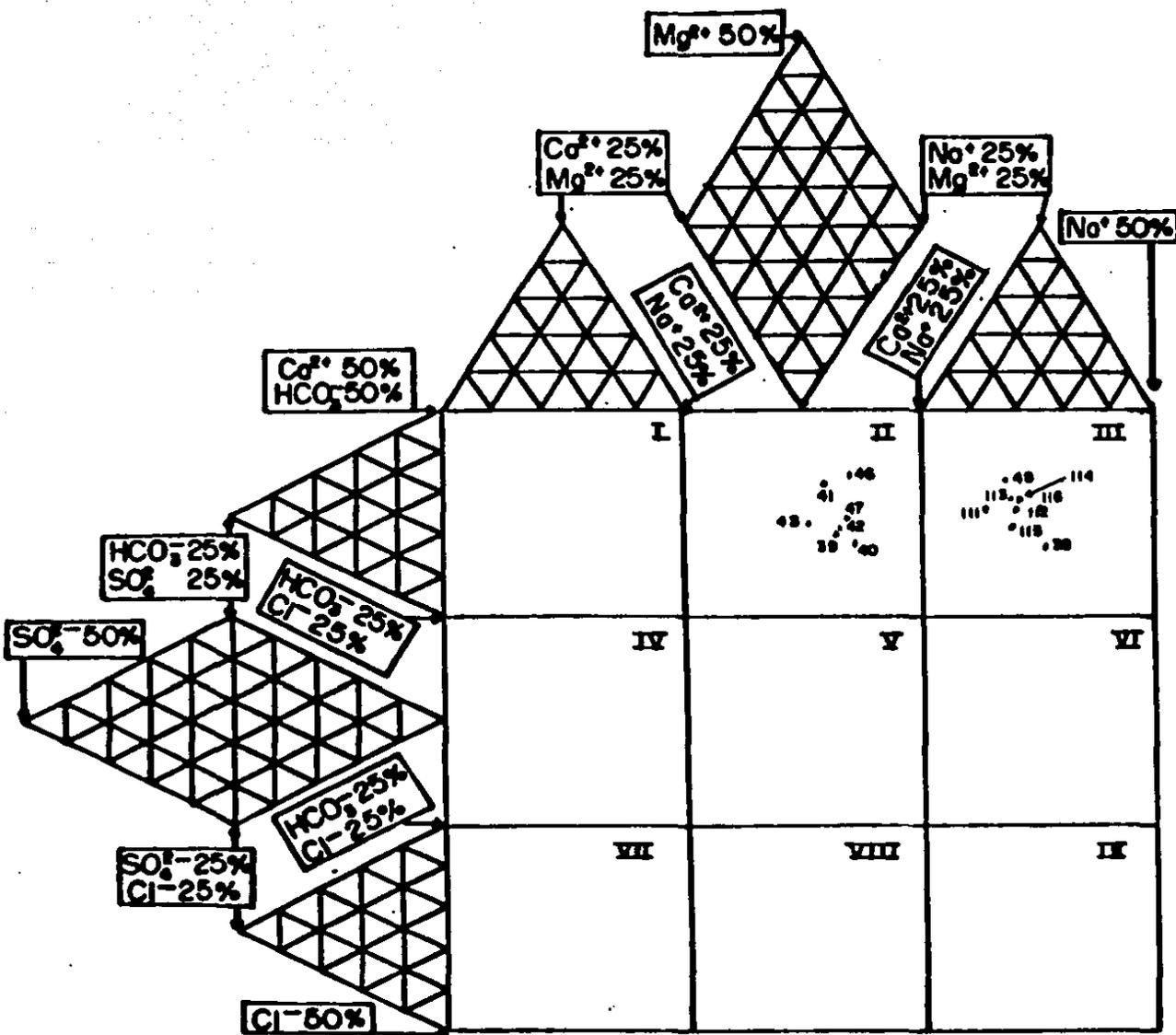


Fig.V.1 Diagrama de Durov para el sur de la Cuenca de México

Oxígeno-18 y Deuterio

En la Fig. V.2 se grafican los datos isotópicos del Oxígeno-18 y Deuterio del Valle de México. Los símbolos representan las siguientes zonas: cuadros=tláhuac y Tulyehualco; cruces=Chalco; (+)=Topilejo y Monte Sur; diamantes=San Nicolás Tetelco, San Luis, San Gregorio y Tecómitl. En una escala adecuada de esta gráfica (-15,-5 para Oxígeno y -110,-30 para Hidrógeno, Fig.V.2), encontramos tendencias o grupos de agua definidos. Un caso particular es el del ramal de Santa Catarina, con valores isotópicos enriquecidos respecto a la generalidad de los datos.

En la Cuenca de México los promedios isotópicos son: $\delta^{18}\text{O} = -10.3 \pm 1.5 \text{ ‰}$ y $\delta\text{D} = -70 \pm 3 \text{ ‰}$.

El resultado anterior está en acuerdo con los resultados implicados en D.D.F. (1986), donde se reportan datos isotópicos de 10 zonas de la Cuenca de México analizados en los laboratorios de Saclay, Francia.

Sin embargo, en ambos casos se encuentra dispersión isotópica. En este estudio se encuentran hasta 1.1 partes por mil en oxígeno-18 entre los valores extremos.

Como se mencionó en la página 11, la diferencia del contenido isotópico de las sustancias A y B es una función de la temperatura:

$$\Delta_{A,B} = \delta_A - \delta_B \approx 10^3 \ln \alpha_{A,B} = a + b T^{-1} + c T^{-2}$$

Lo que permite inferir la existencia de diversos gradientes de temperatura que afectan al contenido isotópico del agua de precipitación del Valle de México.

Se sabe que existe en el Valle una componente de viento proveniente del Golfo de México y del Caribe. En particular este último ha sufrido en su evaporación efecto cinético, lo que puede producir una ordenada al origen mayor que 10, como es el caso de la línea meteórica del mediterráneo con una ordenada de +22. (Gonfiantini, R., comunicación personal).

Un análisis isotópico de la precipitación realizado en el suroeste de la cuenca, permitió definir una línea meteórica para la Sierra de las Cruces (Cortés, A., Farvolden, R., 1989), con un ajuste lineal dado por:

$$\delta\text{D} = 7.95 \delta^{18}\text{O} + 11.77$$

la cual resulta en una paralela a la línea meteórica mundial pero con ordenada al origen de aproximadamente +12.

Es preciso considerar también la influencia de la mezcla entre el agua de lluvia de baja altura y la precipitación en las sierras circunvecinas con diferencias isotópicas hasta de cinco partes por mil. Se piensa, sin embargo, que la infiltración por lluvia en la Cuenca es baja debido al sistema de drenaje profundo

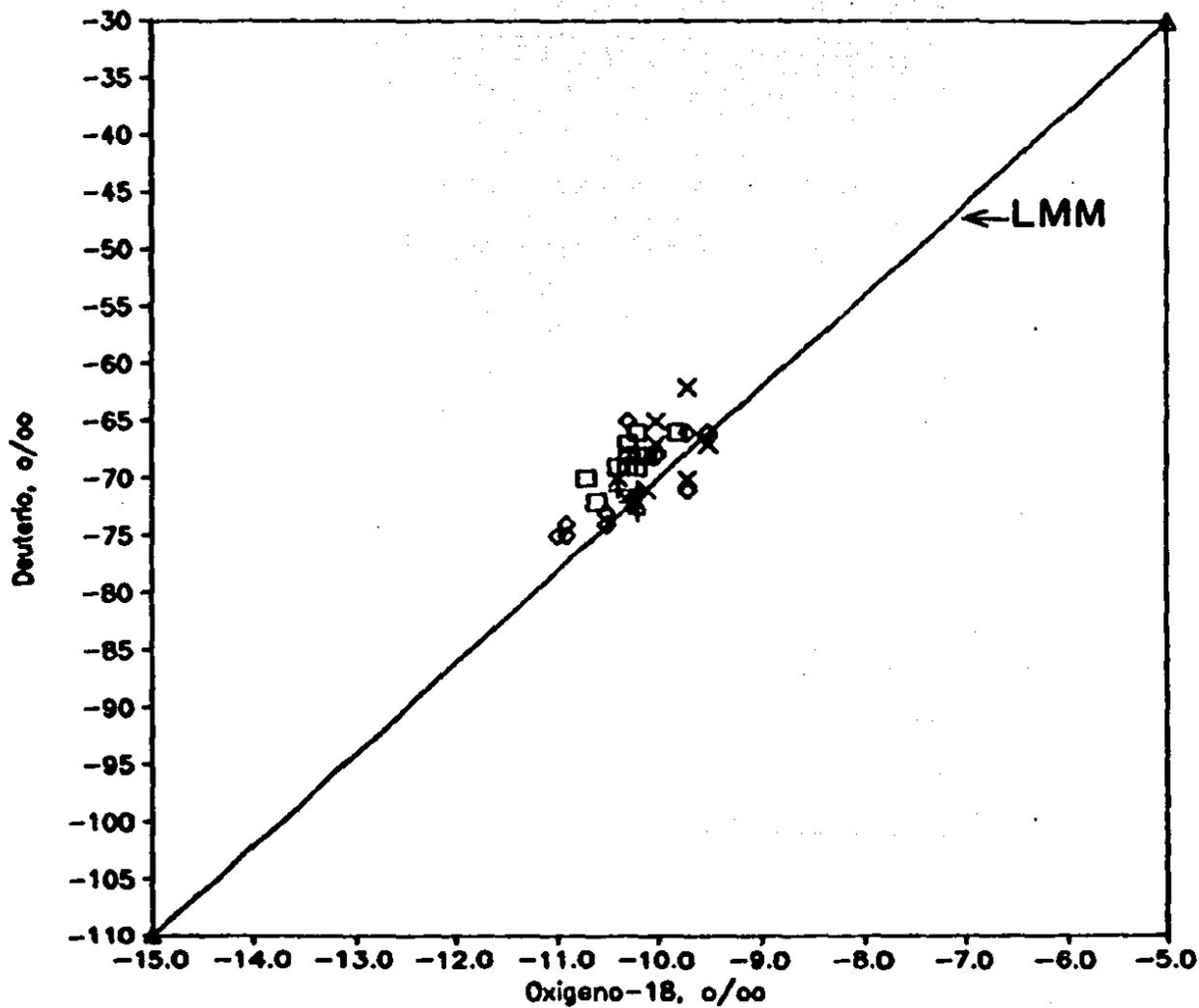


Fig. V.2 Gráfica $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ zonas-Sur de la Cuenca de México (cuadros)=Tláhuac y Tulyehualco, (x)=Chalco, (+)=Topilejo y Monte Sur, (diamantes)=San Nicolás Tetelco, San Luis, San Gregorio y Tecómitl.

(D.D.F., 1986) que capta la mayoría de las aguas de lluvia.

Por otro lado, los pozos de Mixquic (41,44,45,47 y 48) muestran valores isotópicos lo suficientemente negativos para asociarles una altura de recarga correlacionable con el Tehutli y Chichinautzin. Al respecto, Arizabalo *et al* (1989) proponen que el contenido isotópico estable promedio de la precipitación para la Cuenca de México varía con la altitud de acuerdo con el siguiente modelo que toma en cuenta a la línea meteórica local:

$$\overline{\delta^{18}\text{O}} = -2.2 \times 10^{-3} h - 3.6;$$

$$\overline{\delta\text{D}} = -17.6 \times 10^{-3} h - 17$$

donde h es la elevación orográfica en metros sobre el nivel del mar y las deltas en partes por mil. Este modelo se infirió considerando que la temperatura media en las regiones montañosas está controlada preferencialmente por el enfriamiento adiabático de masas de aire saturadas. De esta manera, si tomamos el promedio isotópico para O-18 y D en el área (-10.3,-70) la altura de recarga probablemente sea de 3050m. En este estudio se realizó una interpolación con los datos de O-18 de la Tabla V.1 para los aprovechamientos muestreados (Fig.V.2a), observándose que efectivamente las áreas principales de recarga se relacionan con las partes altas de las sierras de Zempoala, las Cruces y Chichinautzin, y en menor medida las partes medias de la sierra nevada.

Yurtsever (1975) encontró estadísticamente que el contenido isotópico de los isótopos estables en la precipitación, variaba de acuerdo con los siguientes parámetros: T, P, L y A, es decir, de Temperatura mensual promedio, la Precipitación mensual promedio, Latitud (grados), y Altitud (m), con los siguientes coeficientes:

$$\delta^{18}\text{O} = -18.723 + (0.597 \pm 0.088)T - (0.0035 \pm 0.0052)P + \\ + (0.106 \pm 0.048)L + (0.0012 \pm 0.0008)A$$

con un coeficiente de correlación múltiple de 0.833.

Al ir eliminando variables independientes se observó que la correlación disminuía, hasta llegar a

$$\delta^{18}\text{O} = -12.180 + (0.390 \pm 0.029)T \quad \text{con } r^2 = 0.815.$$

Por lo que la dependencia con la temperatura es suficiente para observar la variación isotópica. Se hace evidente además la importancia de considerar en este tipo de estudios los valores promedio mensuales de los parámetros involucrados cuando se trata de analizar los contenidos isotópicos de la lluvia. Sin embargo, para el caso del acuífero, las fluctuaciones isotópicas no son tan grandes ya que las variaciones observadas en las lluvias se promedian en el agua subterránea.



Fig.V.2a Isolíneas de Oxígeno-18 en las cuencas de estudio

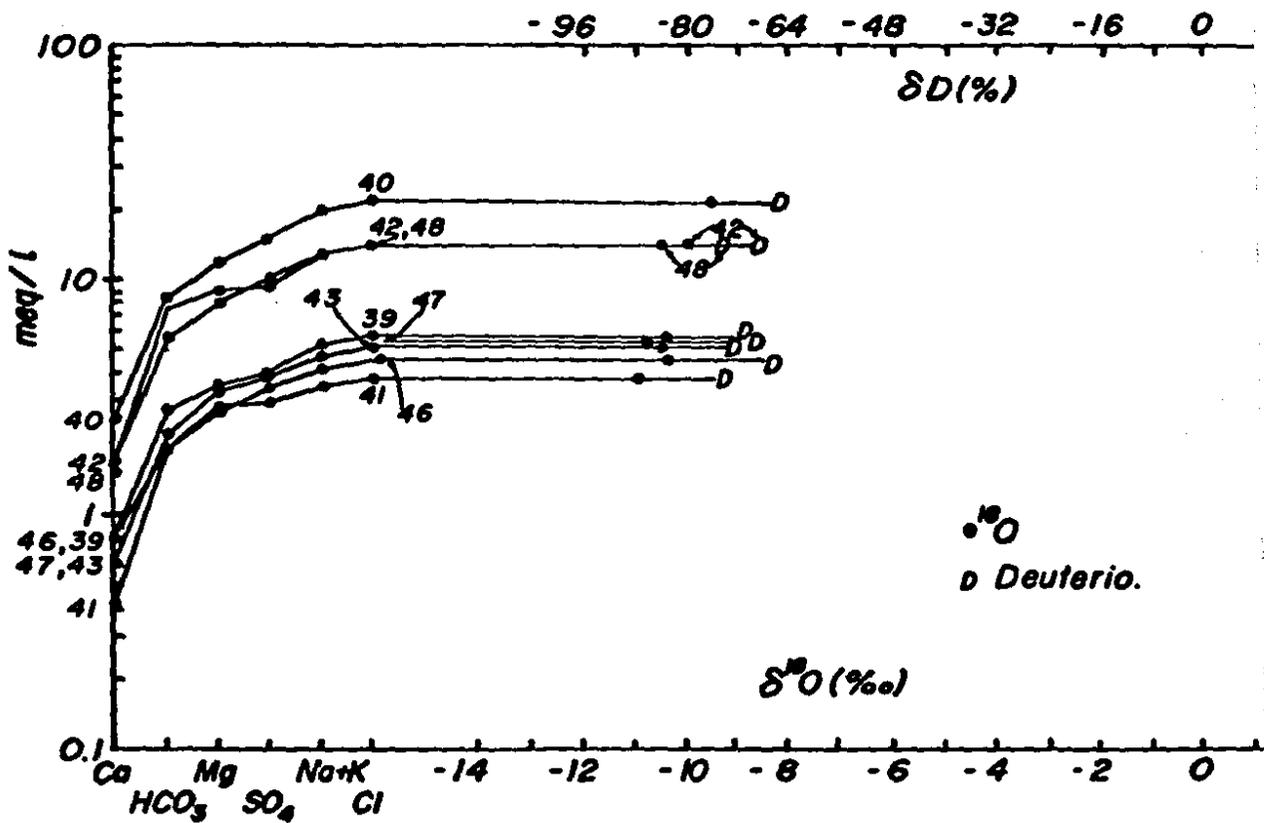


Fig. V.3 Diagrama químico-isotópico Sur Cuenca de México

Diagramas químico-isotópicos

En las Figs.V.3, V.10, V.11 se grafican las concentraciones acumulativas de los iones principales en escala logarítmica contra el contenido isotópico del Oxígeno-18 y Deuterio, escribiéndose entre paréntesis el tritio cuando se tiene el dato. Este tipo de diagramas permite definir grupos o familias de agua de acuerdo a su contenido isotópico y valores químicos.

Para el caso de la Cuenca de México, se lograron agrupar diversos pozos de acuerdo a características similares. Se encontró agua de buena calidad con niveles bajos de sólidos totales disueltos. Sin embargo, los pozos 40, 42 y 48 muestran cierta anomalía al constituir un grupo química e isotópicamente diferente (Fig.V.3). Es posible que exista mezcla con el acuitardo debida a la sobreexplotación.

Tritio

En la Fig.V.4 se muestra la distribución de tritio en el área de estudio. El eje vertical representa la concentración en Unidades de Tritio (U.T.). El eje horizontal tiene la siguiente notación de los pozos y manantiales muestreados: TUL=Tulyehualco, CAT=Santa Catarina, TAZ=Las Tazas, TEQ=Tequesquitengo, ALP=Alpuyeca, ATL=Atlacholaya, EST=Las Estacas, ALM=El Almeal, YAU=Yautepec, HED=Agua Hedionda, OAC=Oacalco (pozo), OAC1=Oacalco (manantial), TLA=Tlayacapan, ESC=Palo Escrito, ATO=Atotonilco, RAM=San Ramón.

Para la Cuenca de México solo se cuenta con datos de tritio en Santa Catarina y Tulyehualco (pozos 114 y 11) con valores de 20 ± 8 y 14 ± 1 Unidades de Tritio respectivamente.

Para poder comparar con los valores promedio de estaciones meteorológicas de la red del Organismo Internacional de Energía Atómica se cuenta con datos de tritio de la precipitación en Veracruz (IAEA, 1967):

1962; Abril: 69, Julio: 36, Sept.: 43, Nov.: 46 U.T.

Es evidente de la Fig.V.4 que los datos de tritio para la Cuenca de México (TUL y CAT) representan recarga reciente.

El contenido de tritio atmosférico en la Ciudad de México actualmente es sumamente bajo, entre 2.3 ± 0.6 y 4.7 ± 0.7 U.T. (A. Cortés, 1988 comunicación personal) debido a que desde 1963 no se han realizado detonaciones termonucleares en la atmósfera. Esto implica que este radioisótopo posiblemente dentro de pocos años no sea tan útil en la aproximación de la edad del agua subterránea en nuestro país.

Durazo (1986), propone un ajuste exponencial para el decaimiento del tritio en la estación de Veracruz:

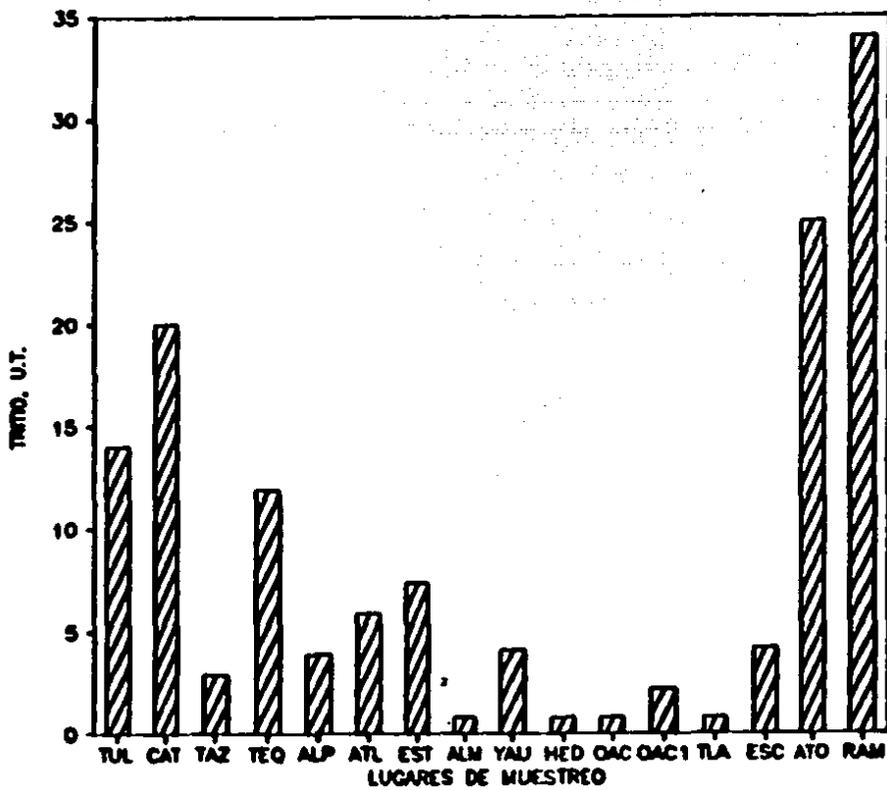


Fig.V.4 Distribución de Tritio en el Area de Estudio

$$T = 56.3^{\circ} 2^{-(t-1962)/5.837}$$

donde T = tritio en U.T.
t = años

por lo que realizando el calculo para t=1989, obtenemos T= 2.04 U.T., un valor similar al reportado arriba.

Carbono-13 y Carbono-14

El ^{13}C es un isótopo que provee información sobre la evolución química del Carbón Inorgánico Disuelto (CID). En las zonas de recarga del área en estudio se supone que hay un predominio de plantas que usan el ciclo fotosintético de Calvin, por lo que el CO_2 biogénico se caracteriza por valores de $\delta^{13}\text{C} = -24$ a -22 ‰. Cuando este CO_2 reacciona con carbonatos marinos, que se caracterizan por valores de ^{13}C de alrededor de 0 ‰, el CID producido puede evolucionar desde -17 a -11 ‰, en condiciones de equilibrio. Valores de ^{13}C más enriquecidos (-3 a -7 ‰), se pueden esperar en sistemas en que hay aporte de CO_2 volcánico o de CO_2 producido durante el proceso de metanogénesis.

La composición de $\delta^{13}\text{C}$ de materia orgánica en sedimentos continentales (Fig.V.5a) muestra un máximo local para sedimentos lacustres de -17 ‰. De la misma forma y dependiendo del tipo de plantas que existen en las áreas de recarga, la composición isotópica del carbono del CO_2 del suelo tiene un máximo (Fig.V.5b). Se puede esperar entonces que el CO_2 del suelo proveniente de la descomposición de material orgánico y respiración de la raíz de las plantas tengan composiciones isotópicas del carbono congruentes con el tipo de plantas que viven en la cubierta local (Fig.V.5c).

Se graficó la variación de ^{13}C en el área de estudio (Fig.V.8) con un intervalo entre -17 (TUL) y $+12$ ‰ (TEC), en los siguientes lugares de muestreo: TUL=Tulyehualco, CAT=Santa Catarina, TEC=Tecomitl, MS=Monte Sur, CUE=Cuernavaca, OAX=Oaxtepec, ATL=Atlacholoaya, EST=Las Estacas, ALM=El Almeal, HED=Agua Hedionda, ATO=Atotonilco, COC=Cocoyoc.

En la Fig.V.12 se muestra un diagrama de barras de los datos de ^{14}C en el área y representa la actividad del carbono-14 en muestras de agua. Los lugares de muestreo fueron: TEC=Tecomitl, CAT=Santa Catarina, CUE=Cuernavaca, OAX=Oaxtepec, ATL=Atlacholoaya, EST=Las Estacas, ALM=El Almeal, HED=Agua Hedionda, ATO=Atotonilco, COC=Cocoyoc.

A diferencia de la zona de Tulyehualco, el pozo 47 en Tecómtil presenta un contenido de $\delta^{13}\text{C} = +11.7$ ‰ (Fig.V.8). Un valor alto que muestra enriquecimiento isotópico como posible resultado de la mezcla de CO_2 biogénico producido por bacterias metanogénicas.

Se sabe que el campo de pozos de Tecómtil es una zona contaminada principalmente por causas antropogénicas (DDF-CE, 1983)

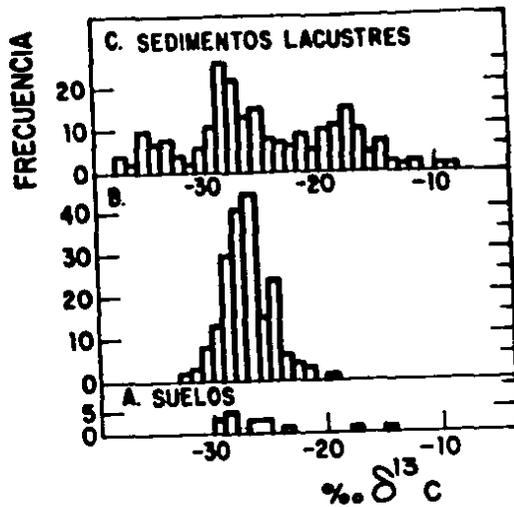


Fig. V. 5a C-13 en sedimentos lacustres

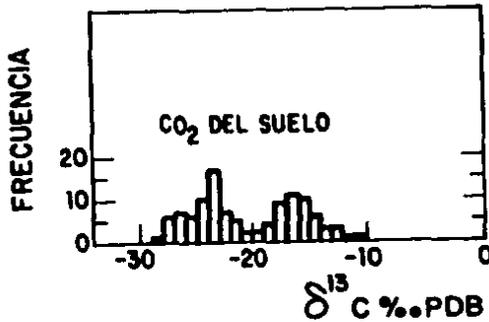


Fig. V. 5b Contenido de C-13 en CO₂ del suelo

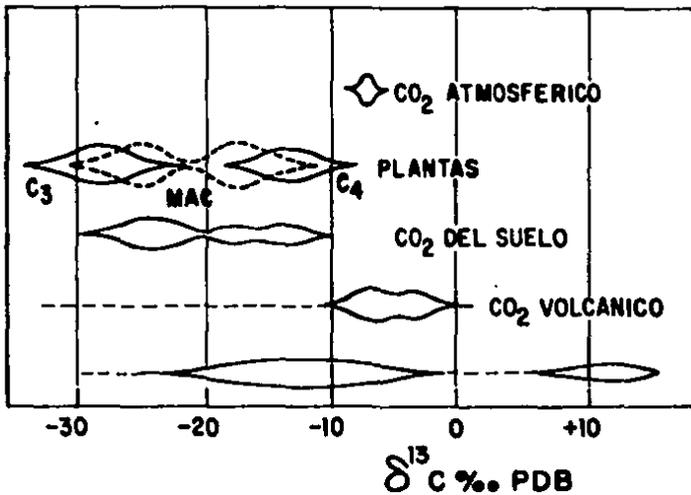


Fig. V. 5c Distribución de Carbón Inorgánico Disuelto

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ anormalmente pesados para el carbono inorgánico, están asociados a aguas subterráneas que contienen cantidades significantes de metano biogénico. Valores típicos de $+15 \pm 5$ ‰ se reportan como un indicador en el caso de metano activo producido por bacterias (Fritz y Mozeto, 1980).

En Santa Catarina, ubicada hacia la frontera sureste del Distrito Federal, la $\delta^{13}\text{C} = -1.4$ ‰ del pozo-111 (Fig.V.8), puede ser debida a la influencia de CO_2 volcánico. La actividad de ^{14}C en este pozo es de 8 pmc; un valor relativamente bajo que también puede reflejar la influencia del CO_2 volcánico ya que a través de los datos de tritio se encuentra que la recarga es reciente.

La posibilidad de que uno de los pozos de este ramal tenga influencia directa con el acuitardo se discute en Arizabalo et al (1987). Algunos de sus resultados se muestran en la Tabla IV.2 donde se reportan análisis isotópicos de hidrógeno y oxígeno en 11 de los 14 pozos de la línea, un análisis de tritio en el pozo 114 y uno de ^{14}C para el pozo 111.

Los datos hidroquímicos (no reportados) muestran que uno de los pozos (pozo-115) tiene una concentración anormalmente alta de minerales y gases disueltos (H_2S detectados por olor). Este pozo parece ser sensible a las lluvias ya que el cloruro y sulfato medido en Mayo (inicio de lluvias) son relativamente bajos con respecto a aquellos observados al final de las lluvias (Octubre).

El Hidrógeno y Oxígeno en el pozo 115 corresponde aproximadamente al promedio isotópico de la precipitación en el Valle de México. Este valor promedio para $\delta^{18}\text{O}$ es -6.7 ‰ en la estación climatológica del Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM (Castillo, et al 1985). Agua de lluvia colectada en la parte alta del pozo 111 en el período Agosto 27 a Noviembre 11, 1987 mostró promedios pesados $\delta^{18}\text{O} = -5.6$ y $\delta\text{D} = -35$ ‰, muy similares a aquellos encontrados en el pozo 115.

CUAUTLA Y CUERNAVACA

La subcuenca de Cuernavaca comprende los aprovechamientos 13-17, 75, 77, 78, 87-91 y 108-110. Pertenecientes a manantiales y pozos de la Ciudad de Cuernavaca, CIVAC, Temixco y Alpuyeca

La zona de Cuautla incluye los manantiales 68, 69, 74, 80, 82, 83, y 146 a 148, que corresponden a Oaxtepec, Tlamomulco, Las Tazas, El Almeal, Agua Hedionda, Agua Hedionda (con olor H_2S), Tetela, Atotonilco y Cocoyoc. Así como los pozos 60, 70, 71, 72, 73 y 86.

Diagrama de Durov

En particular, en el campo 5 se grafica la laguna de Tequesquitengo (76) y la Noria de Yautepec (81) (Fig.V.6).

TABLA V.3 RESULTADOS ISOTÓPICOS EN SANTA CATARINA

| Pozo No. | d180 o/oo 1986 | dD o/oo 1986 | d180 o/oo 1987 | dD o/oo 1987 | T U.T. 1986 | C-13 o/oo 1987 | C-14 pmc 1987 |
|----------|----------------------|--------------------|----------------------|--------------------|-------------------|----------------------|---------------------|
| 1(116) | -9.8 | -65 | ND | ND | 20 ± 8* | | |
| 2 | ND | ND | -10.2 | -67 | | | |
| 3(115) | -10.1 | -69 | -5.8 | -36 | | | |
| 4 | ND | ND | ND | ND | | | |
| 5 | ND | ND | ND | ND | | | |
| 6 | ND | ND | -10.3 | -70 | | | |
| 7(114) | -10.3* | -76* | -10.3 | -69 | | | |
| 8 | ND | ND | -10.3 | -70 | | | |
| 9(113) | -10.6 | -69 | -10.6 | ND | | | |
| 10 | ND | ND | -10.4 | -71 | | | |
| 11(112) | -10.6 | -66 | -10.2 | -69 | | | |
| 12 | ND | ND | -10.4 | -71 | | | |
| 13 | ND | ND | -10.3 | -70 | | | |
| 14(111) | -11.0 | -70 | -10.4 | -72 | | | |

NOTA:

* = analizado en la U. of Waterloo, Ont., Canadá ND
 = No Determinado.

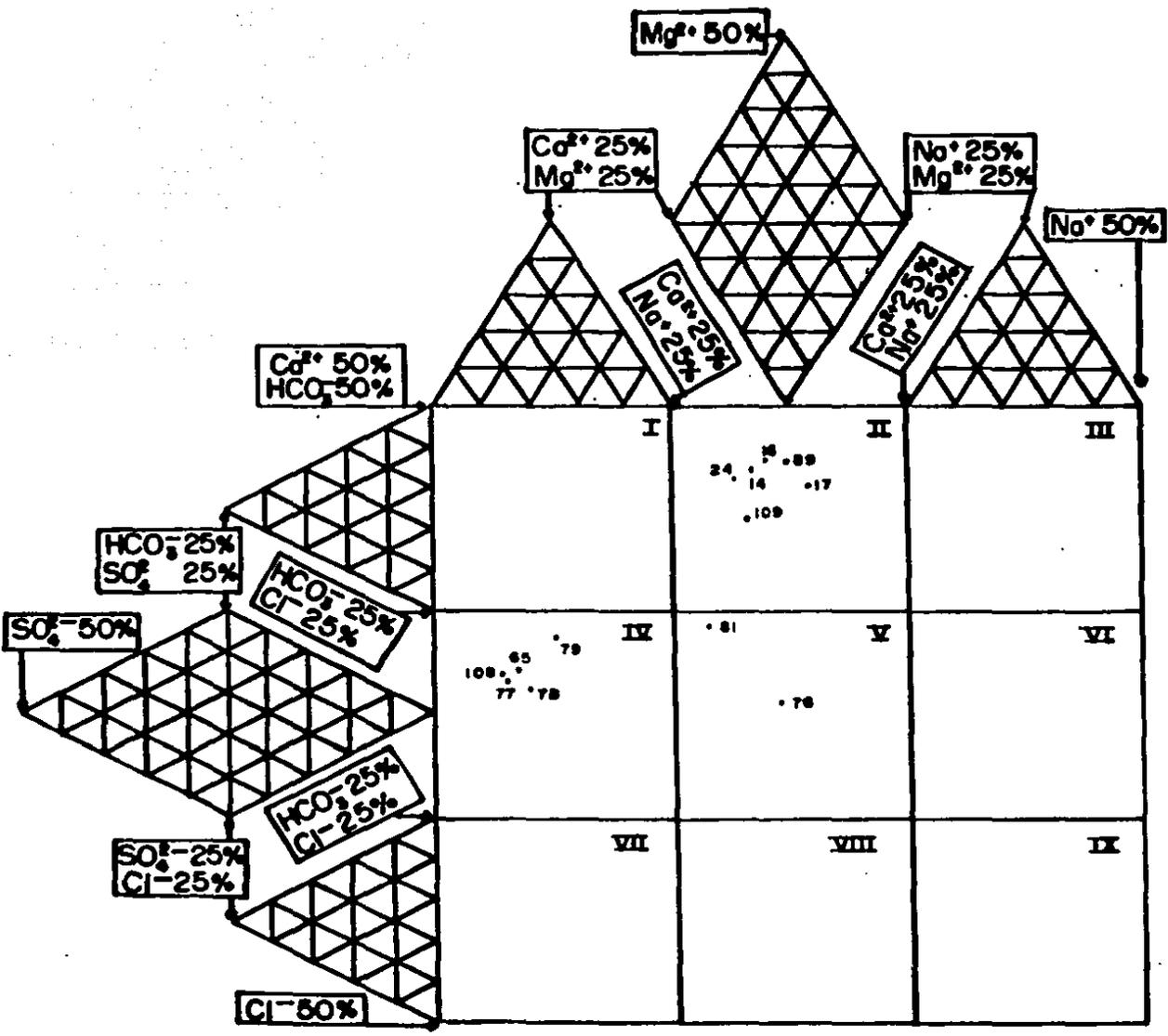


Fig.V.6 Diagrama de Durov Expandido para Cuernavaca

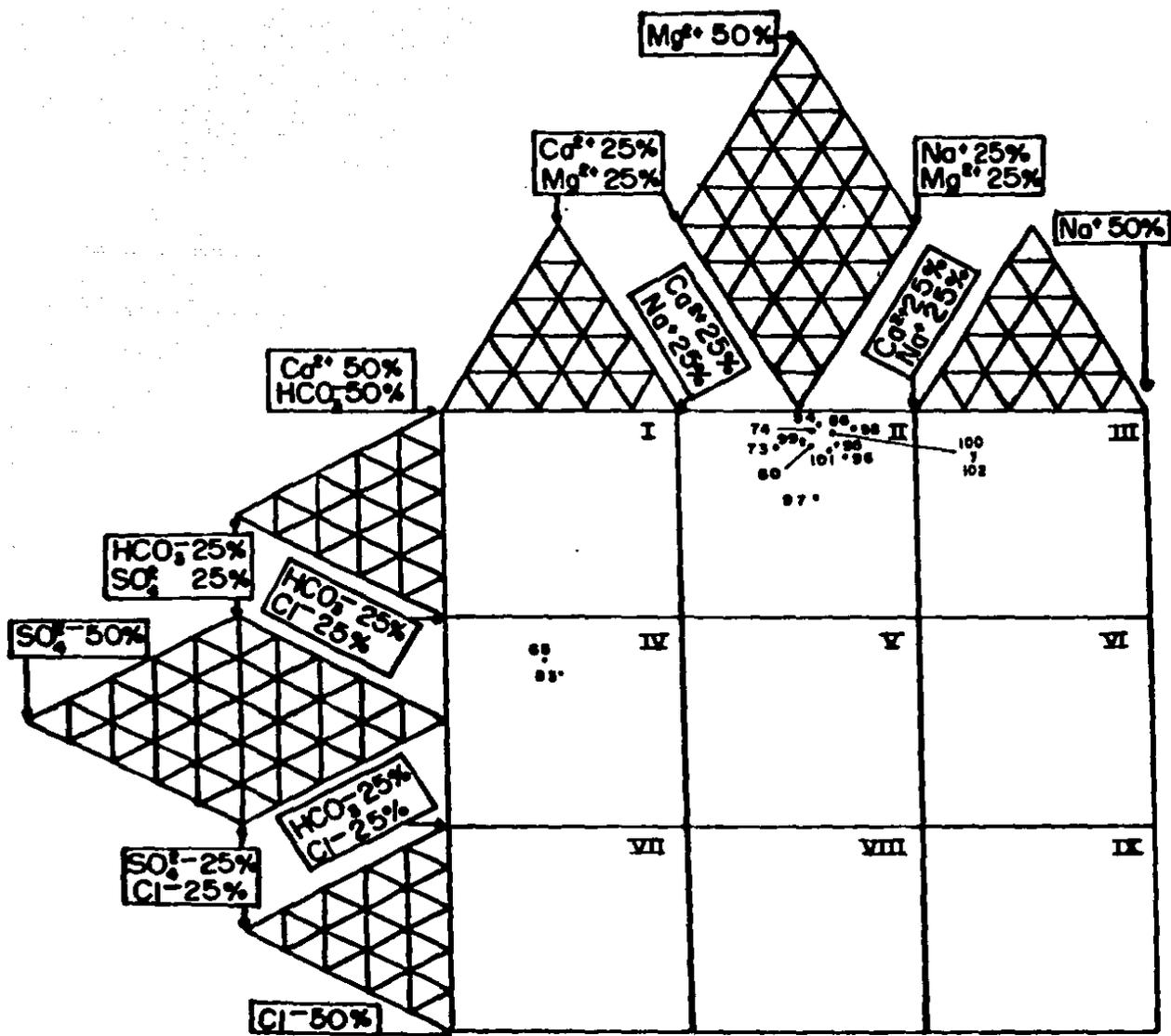


Fig.V.7 Diagrama de Durov Expandido para Cuautla y Chalco

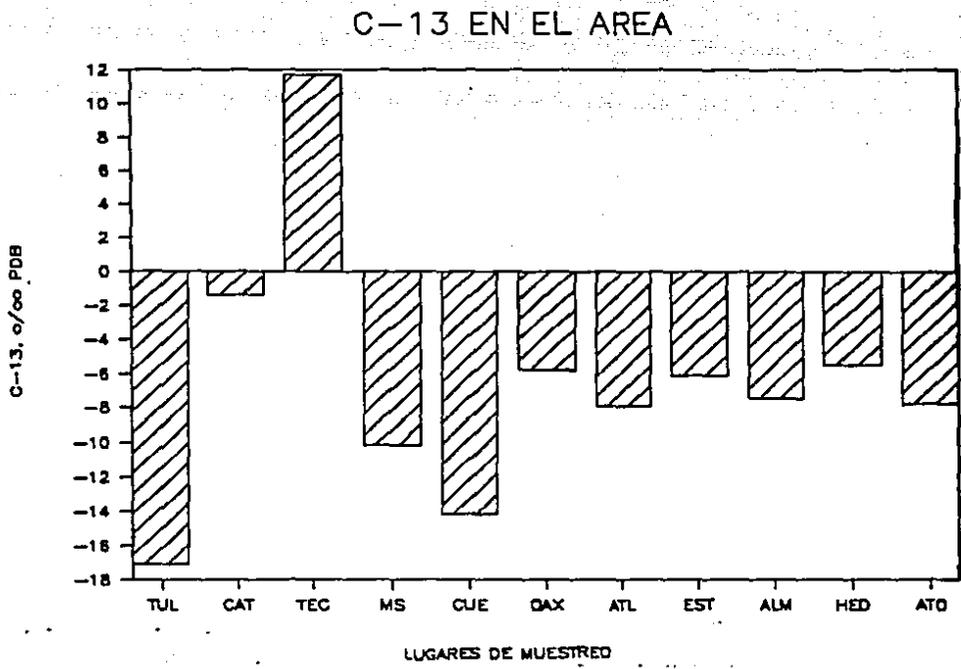


Fig.V.8 Variación de Carbono-13 en el Area

En general, los campos 1, 2 y 3 del diagrama de durov señalan la dirección del intercambio iónico. Los campos diagonales 1, 5 y 9 se interpretan como procesos de disolución simple o mezcla. Los campos 9, 8 y 7 (en ese sentido) indican intercambio iónico reverso. El campo 9 en particular, indica aguas subterráneas con trayectorias grandes: Cl^- y Na^+ dominantes.

Los aprovechamientos de la subcuenca de Cuernavaca, Fig.V.6, ocupan el segundo campo (14,16,17,24,89 y 109) y según la Tabla V.1 pertenecen al acuífero granular con predominio $\text{HCO}_3\text{-Mg}$, típico de las regiones que se recargan en zonas basálticas. En particular el cuarto campo ocupado por los aprovechamientos 65 (Yautepec), 77 (Alpuyeca), 78 (Atlacholoaya), 79 (Las Estacas) y 108 (Palo Bolero), se asocia con SO_4^{2-} y Ca^{2+} dominantes que como puede verse en la Tabla V.1 se relacionan al acuífero calizo.

Para la subcuenca de Cuautla, los manantiales 68 y 83 correspondientes a Oaxtepec y Agua Hedionda en el cuarto campo (Fig.V.7), reflejan SO_4^{2-} dominante posiblemente debido a las anhidritas constitutivas del Grupo Balsas asociadas con el flujo regional.

Las características del agua subterránea de El Almeal (80), Tlayacapan (86), Las Tazas (74) y Casasano (73) son, a diferencia de las anteriores, de tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Mg}^{2+}$, lo que implica recarga en las sierras volcánicas del Chichinautzin y volcán Popocatepetl.

Oxígeno-18 y Deuterio

En la Fig.V.9 se graficaron los datos de Oxígeno-18 y Deuterio de las zonas de Cuernavaca y Cuautla. Puede observarse que los valores del Valle de Cuernavaca se agrupan alrededor de la Línea Meteorológica Mundial (LMM). Incluye los aprovechamientos 13v al 37v, 75v, 77c, 78c, 87v, 88v, 89v, 90v, 91v, 108c, 109v y 110v (donde v=acuífero volcánico; c=acuífero calizo en la Fig.V.9).

En la región de Cuautla-Cuernavaca, Temixco y Alpuyeca muestran una tendencia general hacia valores menos negativos, lo que indica procesos de mezcla con aguas isotópicamente enriquecidas, como pueden ser las aguas recicladas en cultivos. Esto se observa en la línea de evaporación formada por los aprovechamientos 78, 87, 91, 108, 24, 13 y 29 de Temixco:

$$\delta D = 3.0 \delta^{18}\text{O} - 45 \quad r^2 = 0.86$$

donde obtenemos una pendiente significativamente menor que ocho.

Las norias del valle de Cuernavaca (34 y 35), no reflejan un origen común de la recarga con el grupo de Cuernavaca, debido a que probablemente la recarga sea local.

En la zona de Tepoztlán, la mayoría de los aprovechamientos son superficiales (norias 49, 50, 51, 53, 54, 55 y manantial 56) incluyéndose en este trabajo solamente al pozo 52. La relación

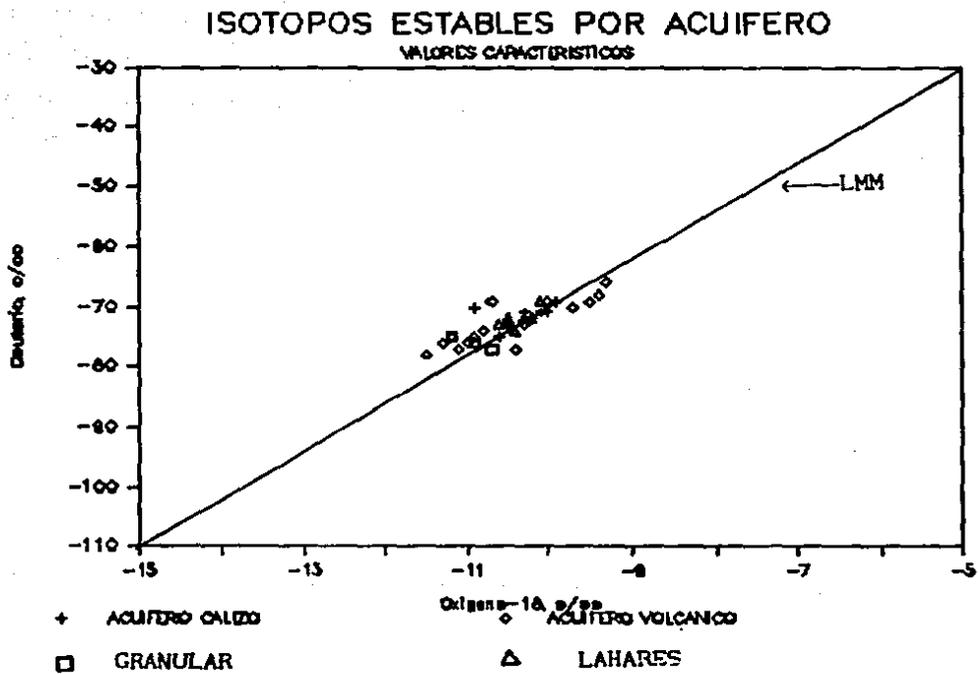


Fig.V.9 Gráfica $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ zonas Cuernavaca-Cuautla

entre el Hidrógeno y el Oxígeno (Fig.V.9) muestra un ligero enriquecimiento isotópico en algunos aprovechamientos respecto a la ciudad y valle de Cuernavaca, debido probablemente a los efectos de evaporación en las norias de donde se tomaron las muestras. En esta zona se observa cierta uniformidad en el contenido de los isótopos estables (^{18}O y D) porque este acuífero se recarga en Chichinautzín.

De valores isotópicos menos negativos a más negativos, podemos señalar al grupo de pozos y manantiales en las colinas de la Sierra Nevada: 69, 70, 71, 93, 98 y 147, excluyendo al manantial de Tetela (146). Este grupo no refleja en su contenido isotópico un origen de recarga muy elevado como podría pensarse dada la cercanía de la Sierra Nevada que posee una gran altura. Por lo que es posible que la recarga se de a alturas medias (2500 msnm) que alimente al acuífero superficial de la zona.

Diagrama Químico-Isotópico

Los manantiales de Las Estacas (79) y Palo Bolero (108), al suroeste del área tienden a aproximar las características químicas de la familia de manantiales del sureste: Oaxtepec (68), Agua Hedionda (83) y Oacalco (84). (Fig.V.10). En Oxígeno-18 y Deuterio no existen diferencias notables en los manantiales de esta familia por lo que tienen áreas de recarga comunes.

Por su concentración iónica, la laguna de Tequesquitengo (76) entra en esta familia, pero isotópicamente no, ya que como se esperaba refleja fuertes procesos de evaporación en superficie.

En la Fig.V.6 se muestra además las características de dos manantiales de Cuernavaca: (18) y (23) ("El Túnel"). Naturalmente señalan en su baja concentración iónica que son descarga rápida de la sierra Chichinautzín y sus isótopos estables muestran los valores más negativos del área de estudio.

Con este tipo de diagrama podemos diferenciar cuatro familias de agua en la zona (Fig.V.11): (1) Cuernavaca, Tejalpa y ANDSA (89); (2) Las Tazas (74) y El Almeal (80); (3) Las Estacas y Noria de Yautepec (81); (4) los manantiales de Yautepec (63, 65), Oaxtepec (68) y Alpuyeca (77).

Las diferencias en isótopos estables son pequeñas dándose la recarga en alturas similares (delta de Oxígeno menores a -10‰).

Tritio

Para el caso de las subcuencas de Cuautla y Cuernavaca, se tiene agua moderna en los manantiales de Atotonilco y San Ramón, así como en la laguna de Tequesquitengo. Sin embargo, en los manantiales restantes, Las Tazas, Alpuyeca, Las Estacas, Yautepec (noria), Palo Escrito y el pozo de Atlacholoaya oscilan alrededor de 5 U.T., lo que indicaría una componente moderna en estas aguas.

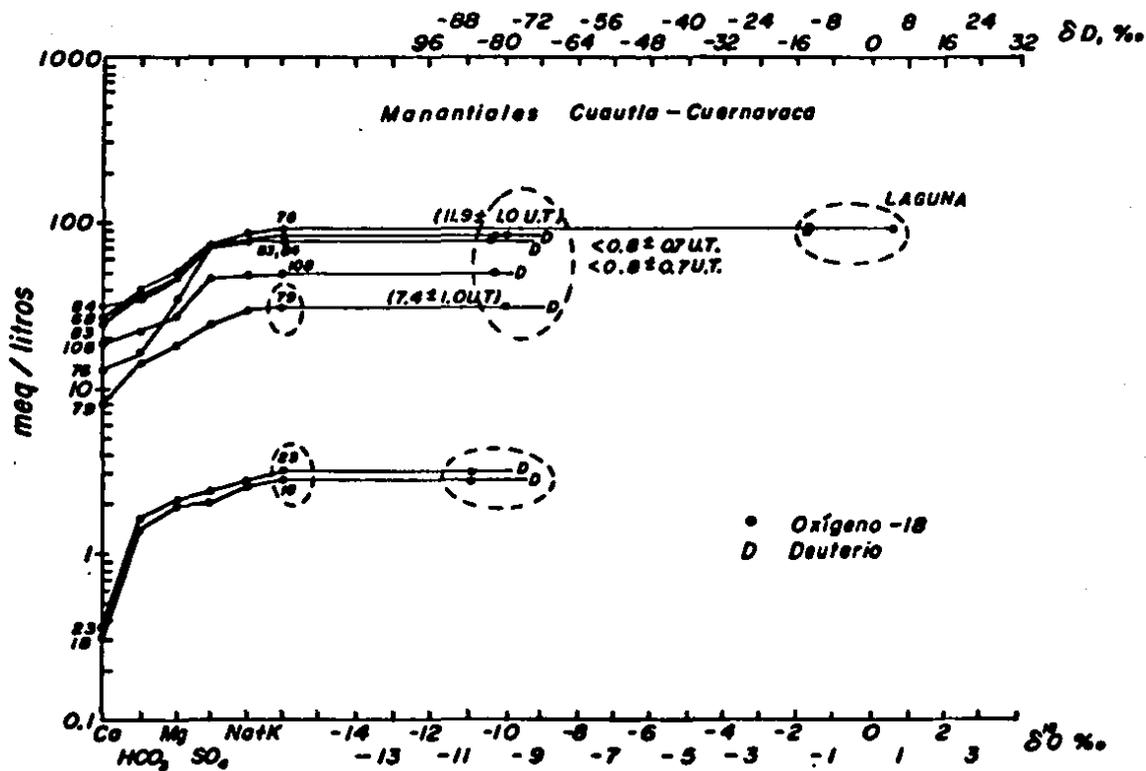


Fig.V.10 Diagrama químico-isotópico para Cuernavaca y Cuautla 1

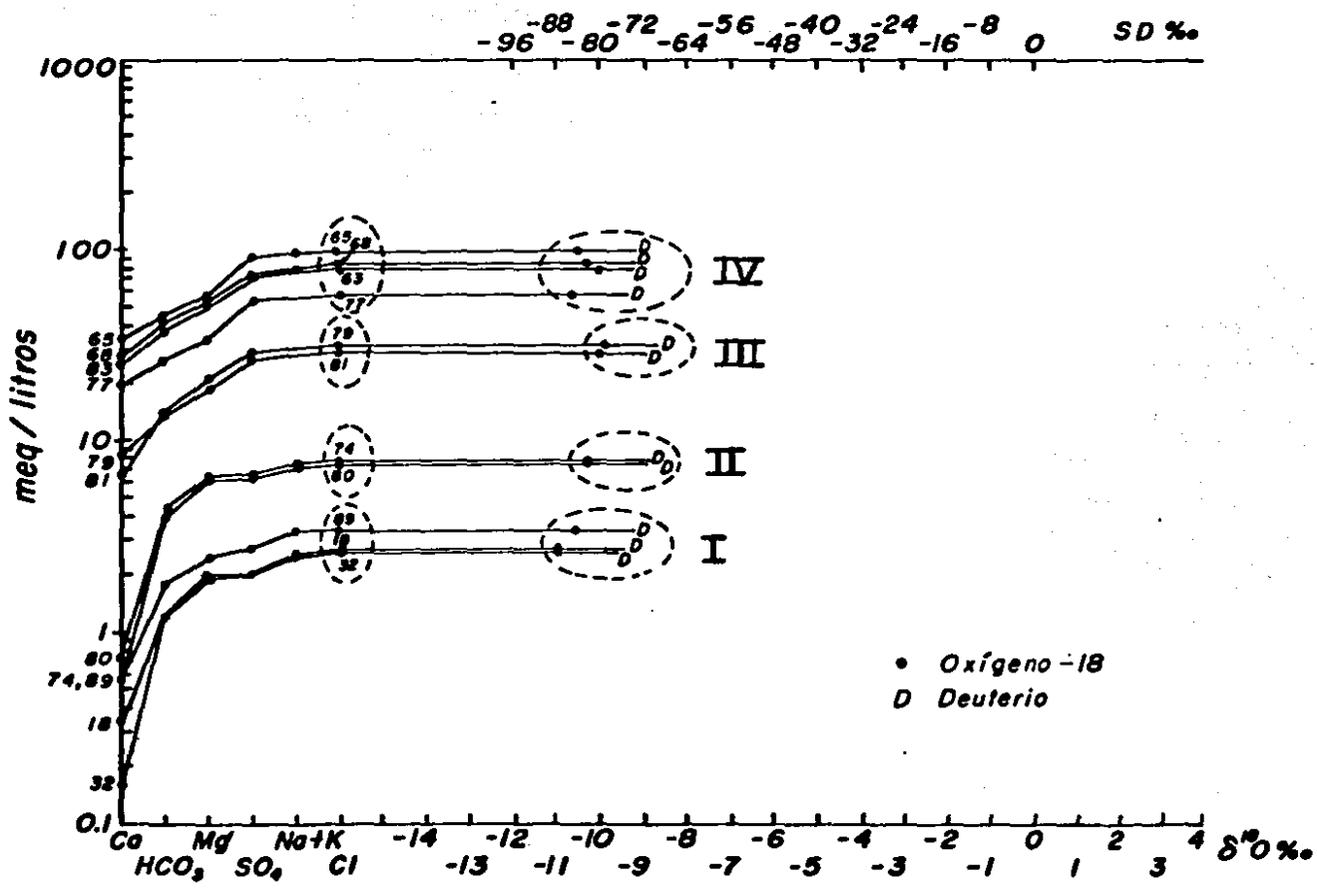


Fig.V.11 Diagrama químico-isotópico para Cuernavaca y Cuautla 2

Si consideramos que en 1962 la estación climatológica de la red del Organismo Internacional de Energía Atómica ubicada en Veracruz, reporta un valor para el mes de Julio de 36 unidades de tritio en ese año, y adoptamos este valor para el area de estudio, encontraremos para estas aguas subterráneas una edad de más de 40 años. Por otro lado, los manantiales de El Almeal, Agua Hedionda, Oacalco y el pozo de Tlayacapan con un contenido inferior a 0.8 U.T., se les asocia una edad de más de 60 años.

Se tiene por lo tanto, edades de agua subterránea diferentes para los aprovechamientos de Cuautla y Cuernavaca, lo que significa posiblemente la existencia de mezcla o trayectorias de flujo diferentes.

El contenido de tritio en los manantiales de Tejalpa (32), Apuyeca (77), San Ramón (88) y Palo Escrito (91), muestran diferencias hasta de 30 UT (Tabla V.1). Es posible que el manantial de San Ramón tenga una componente moderna en la recarga, a diferencia de los manantiales restantes con agua relativamente mas antigua.

El contenido de tritio del pozo 26 era en 1981 de 6 UT (SARH, 1981), lo cual evidencia la componente moderna de la recarga. De acuerdo a la geología de la zona (Fries, 1960 y 1964), existe un sistema multiacuifero en la Formación Cuernavaca, uno sobreyaciendo al otro, con el origen de la recarga en el primero. Nuestros datos isotópicos confirman que los isótopos estables del Hidrógeno y del Oxígeno son iguales para el manantial "El Túnel" (23) y el pozo (26) que se encuentran en el acuifero superior e inferior respectivamente.

Los manantiales de Las Estacas (79) y Oacalco (85), muestran valores relativamente bajos de tritio (7.4 y 2.2 UT respectivamente).

Por otro lado, la noria 81 ubicada entre los manantiales de Las Estacas y Oacalco, tiene un contenido de tritio de 4.1 ± 1.0 U.T., comparado con el de los manantiales anteriores, sugiere la idea de una mezcla entre agua moderna y antigua.

Esta idea se ve reforzada al considerar el manantial de Atotonilco (147) al cual se le asocia una recarga reciente dado su alto contenido de tritio de 25 ± 8 U.T.

Un segundo grupo lo definen los manantiales de Cuautla: 68, 74, 80, 82, 83 y el pozo de Casasano (73) que posiblemente tengan una mezcla nula con el grupo anterior, ya que este grupo se caracteriza por tener los valores mas bajos de tritio de toda el area de estudio.

Carbono-13 y Carbono-14

Para el manantial de las estacas, al sur de la subcuenca de Cuernavaca, el contenido de $\delta^{13}\text{C}$ de -6.1 ‰ (PDB) permite asociar un origen volcánico al CO_2 , enfatizando el hecho de que la recarga se da principalmente en las serranías localizadas en la

parte norte del valle de cuernavaca.

El fechamiento del agua subterránea con ^{14}C en los manantiales de Oaxtepec, El Almeal y Agua Hedionda, no fue posible hacerla de acuerdo con lo discutido acerca de los modelos de fechamiento (página 29) debido a la posible influencia de CO_2 volcánico en esta zona y a que no existe un modelo de corrección de ^{14}C bajo estas circunstancias.

El manantial "El Túnel" en Cuernavaca resalta por su gran actividad de carbono-14 con 120 pmc. Hay que hacer notar que este manantial es gigantesco, con un gasto aproximado de 200 l/s, y aflora en un túnel perforado en las faldas de la Sierra Chichinautzin. Es posible suponer entonces que el ^{14}C atmosférico es de ese orden en el área (Fig.V.12).

Cocoyoc, con cerca de 90 pmc de actividad en ^{14}C confirma que su recarga principal proviene de dicha sierra la cual es agua moderna.

Atotonilco, situado al extremo sureste de la zona de estudio y con casi 60 pmc, señala que se recarga localmente y es agua reciente.

Atlacholoaya y Las Estacas presentan aportes de agua moderna en sus flujos, lo cual difiere de Oaxtepec, El Almeal y Agua Hedionda con valores extremadamente bajos de Carbono-14 y Tritio. (Tabla V.1).

Para la discusión de estos datos, es necesario considerar las posibles fuentes de carbono al CID. En las zonas de recarga del volcán Popocatepetl y sierra Chichinautzin estas fuentes son: CO_2 biogénico producido por respiración de las plantas en la zona radicular y por descomposición de materia orgánica del suelo en la zona no-saturada; carbonatos secundarios que pueden estar presentes en la zona saturada y no saturada. Otra fuente que podría aportar carbono al agua subterránea es el CO_2 de origen volcánico (Carrillo et al, 1982). En el acuífero calizo, la disolución de calcita y dolomita, es uno de los procesos que aporta carbono al CID. En el acuífero volcánico, además de la disolución de carbonatos, el CID puede provenir de la reacción del CO_2 biogénico con silicatos que forman parte del material del acuífero.

Para un análisis cuantitativo de la edad, se aplicaron los modelos de Vogel, Pearson y Mook como se discutió en la sección III.5 (Algunos cálculos se realizaron con el algoritmo de Arizabalo y Martínez, 1989).

Vogel considera $A_0 = 85 \pm 5$ pmc la actividad inicial.

sustituyendo en
$$t(\text{años}) = - \frac{5730}{\ln 2} \ln \frac{A_m}{A_0}$$

donde A_m es la actividad de la muestra.

Para el caso de "El Túnel",

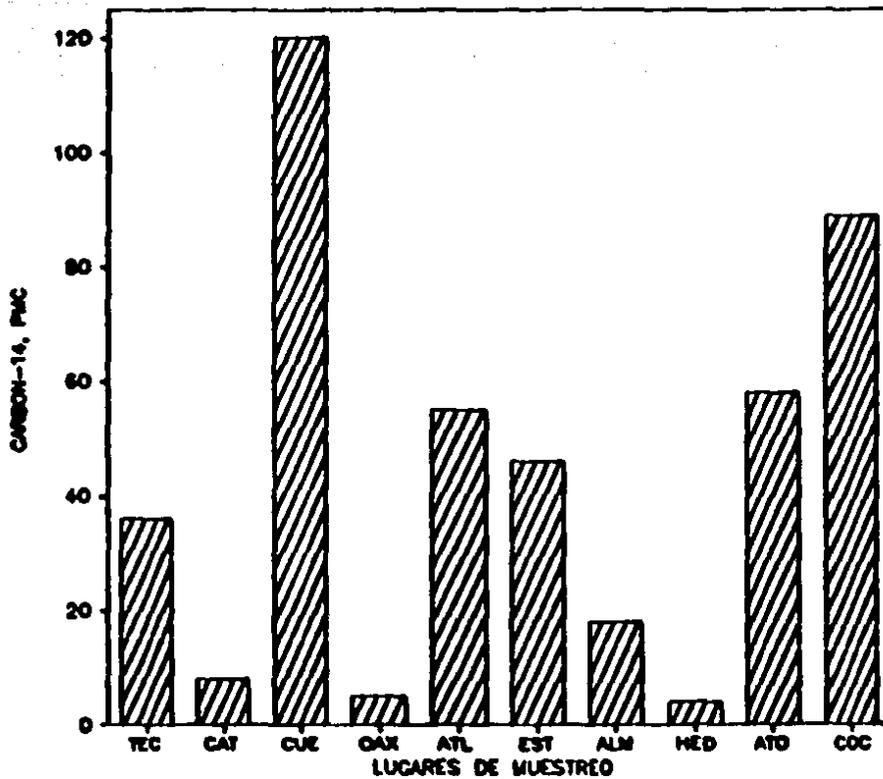


Fig. V.12 ¹⁴C en el Area de Estudio

$$t = -8270 \ln \frac{120}{85} = -2850 \text{ años}$$

Da una edad negativa (a futuro) porque la actividad medida es mayor a la promedio inicial.

El modelo de Mook es mas complicado (ver Secc. III.5.5) pero podemos evaluar su ecuación de actividad inicial tomando los siguientes valores para el caso del pozo de Rivetex:

- a/Σ = 0.68 a_i¹⁴ = 0 pmc pH=7.1
- b/Σ = 0.32 δ_i¹³ = 0 ‰ T=20°C
- a₉₀¹⁴ = 100 pmc δ_Σ¹³ = -11.3 ‰
- δ₉₀¹³ = -22 ‰
- a_{∞0}¹⁴ = 100 pmc c = -8.46
- δ_{∞0}¹³ = -23 ‰ A_m = 87 pmc

lo que da por resultado un agua moderna (-620 años).

La siguiente tabla (Tabla V.4) compara los valores obtenidos de edades calculadas por diferentes modelos de fechamiento. En los casos donde se aplicó el modelo de Mook se consideró una temperatura de 20 °C, δ_i=0, A_i=0, δ₉₀=-22 y δ_{∞0}=-23.

Tabla V.4 Edades calculadas por ¹⁴C

* Influencia de CO₂ volcánico (no hay modelo de corrección).

| lugar | pH | δ _Σ | A _m | Vogel | Pearson | Mook |
|--------------|------|----------------|----------------|-------|---------|------|
| Oaxtepec | 6.05 | -5.8 | 5 | | | |
| El Almeal | 6.05 | -7.4 | 18 | | | |
| A.Hedionda | 6.05 | -5.5 | 4 | | | |
| Atotonilco | 6.6 | -7.7 | 58 | | | |
| Las Estacas | 6.7 | -6.1 | 46 | | | |
| Cocoyoc | 6.85 | -10.3 | 89 | -380 | -3180 | |
| El Túnel | 6.15 | -14.1 | 120 | -2850 | -3050 | |
| Rivetex | 7.1 | -11.3 | 87 | -190 | -2220 | |
| Atlacholoaya | 6.95 | -7.9 | 55 | | | |
| Sta Catarina | 7.8 | -1.4 | 8 | | | |

ESTA TESIS NO DEBE SALIR DE LA BIBLIOTECA

Azufre-34 y Oxígeno-18 de sulfatos

En la Tabla V.5 se presentan los datos de $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$. Así como los datos de $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$, concentración de SO_4 y la razón de los aniones SO_4/Cl para los aprovechamientos con análisis de Azufre-34. En general las deltas de Azufre-34 están en el intervalo de 14 a 20 partes por mil, con excepción de El Salto(92) considerada agua de deshielo del Popocatepetl con $\delta^{34}\text{S} = 2.44$ ‰.

En la Fig.V.13 se tiene la relación entre la $\delta^{34}\text{S}$ de algunos aprovechamientos de Cuautla y Cuernavaca, con la $\delta^{18}\text{O}$ proveniente de sulfatos. Es claro de esta figura que el contenido de Azufre-34 varía dentro del intervalo 14 a 17 ‰ CDT para los manantiales del área.

En la Fig.V.14 se grafica la delta de Oxígeno-18 del agua contra la $\delta^{18}\text{O}$ de los sulfatos. Se observa la baja dispersión de $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ con valores entre -9.9 y -10.9 partes por mil. Las $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ se agrupan alrededor de +16 ‰. Nuevamente el agua de El Salto no forma parte de este conjunto. En escala semilogarítmica se grafica la $\delta^{34}\text{S}$ contra la concentración de sulfato en mg/l. (Fig.V.15).

Tabla V.5 Datos de Azufre-34

| No | Lugar | $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ ‰ SHOW | $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ ‰ SHOW | $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$ ‰ CDT | SO_4 mg/l | $\frac{\text{SO}_4}{\text{Cl}}$ meq/l |
|-----|--------------|--|---|---|-----------------------|--|
| 65 | Yautepec | 19.47 | -10.5 | 15.96 | 1737 | 28.32 |
| 67 | Yautepec | 16.83 | -10.9 | 16.87 | 1737* | 28.32* |
| 68 | Oaxtepec | 14.7 | -10.2 | 16.78 | 1085 | 6.28 |
| 79 | Las Estacas | 14.2 | -10.2 | 15.63 | 377 | 14.14 |
| 83 | A Hedionda | 15.03 | -10.0 | 15.96 | 110 | 9.00 |
| 92 | El Salto | 2.44 | -10.2 | 5.94 | 39.6 | 42.1 |
| 147 | Atotonilco | 15.74 | -9.9 | 15.36 | 190 | 14.82 |
| 154 | Itzamatitlan | 16.83 | -9.9* | 16.58 | 149.5 | 4.12 |

*Dato inferido

El contenido de $\delta^{34}\text{S}$ de Las Estacas, San Ramón y Yautepec, revelan principalmente las características del acuífero calizo en que se encuentran, ya que un contenido de +15.6 partes por mil (CDT) se asocia al yeso y anhídrita normales de las rocas evaporíticas.

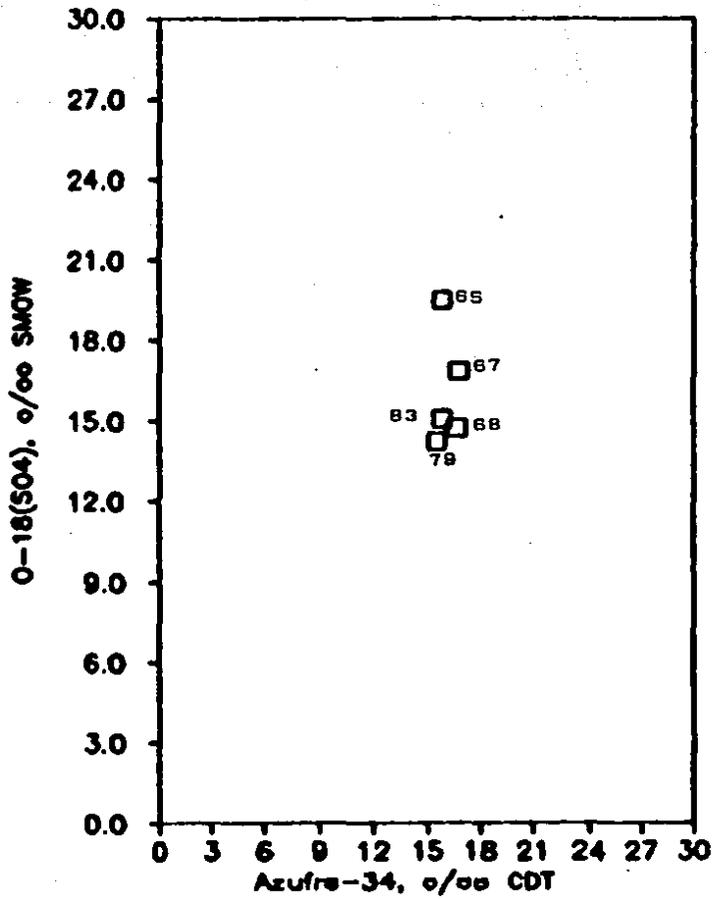


Fig. V.13 Gráfica $\delta^{34}\text{S}$ vs $\delta^{18}\text{O}(\text{so}_4)$ en Cuernavaca-Cuautla

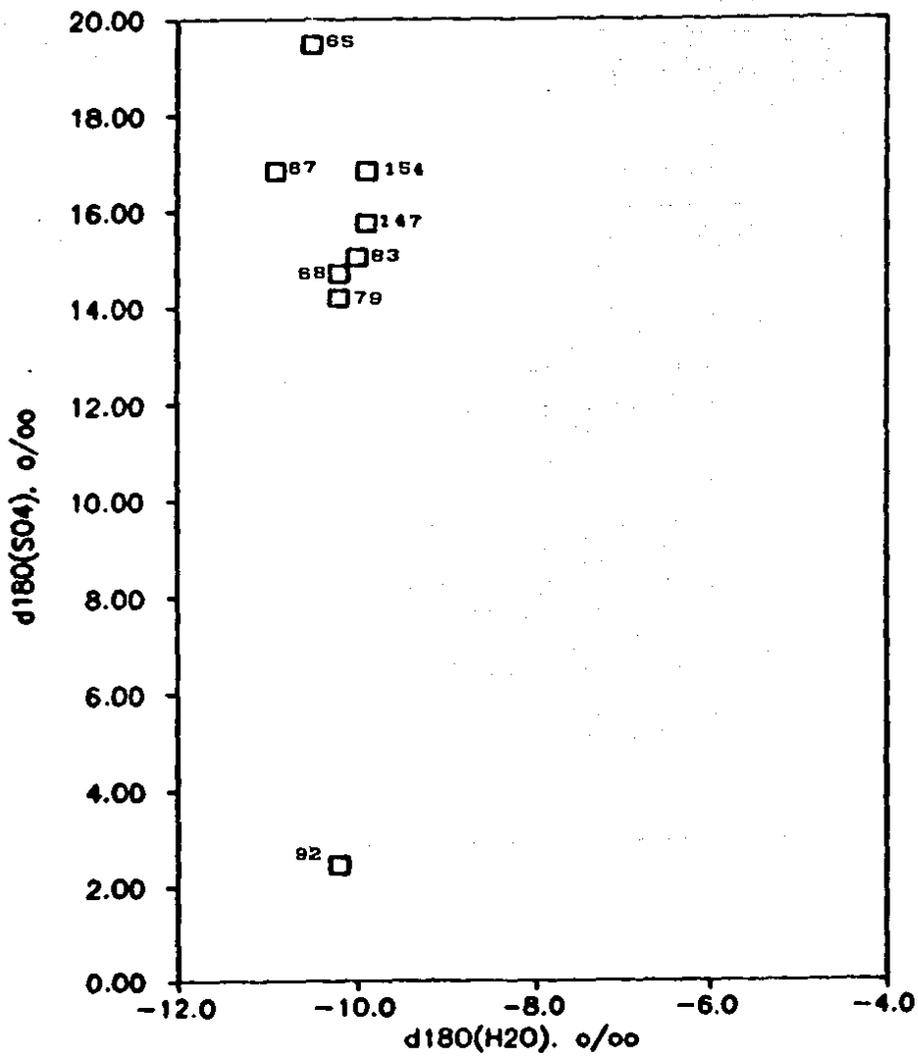


Fig.V.14 Gráfica $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ vs $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$

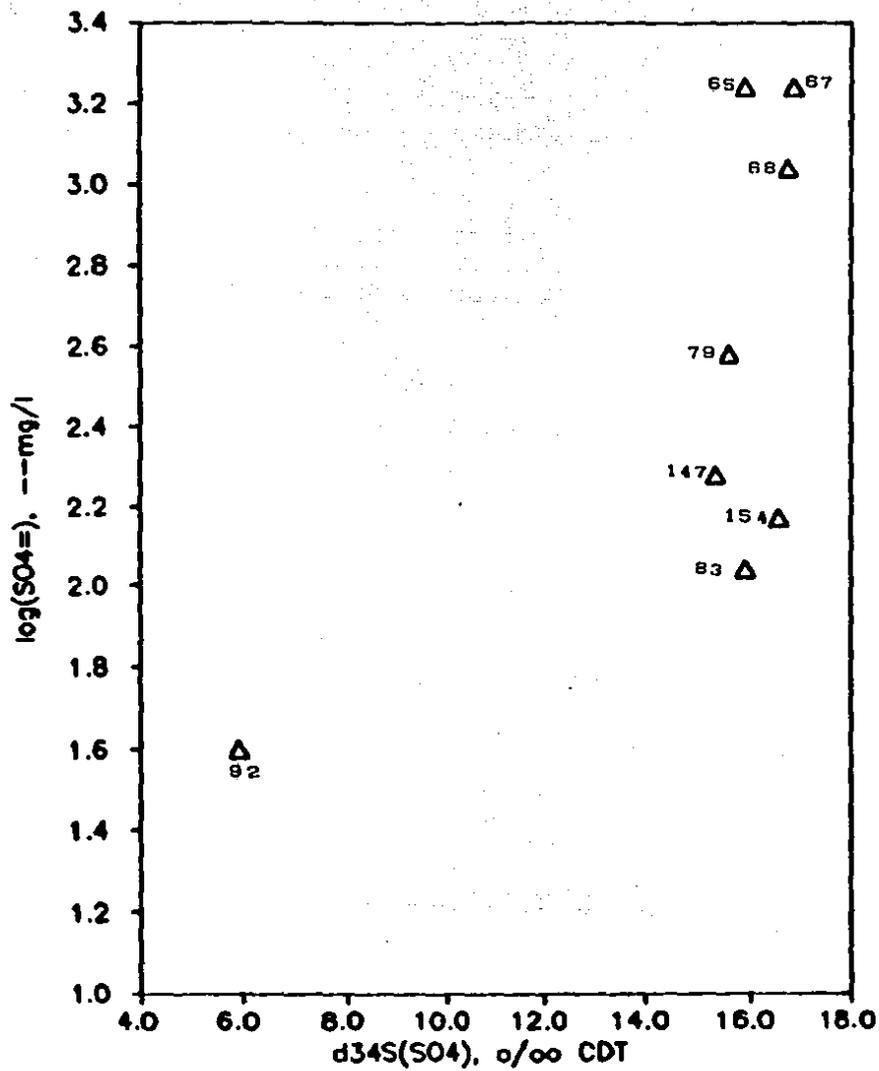


Fig.V.15 Gráfica $\delta^{34}S(SO_4)$ vs SO_4

Por otro lado, los estudios de ^{34}S llevados a cabo en la noria 50 revelaron que los sulfatos tienen un origen volcánico.

Para la región de Yautepec, el manantial 65 tiene un contenido isotópico de Azufre-34 igual a $+15.96$ ‰ CDT. Obteniéndose de nuevo el tipo evaporítico del acuífero.

De acuerdo a la Fig.V.13, el Azufre-34 para el área de Cuautla y Cuernavaca no presenta una dispersión en sus valores, sino que se mantiene oscilando alrededor del promedio $\delta^{34}\text{S} = 16.16$ ‰ CDT. Esto nos permite predecir la unicidad en el origen evaporítico de los sulfatos.

Sin embargo, existe variación en el contenido de $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4)$ en el intervalo $+14.2$ a $+16.8$ ‰ SMOW (Fig.V.15). Esta variación sugiere que pueden existir dos fuentes de sulfato, una de ellas, con valores de ^{18}O en el intervalo $+14$ a $+16$ ‰, podría ser asociado a minerales evaporíticos. Mientras que el valor para EL Salto (92) podría deberse al origen volcánico del Azufre.

En la Fig.V.15 se observa que efectivamente El Salto (92) muestra una fuente pobre en ^{34}S tal como el azufre reducido asociado con las rocas volcánicas (Pearson y Rightmire, 1980). Nuevamente, el promedio en Azufre-34 de las muestras restantes en la zona de Cuautla apoya la hipótesis de origen marino proveniente de la solución de sulfato evaporítico.

VI. CONCLUSIONES

Con base en las consideraciones hidrogeológicas del área, se logró definir los acuíferos de los pozos, manantiales y norias del estudio. En la zona sur del Valle de México, por la profundidad de los pozos (entre 200 y 400 m), el agua se extrae básicamente del acuífero volcánico. La zona noroeste del Valle de Cuernavaca extrae del acuífero granular. Los aprovechamientos de la porción norte-noreste de las subcuencas de Cuautla y Cuernavaca explotan el acuífero volcánico. La parte meridional del área coincide con los aprovechamientos del acuífero calizo y la zona de Tepoztlán se caracteriza por ser un acuitardo de lahares.

La interpolación con los datos de Oxígeno-18 para los aprovechamientos muestreados, permitió inferir isolíneas de -11.0, -10.6, -10.2 y -9.8 partes por mil distribuidos de la siguiente manera: la región occidental del área muestra los valores de -11 y -10.6 ‰ que corresponden teóricamente, de acuerdo a la relación del contenido isotópico en la precipitación de la Cuenca de México $\delta^{18}O = -2.2 \times 10^{-3} h - 3.6$, a una altura de recarga de 3360 msnm y 3180 msnm respectivamente, que pueden corresponder a las zonas altas de las Sierras de las Cruces y Zempoala. La franja central norte-sur del estudio muestra una homogeneidad en -10.2 partes por mil, que representa una recarga a los 3000 msnm que corresponde a la Sierra del Chichinaútzin. El valor relativamente más pesado de -9.8 corresponde a la región oriental del estudio, y se asocia a la recarga de los 2800 msnm, es decir, a la parte media de la Sierra Nevada.

De las consideraciones anteriores, es posible inferir que el origen principal de la recarga en el Valle de México se tiene en las serranías y no localmente, ya que el contenido de O-18 de la precipitación en la zona de Ciudad Universitaria es de alrededor de -5.6 partes por mil (promedio pesado), valor que no se refleja en el agua subterránea.

Los iones principales en esta región señalan un comportamiento del tipo HCO_3-Mg y HCO_3-Na , mostrando que la recarga principal es en roca basáltica.

Los valores de tritio obtenidos en Tulyehualco y Santa Catarina muestran agua de tipo moderna. Sin embargo, el carbono-14 de uno de los pozos de Santa Catarina resultó bajo (8 pmc). Sin embargo no es posible determinar una edad debido a la presencia de CO_2 volcánico. Por otra parte, es posible que en ese ramal exista mezcla con el acuitardo de agua mineralizada que sobreyace al acuífero en explotación, por lo que se recomienda hacer estudios adicionales de tritio y carbono-13 en tal acuitardo.

Paralelamente, los resultados de carbono-13 de la Cuenca de México muestran variaciones de hasta 28 partes por mil entre lugares de muestreo. Tal es el caso de Tecómítl con +11.7 ‰ y Tulyehualco con -17 ‰ PDB. Este último está relativamente cerca de las áreas de recarga por lo que puede significar que el CID se

encuentre en condiciones de equilibrio con el CO₂ del suelo. Es posible que el primero se deba a las características del enriquecimiento por metanogénesis, ya que en los procesos de producción de metano por descomposición de materia orgánica éste se encuentra enriquecido en Carbono-13.

Por otra parte, el ¹³C de las subcuencas de Cuautla y Cuernavaca se encontró consistentemente entre -5 y -10 ‰ PDB. Lo que significa que existe una fuente que podría aportar carbono al agua subterránea. Tal aportación podría consistir del CO₂ de origen volcánico.

La interpretación de radioisótopos (tritio y carbono-14) en estas subcuencas no permitió diferenciar las edades del agua que surge en los manantiales de Oaxtepec y Agua Hedionda, debido a la contribución de carbono mediante CO₂ de origen volcánico. El Azufre-34 de estos manantiales revela que el flujo se da a través de anhidritas, las cuales posiblemente se relacionen al Grupo Balsas, significando que el flujo sea profundo o regional.

En la zona de Cuautla, el promedio de Azufre-34 de las muestras apoya la hipótesis de origen marino proveniente de la solución de sulfato evaporítico. El valor para el Salto, en las faldas del Popocatepetl muestra una fuente pobre en ³⁴S tal como el Azufre reducido asociado con las rocas volcánicas.

Dada la composición isotópica del agua subterránea en esta zona de Cuautla y su dirección de flujo, es probable que la recarga del acuífero volcánico se origine en la Sierra Chichinautzin y Popocatepetl.

Algunos manantiales relacionados al acuífero calizo revelan contenidos altos de sulfatos y carbonatos que aunados a temperaturas altas, permiten suponer la existencia de un flujo regional.

El acuitardo relacionado a la región de Tepoztlán manifiesta enriquecimiento isotópico en Oxígeno e Hidrógeno en algunas norias por efecto de evaporación, pero se infiere que la recarga principal provenga del Chichinautzin.

Para el área de Cuernavaca, su contenido en Oxígeno-18 y Deuterio es relativamente liviano, por lo que se infiere a las Sierras de Zempoala y Chichinautzin como origen principal de recarga. Se observó la nula diferenciación isotópica entre los acuíferos volcánico y granular del área, resultando concluyente que existe permeabilidad entre acuíferos.

VII. BIBLIOGRAFIA

- Aravena, R., Drimmie, R. (1985). Radiocarbon Analytical Facilities. Environmental Isotope Laboratory. Dept. of Earth Sciences. U. of Waterloo. Ont., Canada.
- Arizabalo, R.D., Rodriguez, R., Cortés, A., y Fritz, P. (1989). Comportamiento del sistema acuífero del área de Santa Catarina, Ciudad de México. *Memoria del GSF/IAEA/UNESCO Seminario sobre la aplicación de Técnicas Isotópicas en Hidrología en América Latina*. ININ. Documento Técnico IAEA-TECDOC-502, 1989, pp. 413-426.
- Arizabalo, R.D. y Martínez, J.D. (1989). Estudio preliminar para el diseño de un algoritmo de interpretación de datos isotópicos en aguas subterráneas. *GEOS 9, Vol.2. Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*.
- Arizabalo, R.D., Cortés, A., Durazo, J. (1989). On the basin of Mexico regional hydrogeological unity -Congruence in the isotopic composition of groundwaters. (Por someterse al *J. of Hydrology*).
- Armenta, M.A., Zamora, V., Juarez, F. (1987). Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y en el laboratorio. Comunicaciones Técnicas. Instituto de Geofísica, UNAM. Serie Docencia y Divulgación.
- Arnold, J.R., Libby, W.F. (1951). Radiocarbon Dates. *Science*, 113,2927, 111-120.
- Barker, J.F. (1979). Methane in groundwaters - A carbon isotope geochemical study. Tesis Doctoral. Universidad de Waterloo, Ont., Canada. 310 pp.
- Bloomfield, K. (1975). A Late-Quaternary Monogenetic Volcano Field in Central Mexico. *Geol. Rundschau*, 67, 476-497.
- Bottinga, Y. (1968). Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-water. *J. Phys. Chem.*, 72:800-808.
- Brownlow, A.H. (1979). *Geochemistry*. Prentice-Hall.
- Bryan, K. (1948). Los suelos complejos y fósiles de la Altiplanicie de México en relación con los cambios climáticos. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, XIII, 1-20.
- Carrillo Rivera, J., Durazo, J., Gaona Vizcaino, S. (1982). Chemical and Thermal character of groundwater resources in Villa de Reyes, S.L.P., México. Primer Simposio Latinoamericano de Hidrología Isotópica. Bogotá, Colombia.
- Castillo, R. (1985). El análisis isotópico y sus aplicaciones.

- Castillo, R., Morales, P., Ramos, S., Mata, I., Vivaldo, O. (1985). El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México. *Revista Mexicana de Física*. 31, p.637.
- C.A.V.M. (1987). Análisis de Flujo de Agua Subterránea del Valle de México Mediante Trazadores Isotópicos. Reporte Técnico del Instituto de Geofísica a la CAVM. 80 pp.
- C.H.V.M. (Comisión Hidrológica del Valle de México). (1963). Hidrología de la cuenca del valle de México. Tomo II; Climatología; SRH, México, D.F., 335 pp.
- Coplen, T.B., Hanshaw, B.B. (1973). *Geochim. Cosmochim. Acta*. 37, 2295.
- Cortés, A. (1986). Aplicaciones de la espectrometría de masas y técnicas isotópicas para la determinación de oxígeno-18 y deuterio en problemas hidrológicos. Tesis Profesional. Fac. de Ciencias. UNAM.
- Cortés, A., Farvolden, R.N. (1989). Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, México. *J. of Hydrology*, 107:147-153.
- Cortés, A., Arizabalo, R.D., Rocha, R. (1989). Estudio hidrogeoquímico isotópico de manantiales en la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, Vol.28-2, pp.265-282.
- Craig, H. (1961b). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133:1702-1703.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16:436-468.
- D.D.F.-C.E. (1983). Programa de Control de la Contaminación del agua y el suelo para el Distrito Federal. Comisión de Ecología. Departamento del Distrito Federal. México, D.F., 92 p.
- D.D.F. (1986). Evaluación del comportamiento hidrogeoquímico de desechos sólidos y líquidos sobre el acuífero del Valle de México. Dir. Gral. de Construcción y Operación Hidráulica. D.D.F. Subdirección de Desarrollo. Elaborado por Lesser y Asociados, S.A.
- Deines, P., Langmuir, D., Harmon, R.S. (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38:1147-1164.
- Deines, P. (1980). The isotopic composition of reduced organic carbon. En: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Editores) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1 -The Terrestrial Environment A., Elsevier, p.329-393.

- DETENAL. (1977). Carta Geológica de la Ciudad de México. Escala 1:250 000, clave E14-2.
- Durazo, J. (1978). Equilibrio en reacciones de intercambio isotópico. Tema de Examen General de Conocimientos, Modalidad B, para obtener el grado de Maestro en Ciencias (Física). Fac. de Ciencias.
- Durazo, J. (1986). Nota sobre el comportamiento isotópico de la precipitación en Veracruz, Ver. *GEOS*, Vol.6 No.3 p.10. *Boletín de la Unión Geofísica Mexicana*.
- Eriksson, E. (1962). Radioactivity in hydrology. En: H. Israel and A. Krebs (Editores), *Nuclear Radiation in Geophysics*. Springer-Verlag, New York, N.Y. pp.47-60.
- Fontes, J.Ch., Garnier, J.M. (1979). Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resour. Res.* 2:399-413.
- Friedman, I., O'Neil, J.R. (1978). Hydrogen. En: *Handbook of Geochemistry*, 1-B. Wedepohl, K.H. (ed). Berlin, Heidelberg, New York: Springer, 1978.
- Fries, C., Jr. (1960). Geología del Estado de Morelos y de las partes adyacentes del Estado de México y Guerrero. Región Centro Meridional de México. Vol. 60 del Instituto de Geología, UNAM.
- Fries, C., Jr. (1964). Carta Geológica del Estado de Morelos, Hoja Cuernavaca clave 14Q-h(8) escala 1:100 000, Instituto de Geología, UNAM.
- Fritz, P., Mozeto, A.A. (1980). Considerations on radiocarbon dating of groundwater. En: C.O. Rodrigues N. y C.B. de Monroy (Editores) *Memorias del Simposio Interamericano sobre Hidrología Isotópica*, ICNE-OEA-COLCIENCIAS, Bogotá, p:221-244.
- Fritz, P., Fontes, J.Ch., (eds) (1980). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Vol.1. The Terrestrial Environment, A. Elsevier.
- Fritz, P., Fontes, J.Ch., (eds) (1985). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Vol.2. Elsevier.
- Garrels, R.M., Christ, C.L. (1965). *Solutions, Minerals and Equilibria*. Harper and Row, N.Y., 450 pp.
- Geyh, M.A. (1970). Carbon-14 concentration of lime in soils and aspects of the carbon-14 dating of groundwater. En: *Isotope Hydrology*. IAEA, Vienna, p:215-222.
- Geyh, M.A. (1972). On the determination of initial ^{14}C content in groundwater. En: *Proceedings of the 8th International Conference on Radiocarbon Dating*, Vol.1, Royal Society of

- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271:534-536.
- Gupta, S.K., Polach, H.A. (1985). Radiocarbon Dating Practices at ANU. Handbook, Radiocarbon Laboratory, Research School of Pacific Studies, ANU. Canberra.
- Hanshaw, B.B., Coplen, T.B. (1973). *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37, 2311.
- Ingerson, E., Pearson, F.J., Jr. (1964). Estimation of age and rate of motion of ground-water by the ^{14}C method. En: Recent Researches in the Fields of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry, MARUZEN Co. Ltd., Tokyo, p:263-283.
- Issar, A., Quijano, J.L., Gat, J.R. and Castro, M. (1984). The isotope hydrology of the groundwaters of Central México. *J. Hydrol.*, 71:201-224.
- Jaimes, L.R. et al (1989). Geoquímica isotópica del sistema hidrogeológico del valle de Cuernavaca, estado de Morelos, México. *Geof. Int.*, Vol. 28-2, pp. 219-244
- Jäger, E. and Hunziker (eds) (1979). Lectures in Isotope Geology. Springer-Verlag.
- Krouse, H.R. (1980). Sulphur isotopes in our environment. En: P. Fritz and J.Ch. Fontes (eds). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1 - The Terrestrial Environment A., Elsevier, pp.435-467.
- Langmuir, D. (1971). The geochemistry of some groundwaters in central Pennsylvania. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 35:1023-1045.
- Lesser, J.M. (1984). Actividades Geohidrológicas en el Valle de México, Tomo I-III, Contrato 4-33-1-676 para el D.D.F.
- Lesser, J.M., Sánchez, F., González, D. (1986). Hidrogeoquímica del acuífero de la Ciudad de México. *Rev. Ing. Hidráulica en México*. Sept.-Dic. 1986. pp.64-77.
- Liddicoat, C.J., Coe, S.R. (1986). Paleomagnetismo en sedimentos de Cuaternario. En: J.L. Lorenzo y L. Mirambell, 1986. 35000 años de Historia del Lago de Chalco, INAH, SEP.
- Limbrey, S. (1986). Análisis de suelos y sedimentos. En: J.L. Lorenzo y L. Mirambell, 1986. 35000 años de Historia del Lago de Chalco, INAH, SEP.
- Lloyd, J.W., Heathcote, J.A. (1985). Natural Inorganic Hydrochemistry in Relation to Groundwater. An Introduction. Clarendon Press. Oxford.
- McQuarrie, D.A. (1975). Statistical Mechanics. Harper & Row.

- Mook, W.G. (1972). On the reconstruction of the initial ^{14}C content of groundwater from the chemical and isotopic composition. Radiocarbon Dating, Vol.1, Royal Society of New Zealand, Wellington, p.342-352.
- Mook, W.G. (1980). Carbon-14 in hydrogeological studies. En: P. Fritz, J.Ch. Fontes (eds). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1 - The Terrestrial Environment A., Elsevier, p.49-71.
- Mooser, F. (1974). Mapa Geológico de la Cuenca de México y Zonas Colindantes. 1:250 000 para el D.D.F.
- Morales, P., Mora, G., Arizabalo, R.D., Cortés, A., Rodríguez, R. (1987). Contaminación en los acuíferos de Santa Catarina, D.F. *Memoria del I Congreso Nacional de Contaminación Ambiental*. Facultad de Ingeniería. pp. 400-424.
- Morales, P., Cortés, A., Casar, I., Arizabalo, R.D., Aravena, R. (1989). Isótopos ambientales y estudio geoquímico del agua subterránea de la parte noroccidental del Estado de Morelos, México. *Memoria del GSF/IAEA/UNESCO Seminario sobre la aplicación de Técnicas Isotópicas en Hidrología en América Latina*. ININ. Documento Técnico IAEA-TECDOC-502, 1989, pp. 379-398.
- Mozeto, A.A. (1981). Carbon isotope exchange in Aqueous systems: A field and laboratory investigation. Tesis Doctoral. Universidad de Waterloo, Ont., Canada.
- Nielsen, H. (1979). Sulfur Isotopes. En: Lectures in Isotope Geology. E. Jäger y J.C. Hunziker (eds). Springer-Verlag. pp.283-312.
- Nissenbaum, A. (1974). The organic geochemistry of marine and terrestrial humic substances: Implications of carbon and hydrogen isotope studies. En: B. Tissot, F. Bienner (eds), *Advances in Organic Geochemistry 1973*. pp 39-52.
- O'Neil, J.R. (1986). Theoretical and Experimental aspects of isotopic fractionations. En: *Reviews in Mineralogy*. Vol. 16, pp.1-37.
- Payne, R.R. (1981). Practical applications of stable isotopes to hydrological problems. En: *Stable Isotope Hydrology*. IAEA. Technical Report Series N° 210. Vienna.
- Pearson, F.J., Jr. (1965). Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio to correct radiocarbon ages of materials initially diluted by limestone. En: *Radiocarbon and Tritium Dating, Proceedings of the Sixth International Conference on Radiocarbon*, Pullman, Washington, p.357-366.
- Pearson, F.J., Jr., Hanshaw, E.B. (1970). Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating. En: *Isotope Hydrology IAEA*, Vienna,

- Pearson, F.J., Jr., Swarzenki, W.V. (1974). ^{14}C evidence for the origin of arid region groundwater Northeastern province, Kenya. En: *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Proceedings of a Symposium, Vol. II, IAEA, Vienna, p.95-109.*
- Pearson, F.J., Jr., Rightmire, C.T. (1980). Sulphur and oxygen isotopes in aqueous sulphur compounds. En: P. Fritz, J.Ch. Fontes (eds). *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1 - The Terrestrial Environment A., Elsevier, p.227-258.*
- PEMEX, (1988). Cortes Litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1 y Copilco-1. *Fundación J. Barros Sierra, A.C. México, D.F.*
- Quijano, L. (1978). Comentario sobre el muestreo isotópico de las aguas subterráneas de la zona de Texcoco. *Reporte Técnico (IAEA-SARH).*
- Raisz, (1964). *Landforms of Mexico (Physiographic Provinces). Escala 1:300 000 2nd corrected edition. Cambridge, Mass.*
- Reardon, E.J., Fritz, P. (1978). Computer modelling of groundwater ^{13}C and ^{14}C isotope compositions. *J. Hydrol. 36:201-224.*
- Redlich, O.Z. (1935). *Phys. Chem. B. 28, 371.*
- Richet, P., Bottinga, Y., Savoy, M. (1977). A review of hydrogen, carbon, nitrogen, oxygen, sulfur, and chlorine stable isotope fractionation among gaseous molecules. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett. 5:65-110.*
- Rightmire, C.T., Hanshaw, B.B. (1973). Relationship between the carbon isotope composition of soil CO_2 and dissolved carbonate species in groundwater. *Water Resour. Res., 9:958-967.*
- ROASA, (1980). Estudio Geohidrológico Preliminar de la zona de Cuautla-Yautepec, Estado de Morelos. Contrato SARH.
- Rodriguez, R. (1987). Consideraciones preliminares basadas en resultados geoelectrónicos sobre la interfase agua mineralizada- agua dulce en el area de Sta. Catarina Yecahuitzol, Distrito Federal, México. *Geof. Int. 26:573-583.*
- Rozanski, K., Sonntag, C., Münich, K.O. (1982). *Tellus, 34, 142.*
- Schlaepfer, C.J. (1968). Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos. *INstituto de Geología, UNAM.*
- SHCP, (1969). Proyecto Texcoco. Memoria de los trabajos realizados y conclusiones. *Fid. Nac. Fin., S.A., Méx., p.215.*

- Stuiver, M. (1983). International agreement and the use of the new oxalic acid standard. *Radiocarbon*, 25:795-795.
- TACSA, (1981). Estudio Geohidrológico Preliminar del Valle de Cuernavaca en el Estado de Morelos. Contrato SARH.
- Tamers, M.A., Scharpenseel, H.W. (1970). Sequential sampling of radiocarbon in groundwater. En: *Isotope Hydrology*. IAEA, Vienna, pp.241-256.
- Tamers, M.A. (1975). Validity of radiocarbon dates on groundwater. *Geophys. Surv.*, 2:217-239.
- Vázquez, E., Aravena, R., Cortés, A., Jaimes, R., Fritz, P. (1989) Hidrogeología isotópica de los valles de Cuautla y Yauhtepec, México. *Geof. Int.*, Vol. 28-2, pp. 245-264.
- Vázquez-Sánchez, E. y Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geof. Int.*, Vol. 28-2, pp. 133-190.
- Vogel, J.C., Ehhalt, D. (1963). The use of the carbon isotopes in groundwater studies. En: *Radioisotopes in Hydrology, Proceedings of the Symposium on the Application of Radioisotopes in Hydrology*, IAEA, Tokyo, pp.383-395.
- Vogel, J.C. (1967). Investigation of groundwater flow with radiocarbon. En: *Isotopes in Hydrology*. IAEA, Vienna, pp.355-369.
- Vogel, J.C. (1970). Carbon-14 dating of groundwaters. En: *Isotope Hydrology*. IAEA, Vienna, pp.225-239.
- Urey, H. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *J. Chem. Soc. (London)*, 562-581.
- Wallick, E.I., Tóth, J. (1976). Methods of regional groundwater flow analysis with suggestions for the use of environmental isotopes. En: *Interpretation of Environmental Isotope and Hydrochemical Data in Groundwater Hydrology*. IAEA, Vienna, 1976. pp.37-64.
- Wigley, T.M.L. (1975). Carbon-14 dating of groundwater from closed and open systems. *Water Resour. Res.*, 11:324-328.
- Wigley, T.M.L., Plummer, L.N., Pearson, F.J., Jr. (1978). Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42:1117-1139.
- Winograd, I.J., Farlekas, G.M. (1974). Problems in ^{14}C dating of waters from aquifers of deltaic origin. En: *Isotope Hydrology*, pp.69-93. IAEA.
- Yurtsever, Y. (1975). Worldwide survey of stable isotopes in precipitation. *Rep. Sect. Isotope Hydrol.*, IAEA, November 1975, 40 pp.

