

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

**FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS, INGENIERÍA Y MEDICINA
PROGRAMAS MULTIDISCIPLINARIOS DE POSGRADO EN CIENCIAS
AMBIENTALES**

**TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRÍA EN CIENCIAS AMBIENTALES**

**CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LA PRECIPITACIÓN EN EL ESTADO DE
SAN LUIS POTOSÍ**

PRESENTA:

DAVID CALVA HERNÁNDEZ

DIRECTOR DE TESIS:

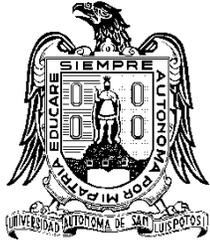
ANTONIO CARDONA BENAVIDES

ASESORES:

CARLOS CONTRERAS SERVÍN

ISRAEL RAZO SOTO

Agosto 2011



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS, INGENIERÍA Y MEDICINA
PROGRAMAS MULTIDISCIPLINARIOS DE POSGRADO EN CIENCIAS
AMBIENTALES

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRÍA EN CIENCIAS AMBIENTALES

CARACTERIZACIÓN ISOTÓPICA DE LA PRECIPITACIÓN EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ

PRESENTA:

DAVID CALVA HERNÁNDEZ

COMITÉ TUTELAR:

DIRECTOR: DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES _____

ASESOR: DR. CARLOS CONTRERAS SERVÍN _____

ASESOR: DR. ISRAEL RAZO SOTO _____

SINODALES:

PRESIDENTE: DR. ANTONIO CARDONA BENAVIDES _____

SECRETARIO: DR. CARLOS CONTRERAS SERVÍN _____

VOCAL: DRA. MA. CATALINA ALFARO DE LA TORRE _____

AGOSTO 2011

CRÉDITOS INSTITUCIONALES

PROYECTO REALIZADO EN:

**La Facultad de Ingeniería, Área Ciencias de la Tierra
Universidad Autónoma de San Luis Potosí**

CON FINANCIAMIENTO DE:

Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA)

Instituto de Geografía-UNAM

Facultad de Ingeniería-UASLP

A TRAVÉS DEL PROYECTO DENOMINADO:

Red de Isótopos en la Precipitación para el estado de San Luis Potosí

AGRADEZCO A CONACyT EL OTORGAMIENTO DE LA BECA

Becario No. 334885/231877

LA MAESTRÍA EN CIENCIAS AMBIENTALES RECIBE APOYO

ATRAVÉS

DEL PROGRAMA NACIONAL DE POSGRADOS DE CALIDAD

(PNPC)

DEDICATORIA.

Dedico este trabajo, así como todos mis esfuerzos y metas alcanzadas, a las personas que han creído en mi y han estado conmigo en las buenas pero sobre todo en las malas, a aquellas personas que continuamente me alientan para alcanzar las más lejanas y a veces “imposibles” metas, a los que no esperan nada de mí, excepto verme feliz.

A mi Padre (Juan), a mi Madre (Georgina), a mis Hermanos (Diana y Adrián), a mi Cuñado (Juan Manuel) y a mis Sobrinos (Daniel, Fernando y Benjamín).

A ustedes que son mi familia y las personas que más quiero.

IN MEMORIAM

María Félix Pérez Lugo †

Anacleto Calva Resendiz †

Siempre estarán presentes en mi vida.

AGRADECIMIENTOS.

La presente Tesis es un esfuerzo en el cual, directa o indirectamente, participaron varias personas e instituciones a quienes quiero expresar mi gratitud por el apoyo y la confianza que me han prestado de forma desinteresada.

Agradezco al Dr. Antonio Cardona Benavides por haber confiado en mi persona, por la paciencia, por el apoyo y conocimientos brindados durante la dirección de este trabajo.

A los Doctores Carlos Contreras Servín e Israel Razo Soto, agradezco los consejos, observaciones y comentarios que me permitieron completar la elaboración de esta tesis y que me servirán en mi vida profesional.

A la Dra. Ma. Catalina Alfaro de la Torre, agradezco el haber aceptado formar parte del jurado que habrá de evaluar este trabajo, así mismo, le agradezco la amistad y consejos que me ha brindado.

A cada uno de los Doctores que participan en el Programa Multidisciplinario de Posgrados en Ciencias Ambientales, agradezco su dedición mostrada al momento de impartir el conocimiento en las aulas.

Al personal que labora en el Área de Ciencias de la Tierra, agradezco su amistad y apoyo brindado durante mi estancia.

Agradezco al personal del Laboratorio de Análisis Químicos del Área de Ciencias de la Tierra, encabezado por la I.Q. María de los Ángeles Navarro, por todas las facilidades prestadas y la ayuda brindada.

Al Ing. Jorge Aceves de Alba del Laboratorio de Sistemas de Información Geográfica, del Área de Ciencias de la Tierra, agradezco su colaboración en el diseño del Modelo Digital de Elevaciones utilizado en este trabajo.

Agradezco al Maestro J. Refugio Ballín Cortés, al Ing. Sócrates Alonso Torres y demás personas que colaboraron la campaña de muestreo de las precipitaciones.

Agradezco al Ing. Ricardo Garza Blanc, Director local de la Comisión Nacional del Agua, por las atenciones y facilidades brindadas en la obtención de los datos meteorológicos.

Agradezco al Ing. Armando Viramontes Aldana (Director de la Facultad de Ingeniería de la UASLP), ***al M.C: Miguel Ángel Tiscareño Iracheta*** (Director de la Facultad de Agronomía de la UASLP), ***al Ing. Julián Espinoza Sánchez*** (Director de la Coordinación Académica Región Altiplano de la UASLP), ***al M.B.A. Mario Fernando Avalos Sekeres*** (Director de la Unidad Académica Multidisciplinaria Zona Media de la UASLP), a ***la Lic. Aurora Orduña*** (Directora de la Unidad Académica Multidisciplinaria Zona Huasteca de la UASLP), ***al H. Ayuntamiento Municipal de Villa de Arriaga, a los Ejidatarios de Villa de Zaragoza, al Sr. Tomas Charles y al Sr. Jorge Antonio Zúñiga Cruz,*** por permitir la instalación de las estaciones colectoras de precipitación dentro de sus propiedades.

A mis amigos y amigas, a quienes considero mi segunda familia. A ustedes les agradezco el permanecer a mí lado y contribuir de forma significativa en mi vida. Gracias por aceptarme como soy y por dejar plasmada su huella en mí.

Por último, pero no menos importante, ***agradezco a Amy Adriana Castro Barrera,*** por ser una de las personas más importante en mi vida, cuya influencia durante mi estancia en el posgrado y en la realización de esta tesis fue determinante para poder lograr este objetivo.

ÍNDICE

1.	Introducción.....	1
1.1	Origen del Agua en la Tierra.....	1
1.2	Distribución del Agua.	2
1.3	El Ciclo Hidrológico.	3
1.3.1	Flujo Global del Agua.	4
1.4	Información isotópica en la hidrología.....	5
2.	Justificación.....	9
2.1	Objetivo General.	13
2.2	Objetivos Particulares.	13
3.	Antecedentes.....	15
3.1	Antecedentes en México.	18
4.	Generalidades del estado de San Luis Potosí.	21
4.1	Localización y extensión territorial.....	21
4.2	Vías de comunicación.	21
4.3	Fisiografía.	23
4.3.1	Provincia Sierra Madre Oriental.....	23
4.3.2	Provincia Mesa del Centro.	25
4.3.3	Provincia Llanuras Costeras del Golfo Norte.....	26
4.4	Clima.	26
4.5	Hidrología.	29
4.5.1	Región Hidrológica 37, El Salado (RH-37)	30
4.5.2	Región Hidrológica 12, Lerma-Santiago (RH-12)	31
4.5.3	Región Hidrológica 26, Pánuco (RH-26)	32
4.5.4	Hidrología Subterránea.	32
5.	Fundamentos de la hidrología isotópica.	37
5.1	Definición y clasificación de los isótopos.....	37
5.2	Composición isotópica de la molécula del agua.	40
5.3	Terminología.	41

5.4	Fraccionamiento Isotópico.....	43
5.4.1	Fraccionamiento fisicoquímico.....	44
5.4.2	Reacciones Fisicoquímicas bajo condiciones de equilibrio.....	46
5.4.3	Reacciones Fisicoquímicas bajo condiciones de no equilibrio (Cinéticas).....	47
6.	Fraccionamiento isotópico en el ciclo hidrológico.....	49
6.1	Agua Oceánica.....	50
6.2	Evaporación.....	51
6.2.1	Evaporación bajo condiciones de equilibrio.....	52
6.2.2	Evaporación bajo condiciones de no equilibrio (Cinética).....	53
6.3	Composición isotópica de la humedad atmosférica.....	56
6.4	Condensación.....	58
6.5	Precipitación.....	60
6.5.1	Líneas meteóricas locales.....	60
6.5.2	Pendiente de la línea meteórica (s).....	60
6.5.3	Exceso de Deuterio (d).....	62
6.5.4	Correlación $\delta^{18}\text{O}$ -Temperatura.....	63
6.5.5	Efecto de latitud.....	65
6.5.6	Efecto de continentalidad.....	66
6.5.7	Efecto de Altitud.....	66
6.5.8	Efecto de estacionalidad.....	68
7.	Metodología de trabajo.....	69
7.1	Metodología del muestreo de precipitación.....	69
7.1.1	Estaciones colectoras de precipitación.....	69
7.1.2	Descripción del colector de precipitación.....	73
7.1.3	Materiales necesarios para el muestreo.....	74
7.1.4	Descripción del proceso de muestreo.....	75
7.1.5	Relación de muestras colectadas.....	77
7.2	Metodología de trabajo en laboratorio.....	77
7.3	Determinación de Isótopos Estables.....	82
7.3.1	Espectrometría de absorción.....	82
7.3.2	Principio básico del CRDS.....	85

7.4	Determinación de Tritio	87
7.4.1	Contador de Centelleo Líquido (CCL).....	88
7.5	Procesamiento estadístico de datos.	89
7.5.1	Media.....	90
7.5.2	Media Ponderada.....	90
7.5.3	Desviación Estándar.....	90
7.5.4	Ajuste por mínimos cuadrados.....	91
7.6	Metodología de construcción del mapa de distribución de valores isotópicos en precipitación.....	93
7.6.1	Selección de datos.	93
7.6.2	Identificación de factores control.....	94
7.6.3	Derivación del modelo matemático.....	94
7.6.4	Generación del mapa de distribución de isotópica.....	95
7.6.5	Comparación con los nuevos datos.....	95
8.	Discusión de resultados	97
8.1	Representatividad del Muestreo.....	97
8.2	Estadística descriptiva.....	99
8.2.1	$\delta^{18}\text{O}$	99
8.2.2	$\delta^2\text{H}$	100
8.2.3	Media Ponderada.....	100
8.2.4	Análisis de Correlación.....	102
8.3	Líneas Meteorológicas Locales.....	103
8.3.1	Línea Meteorológica de la Región Huasteca.....	103
8.3.2	Línea Meteorológica de la Región Centro.....	106
8.3.3	Línea Meteorológica de la Región Media.....	108
8.3.4	Línea Meteorológica de la Región Altiplano.....	109
8.3.5	Línea Meteorológica del Estado de San Luis Potosí.....	110
8.3.6	Relación del Exceso de deuterio y la Humedad.....	112
8.4	Variación Temporal de $\delta^{18}\text{O}$	113
8.5	Efecto de Cantidad.....	118
8.6	Efecto de Temperatura.....	119

8.7	Efecto de Continentalidad.....	120
8.8	Efecto de Altitud.....	122
8.9	Tritio en la precipitación.....	124
8.9.1	Tritio en el estado de San Luis Potosí.....	126
8.10	Generación del modelo de distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación del estado de San Luis Potosí.....	127
8.10.1	Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de la Vertiente del Golfo de México.....	129
8.10.2	Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de la región Occidental del estado.....	131
8.10.3	Generación del mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$	134
8.10.4	Interpretación del mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$	134
8.10.5	Evaluación del modelo.....	138
9.	Conclusiones.....	143
10.	Bibliografía.....	149
Anexo 1.	161
Anexo 2.	166

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1-1. Volúmenes, flujos de agua y el periodo de retorno en los diferentes compartimentos de la hidrosfera. Tabla modificada de Mook (2000).....	2
Tabla 4-1. Porcentaje del territorio estatal y municipios que ocupan las Sub-provincias que conforman la Provincia Sierra Madre Oriental. (Basado en INEGI, 2002).	24
Tabla 4-2. Porcentaje del territorio estatal y municipios que ocupan las Sub-provincias que conforman la Provincia Mesa Central. (Basado en INEGI, 2002).	25
Tabla 4-3. Tipos y subtipos climáticos presentes en el estado de San Luis, Potosí, así como simbología y valores de temperatura y precipitación. Basados en la información del INEGI, 2002.	29
Tabla 4-4. Cuencas de la Región Hidrológica 37 (El Salado) que se presentan en el estado de San Luis Potosí y sus principales características. (Basados en INEGI, 2002)	30
Tabla 4-5. Cuencas de la Región Hidrológica 26 (Panuco) que se presentan en el estado de San Luis Potosí y sus principales características. (Basados en INEGI, 2002).	32
Tabla 4-6. Características geológicas y balance hídrico de las Unidades Geohidrológicas presentes en el estado de San Luis Potosí. Elaborado en base a INEGI, 2002 y CNA, 2009.	34
Tabla 5-1. Proporción y abundancia de los principales isótopos ambientales. Tomado de Clark y Fritz (1997).....	39
Tabla 5-2. Isótopos más comunes de hidrogeno y oxigeno. Basado en Mazor, 1997.....	40
Tabla 6-1. Valores de los gradientes de ^{18}O -altitud de distintas regiones del mundo.	67
Tabla 7-1. Ubicación en coordenadas geográficas de las 10 estaciones de muestreo que integran la Red Monitoreo de Isótopos en las Precipitaciones del estado de San Luis Potosí.....	70
Tabla 7-2. Inventario de cada una de las 189 muestras colectadas en las 10 estaciones desde junio del 2008 hasta octubre del 2010.	78
Tabla 7-3. Espectroscopía de Celda de Absorción (Cavity Ring-Down Spectroscopy o CDRS).....	85
Tabla 8-1. Meses en los cuales se colecto muestra de precipitación comparado con los meses en los que el Servicio Meteorológico Nacional registró precipitación.	98
Tabla 8-2. Resultados de análisis estadístico básico de los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H) de las muestras de precipitación.	100
Tabla 8-3. Comparación entre las medias aritméticas y las medias ponderas anuales para cada estación.....	101

Tabla 8-4. Coeficientes de correlación entra los valores de concentración de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y 3H ponderados, y los parámetros relativos a cada una de las estaciones colectoras de precipitación. .	102
Tabla 8-5. Componentes de la Línea Meteórica del estado de San Luis Potosí y de cada una de sus regiones geográficas.....	104
Tabla 8-6. Valores de los gradientes de ^{18}O -altitud obtenidos en estudios recientes en distintas regiones del mundo.	124
Tabla 8-7. Valores de los residuos obtenidos de restar el valor calculado al valor real de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación de la Vertiente del Golfo de México.	130
Tabla 8-8. Estadísticas de la regresión múltiple entre los valores residuales y la latitud y altitud de las estaciones de la Vertiente del Golfo de México.	130
Tabla 8-9. Valores de los residuos obtenidos de restar el valor calculado al valor real de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación de la región Occidental del estado.	132
Tabla 8-10. Valores de contenido isotópico en la precipitación de la Cuenca de Querétaro, Querétaro. Tomado de Cortés, 2002.	135

ÍNDICE DE FIGURAS.

Figura 1-1. Representación esquemática del ciclo hidrológico. Los valores en los cuadros grises refieren al flujo de agua promedio (en 10^3 km^3 por año) de cada componente del ciclo (Modificado de Mook, 2000)	5
Figura 2-1. Mapa del estado de San Luis Potosí que muestra las 4 regiones en que ha sido dividido. (Fuente: INEGI, 2002).	10
Figura 2-2. Climogramas de las 4 zonas geográficas en las que se divide el Estado de San Luis Potosí, los cuales se muestra la variación estacional de la precipitación y temperatura. Modificado de INEGI, 2002.	12
Figura 4-1. Mapa de localización del área de estudio.	21
Figura 4-2. Principales vías de comunicación dentro del estado de San Luis Potosí.....	22
Figura 4-3. Distribución de las provincias y sub-provincias fisiográficas dentro del territorio potosino.....	23
Figura 4-4. Distribución de la precipitación (mm) dentro del estado de San Luis Potosí. Modificado de Comité Técnico Regional de Estadística e Información Geográfica, 2000.....	27
Figura 4-5. Tipos y sub-tipos climáticos en el área de estudio. Modificado de Comité Técnico Regional de Estadística e Información Geográfica, 2000.	28
Figura 4-6. Distribución de las principales cuencas hidrológicas que cubren el estado de San Luis Potosí.....	31
Figura 5-1. Estructura atómica de cada uno de los tres isótopos del hidrógeno.	37
Figura 5-2. Diagrama de Z contra N, donde se encuentran graficados cada uno de los isótopos con $Z < 50$. En la grafica se han diferenciado a los isótopos por su grado de estabilidad, desde los muy inestables (+), los inestable (Δ) y los estables (\bullet). Modificado de (Clark y Fritz, 1997).....	39
Figura 5-3. Arreglo atómico de la molécula de agua y enlaces que forma con otra molécula de agua.	40
Figura 5-4. Relación entre la energía potencial y la distancia interatómica para la disociación de moléculas conformadas por isótopos pesados y ligeros. Modificado de Clark y Fritz, 1997.	45
Figura 6-1. Relación entre ^{18}O y ^2H en la precipitación. Modificado de Clark y Fritz, 1997.	50
Figura 6-2. Incremento exponencial de la capacidad del aire de transportar humedad. Tomado de (Clark y Fritz, 1997).....	52
Figura 6-3. Enriquecimiento exponencial de ^2H y ^{18}O durante la evaporación bajo condiciones de controladas de 0% de humedad. Tomado de (Clark y Fritz, 1997).....	54

Figura 6-4. Modelo para la evaporación cinética sobre un cuerpo de agua. Tomado de Clark y Fritz, 1997.....	55
Figura 6-5. Modelo de Craig-Gordon que representa el fraccionamiento isotópico durante la evaporación cinética. Modificado de Gat, 1996.....	55
Figura 6-6. Evolución isotópica de un volumen finito de agua durante la evaporación. Tomado de Clark y Fritz, 1997.	57
Figura 6-7. Efectos cinéticos durante la evaporación del agua oceánica para formar vapor. Tomado de Clark y Fritz, 1997.....	57
Figura 6-8. Cambio en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en el vapor de agua y en la precipitación de acuerdo con la destilación Rayleigh. Tomado de Clark y Fritz, 1997.	59
Figura 6-9. Correlación de la temperatura y pendiente (s). Tomada de Clark y Fritz, 1997.....	61
Figura 6-10. Principales factores que afectan la pendiente y el exceso de deuterio de las líneas meteóricas. El valor de LMLM (Línea Meteórica Local del Mediterráneo) es obtenido de Gat y Carmi (1970). Modificado de Clark y Fritz, 1997.	62
Figura 6-11. Exceso de deuterio (d) en función de la humedad atmosférica, durante la evaporación cinética del agua oceánica. Modificado de Merlivat y Jouzel, 1979.....	63
Figura 6-12. a).- Relación global de T- ^{18}O en la precipitación. Modificado de Dansgaard, 1964. b).- Relaciones regionales de T- ^{18}O elaboradas en base a datos de la IAEA, la cual muestra fuerte diferencias entre las estaciones marinas y continentales. Modificado de Rozansky et al., 1993.	64
Figura 6-13. Distribución media de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación a una escala global. Modificada de http://wateriso.eas.purdue.edu/waterisotopes/	65
Figura 6-14. Evolución de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación del margen Atlántico del continente europeo. Modificado de Rozansky et al., 1993.....	66
Figura 6-15. Evolución de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación a través de la cordillera de Canadá. Modifica de Yonge et al., 1989.	67
Figura 6-16. Variación estacional de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de estaciones de baja a altas latitudes de Norteamérica. Modificado de Clark y Fritz, 1997.....	68
Figura 7-1. Mapa del estado de San Luis Potosí donde se muestra la localización de las estaciones colectoras de precipitación.	71
Figura 7-2. Diagrama que indica los procedimientos realizados a las muestras de precipitación. ...	79
Figura 7-3. Esquema general del un Espectrómetro de Celda de Absorción (CRDS). En la parte izquierda se represente de manera general el funcionamiento de la Celda de Absorción. En el recuadro a) se aprecia como el haz de energía enviado por el laser entra en la Celda y comienza ser	

absorbido por las moléculas. En el recuadro b) la emisión de luz ha cesado y la intensidad de la luz que es detectada en el sensor comienza a decaer. Tomado de Crosson et al., 1999.....	86
Figura 7-4. Esquema de un contador de centelleo líquido. Modificada de Mook, 2002.....	89
Figura 8-1. Líneas Meteóricas Locales de las 4 regiones geográficas en que se divide el estado.	105
Figura 8-2. Valores promedio de porcentaje de humedad atmosférica y vectores de viento para la región de México y el Caribe. Basado en datos de los meses de junio a septiembre de 1950 hasta el 2005, obtenidos de la página Web del NOAA (http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl).	106
Figura 8-3. Diagrama donde se grafican los valores de $\delta^{18}\text{O}$ contra $\delta^2\text{H}$ de las muestra de precipitación del estado de San Luis Potosí. Así mismo se hace el comparativo con la Líneas Meteórica Global y locales de Veracruz y Chihuahua. Basado en datos de la GNIP y Carrillo-Rivera et al., 2007.....	111
Figura 8-4. Relación entre el exceso de deuterio (d) y la humedad atmosférica (h) durante la evaporación cinética de la superficie oceánica, para cada una de las regiones del estado de San Luis Potosí. Modificado de Merlivat y Jouzel, 1979.....	113
Figura 8-5. Diagrama que muestra la variabilidad mensual de $\delta^{18}\text{O}$ y la cantidad de precipitación para la estación (a) Ingeniería, (b) Agronomía, (c) Villa de Arriaga, (d) Venado, (e) Matehuala, (f) Ciudad Valles, (g) Tamasopo, (h) Rioverde, (i) Cerritos y (j) Microondas.	115
Figura 8-6. Relación lineal entre la cantidad de precipitación y el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ para las estaciones de la (a) región Occidental del estado y (b) de la Vertiente del Golfo de México y Mar Caribe.	119
Figura 8-7. Relación lineal entre los valores promedio ponderados anuales de $\delta^{18}\text{O}$ y los valores promedio anuales de Temperatura.	121
Figura 8-8. Relación entre el valor promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación y su posición al oeste con respecto al meridiano de Greenwich en coordenadas geográficas.	122
Figura 8-9. Relación lineal entre el valor promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ de las estaciones (Vertiente del Golfo de México y región Occidental del estado) y su elevación con respecto al nivel medio de mar.....	123
Figura 8-10. Tritio en la precipitación de las estaciones de Veracruz y Chihuahua, y su comparación con el valor promedio del hemisferio norte desde 1953 a 1994. Elaborada en base a datos obtenidos en la página Web de la IAEA (http://nds121.iaea.org/wiser/).....	125
Figura 8-11. Valores de ^3H en las precipitaciones modernas de estaciones ubicadas en Alemania, Austria y China, y su comparativo con los valores de San Luis Potosí. Elaborada en base a datos obtenidos en la página Web de la IAEA (http://nds121.iaea.org/wiser/).	127

Figura 8-12. Relación que guardan los valores de ^3H con respecto a la latitud (N) a la que se encuentra ubicada cada estación colectora de precipitación.....	128
Figura 8-13. Relación entre los valores de ^3H en las precipitaciones, con respecto a la longitud (W) a la que se ubica cada estación.....	128
Figura 8-14. $\delta^{18}\text{O}$ graficado contra la Longitud de las estaciones de la Vertiente del Golfo de México. Dicha relación es descrita de mejor forma por una ecuación polinomial de 2° orden.	129
Figura 8-15. $\delta^{18}\text{O}$ medido contra $\delta^{18}\text{O}$ calculado con la ecuación 45, para la Vertiente del Golfo de México.....	131
Figura 8-16. $\delta^{18}\text{O}$ graficado contra la Latitud de las estaciones de la región Occidental del estado. La relación entre ambos parámetros es descrita por una ecuación polinomial de 2° orden.	132
Figura 8-17. Residual contra la Altitud de las estaciones de la región Occidental del estado. La regresión es de tipo lineal con el valor de intercepto igual a cero.....	133
Figura 8-18. $\delta^{18}\text{O}$ medido contra $\delta^{18}\text{O}$ calculado con la ecuación 48, para las estaciones de la región Occidental del estado.	133
Figura 8-19. Mapa de distribución del promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$, tanto para la vertiente del Golfo de México y la región Occidental del estado de San Luis Potosí. Elaborado con datos de Planer-Friedrich, 2000; Knauthe, 2003; Ramos-Leal, 2008; Hernández-Martínez, 2008; Martínez-Hernández, 2008;	136
Figura 8-20. Mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$ tanto para la vertiente del Golfo de México y la región Occidental del estado de San Luis Potosí en 3D.	137
Figura 8-21. Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas subterráneas someras de la republica Mexicana. Tomado de Wassenaar et al., 2007.....	139
Figura 8-22. Comparación de los valores del promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$, obtenidos con el modelo de regresión, con datos de $\delta^{18}\text{O}$ en aguas subterráneas someras. Elaborado con datos de Planer-Friedrich, 2000; Knauthe, 2003; Wassenaar et al., 2007; Ramos-Leal, 2008; Hernández-Martínez, 2008; Martínez-Hernández, 2008.	141

RESUMEN

La ubicación geográfica y la fisiografía del estado de San Luis Potosí le confieren una gran heterogeneidad en la distribución espacial y temporal de la precipitación. Las regiones Altiplano y Centro, cuya precipitación anual es baja y los cuerpos de agua superficial son muy escasos, contrasta con las regiones Media y Huasteca, las cuales son beneficiadas directamente por las masas de aire húmedo del golfo de México. La demanda de agua en las distintas actividades que se realizan en estado de San Luis Potosí es cada vez mayor, por lo que el adecuado manejo del agua en todo el estado es importante para su sustentabilidad. El constante incremento en el conocimiento acerca del proceso de fraccionamiento isotópico, ha permitido estudiar el ciclo del agua, mejorando así la comprensión de su funcionamiento y proporcionando herramientas útiles para el manejo de las agua en las cuencas hidrológicas. En 2008, el Área de Ciencia de la Tierra de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y el Instituto de Geografía de la UNAM, firmaron un acuerdo con la Agencia Internacional de Energía Atómica, para la implantación de una red de monitoreo de isótopos en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Por medio de esta red se han colectado 189 muestras de precipitación hasta octubre de 2010, a las cuales se les realizaron los análisis para obtener los valores del contenido isotópico. El promedio aritmético de los isótopos ambientales en la precipitación del periodo de junio de 2008 a octubre de 2010 es: -4.85‰ de $\delta^{18}\text{O}$, -25.80‰ $\delta^2\text{H}$ y 2.15 UT de ^3H en la región Huasteca; para la región Media -7.32‰ de $\delta^{18}\text{O}$, -45.92‰ $\delta^2\text{H}$ y 2.25 UT de ^3H ; en la región Centro los valores son -9.33‰ de $\delta^{18}\text{O}$, -64.52‰ $\delta^2\text{H}$ y 2.56 UT de ^3H ; por su parte en la región Altiplano los valores isotópicos promedio son -7.63‰ de $\delta^{18}\text{O}$, -51.23‰ $\delta^2\text{H}$ y 2.77 UT de ^3H . Los valores ligeramente más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la precipitación de la región Huasteca se deben a su cercanía con el Golfo de México. Las ecuaciones de las Líneas Meteóricas de la Huasteca y región Media sugieren que el fraccionamiento durante la evaporación del agua oceánica se realizó bajo condiciones de no equilibrio. En suma, los valores isotópicos en la región Media pueden estar siendo modificados por la evaporación de las gotas de lluvia. En la región Centro, la gran diferencia entre los valores extremos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ es ocasionada por la condensación de masas vapor de agua con diferente origen y evolución isotópica. La Línea Meteórica del Centro sugiere que la fuente de humedad es una zona oceánica intertropical con valores de humedad atmosférica cercanos al 80%. Por su parte, en la región Altiplano el proceso de evaporación secundaria está afectando el contenido isotópico en la precipitación, lo cual se aprecia en los valores de pendiente y ordenada al origen de la Línea Meteórica Local. El exceso de deuterio confirmó que la fuente de humedad en la región Huasteca y Media, para el periodo 2008-2010, fue el Golfo de México y Mar Caribe, y para las regiones Centro y Altiplano la principal fuente de

vapor de agua fue el Océano Pacífico. Se ha identificado una correlación lineal negativa entre la altitud y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para las estaciones de la vertiente del Golfo de México, así mismo, el gradiente altitudinal en los valores isotópicos a nivel estatal concuerda con el encontrado en otras regiones. Se determinó que la distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la precipitación del estado es controlada principalmente por la longitud (W), lo cual se describe como un efecto de continentalidad. La concentración promedio de ^3H en el estado es de 2.43 UT (± 0.3), la cual concuerda con valores reportados por otras estaciones con similar latitud, y sugiere que el ^3H es cosmogénico. Un gradiente en la concentración de ^3H con respecto a la longitud (W) es apreciable. La metodología de regresión de 2 pasos propuesta por Bowen y Wilkinson (2002), permitió obtener el mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ promedio en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Ambos modelos de regresión, son los primeros que se realizan en México con un gran nivel de detalle, tanto espacial como temporalmente, y con datos isotópicos exclusivamente de precipitación. Los valores obtenidos en el modelo fueron comparados con datos isotópicos de algunas muestras de aguas subterráneas someras del estado, mostrando una diferencia menor a $\pm 0.5\%$ de $\delta^{18}\text{O}$, lo cual valida el ajuste del modelo.

1. INTRODUCCIÓN.

El agua posee características y propiedades excepcionales, las cuales están relacionadas con la alta cohesión y la estructura pseudo-cristalina que la conforman. Esta estructura se debe a la asimetría de la densidad de los electrones que participan del enlace y a la diferencia de electronegatividad que generan una molécula polar. Algunas de las características que le permiten al agua realizar sus funciones son:

- 1) Gran capacidad de disolución, esencial en la distribución de materiales geoquímicos y para el transporte de nutrientes.
- 2) Elevada tensión superficial, junto con la fuerza osmótica, permiten el transporte de solutos en los organismos, así como la alta tensión celular.
- 3) Densidad máxima alcanzada por encima del punto de congelación (a los 4°C), dicha anomalía causa que el proceso de congelación inicie de la superficie del agua hacia abajo.
- 4) Elevado punto de congelación y de ebullición en relación a su peso molecular.

1.1 Origen del Agua en la Tierra.

Muy probablemente el agua ha estado en el sistema solar desde el principio, y fue formada por el proceso de fusión termonuclear, que también produjo los elementos de la tabla periódica y sus compuestos (Mook, 2000). Un cálculo aproximado de la cantidad total de agua que existe en nuestro sistema solar sugiere que el volumen es 100 000 veces la masa de agua contenida en los océanos (Kotwicki, 1991).

En general, se acepta que la mayoría del agua en la Tierra tiene su origen en la desgasificación del manto terrestre en el curso de los 5 billones de años de existencia de la Tierra. La producción se estima en alrededor de 1 km³/año (Mook, 2000). Se sabe también que los satélites de otros planetas y muchos cometas consisten casi completamente de hielo (ej. Cometa Halley). Sabiendo que la Tierra está expuesta a colisiones con el material cósmico, incluyendo los cometas de hielo, la teoría del origen extraterrestre, de por lo menos una parte de agua de la Tierra, es también aceptable (Mook, 2000).

1.2 Distribución del Agua.

El volumen estimado de agua presente en el planeta es de 1,459 millones de km³ (Berner y Berner, 1996). La mayor es agua salada (95.96 %), y se encuentra contenida en los océanos. El restante 4.04 % es agua dulce, cuya generación se debe a un proceso de destilación continua, el cual, por medio de la evaporación y posterior condensación, convierte el agua salada de los océanos en agua dulce (Mook, 2000). La distribución del agua dulce en los diferentes reservorios, así como su flujo y periodo de retorno se muestra en la Tabla 1-1.

Tabla 1-1. Volúmenes, flujos de agua y el periodo de retorno en los diferentes compartimentos de la hidrosfera. Tabla modificada de Mook (2000).

	Volumen † (10³ km³)	% del total de Agua Dulce	Flujo (10³ km³/año)	Periodo de Retorno (Años)
Aguas Salada	1,400,056		425	3,000 ⁽¹⁾
Agua Dulce	58,943.600			
Casquetes polares	40,847.914	69.3	2.4	12,000 ⁽²⁾
Agua subterránea	17,624.136*	29.9	15	500 ⁽³⁾
Lagos	324.189**	0.55		
Humedad del suelo	106.098	0.18	90	0.8 ⁽⁴⁾
Atmósfera	22.398	0.038	496	0.03 ⁽⁵⁾
Embalses	7.662	0.013		
Ríos	2.947	0.005	40	0.05 ⁽⁶⁾
Biomasa	2.947	0.005		

† Volúmenes basados en Berner y Berner, 1996.

* <5000 m de profundidad, basados en una porosidad de 1 %, en lugar de una porosidad de 1.5 %.

** Aproximadamente el 50 % contiene sal o agua salobre.

(1) El flujo es la evaporación oceánica.

(2) Flujo estimado de la descarga.

(3) Flujo estimado en un 37 % de la descarga total continental (flujo base).

(4) Flujo estimado en un 80 % de la precipitación continental.

(5) Flujo igual a la precipitación total.

(6) Flujo igual a la descarga total de los continentes.

A pesar de que existe un rango de incertidumbre sobre algunos de los valores presentados en la tabla 1-1, especialmente para las aguas subterráneas, es notable que el mayor porcentaje de agua dulce se encuentra almacenada en los glaciares y casquetes polares (69.3 %), particularmente en la Antártida y Groenlandia (Mook, 2000). El amplio periodo de retorno (12,000 años), así como el pequeño flujo de agua de los glaciares y casquetes polares ($2.4 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{año}$), confirman el carácter prácticamente inaccesible de estos reservorios.

La suma del agua dulce que se encuentra en lagos, ríos, y otros embalses, representa solo el 0.568 % del agua dulce que existe en el planeta, siendo esta cantidad de agua insuficiente para el buen funcionamiento de los ciclos biológicos, así como de las actividades económicas que se desarrollan en el planeta.

El otro gran reservorio de agua dulce son los sistemas de flujo subterráneos, que almacenan casi un 30 % del agua dulce total. Tanto el incremento de la demanda de agua dulce, sumado al aumento del volumen de agua superficial que es mal utilizada y contaminada, ha acrecentado la importancia del agua subterránea, llegando a ser en algunos puntos del planeta la principal fuente de abastecimiento de agua dulce.

El conjunto de reservorios antes mencionados integran lo que se conoce como hidrósfera, donde además del agua, solutos y la energía son intercambiados (Berner y Berner, 1987). El movimiento del agua en estado líquido o gaseoso entre los diferentes reservorios describen el ciclo hidrológico (Langmuir, 1997).

1.3 El Ciclo Hidrológico.

El ciclo global del agua, junto con la energía solar, que es la fuerza que lo conduce, son los recursos básicos para la producción biológica primaria. Este ciclo proporciona el agua que se requiere para la asimilación del carbono, además de jugar un papel importante en el suministro y transporte de nutrientes. Por otra parte, el ciclo hidrológico, a través de su vinculación con el ciclo atmosférico global, es responsable de las condiciones de temperatura favorables vigentes en la Tierra (Mook, 2000).

1.3.1 Flujo Global del Agua.

El ciclo hidrológico es descrito como un proceso dinámico complejo, que transporta moléculas de agua en sus distintas fases (sólida, líquida o gas), a través del océano, atmósfera y continente (Aggarwal et al., 2005).

A gran escala esta circulación es impulsada por la energía térmica de la radiación solar, y por la energía potencial y de presión derivada de la fuerza gravitatoria. A pequeña escala, las fuerzas capilar y osmótica desempeñan un papel importante en el transporte de agua en el suelo y las plantas, mientras que la energía geotérmica produce corrientes de convección en acuíferos profundos (Mook, 2000).

La evaporación del agua oceánica es el proceso que inicia el ciclo del agua. El ascenso del agua en forma de vapor a través de la atmósfera origina la formación de nubes, que son conducidas por los vientos hacia los continentes, donde el agua es gradualmente condensada hasta precipitar sobre la superficie continental. La precipitación puede ser líquida (conocida como lluvia y llovizna) y sólida (en forma de nieve, granizo, aguanieve, llovizna congelada, cristales de hielo, entre otras). Parte de esa precipitación escurre sobre la superficie terrestre en forma de corrientes superficiales hasta regresar a los océanos, otra parte retorna a la atmósfera por medio del proceso de evapotranspiración, y el resto se infiltra incrementando la reserva de agua subterránea (Mazor, 1997). En el esquema global del ciclo hidrológico (Figura 1-1) y en la tabla 1-1, se muestra el balance del agua en el planeta. La evaporación del agua en los océanos se estimada en $425,000 \text{ km}^3/\text{año}$; sin embargo, del gran volumen de agua que es transferido de los océanos a la atmósfera por la evaporación, aproximadamente el 90 % ($385,000 \text{ km}^3/\text{año}$) retorna a los mismos océanos debido a la precipitación oceánica. Los restantes $40,000 \text{ km}^3/\text{año}$ de vapor de agua que quedan en la atmósfera, son arrastrados a los continentes por la circulación atmosférica (Mook, 2000). Su posterior condensación produce la precipitación continental, que es reciclada muchas veces debido a la re-evaporación. La cantidad total de agua que es transferida de vuelta a la atmósfera por la evapotranspiración de plantas y animales, y la evaporación de los cuerpos de agua se calcula en $71,000 \text{ km}^3/\text{año}$ (Baumgartner y Reichel 1975). Estos $71,000 \text{ km}^3/\text{año}$ de agua, serán precipitados nuevamente en continente, por lo cual al sumarlos con los $40,000 \text{ km}^3/\text{año}$ de agua que precipitan en continente, producto de la condensación del agua del océano, produce un total de $111,000 \text{ km}^3/\text{año}$ de precipitación continental.

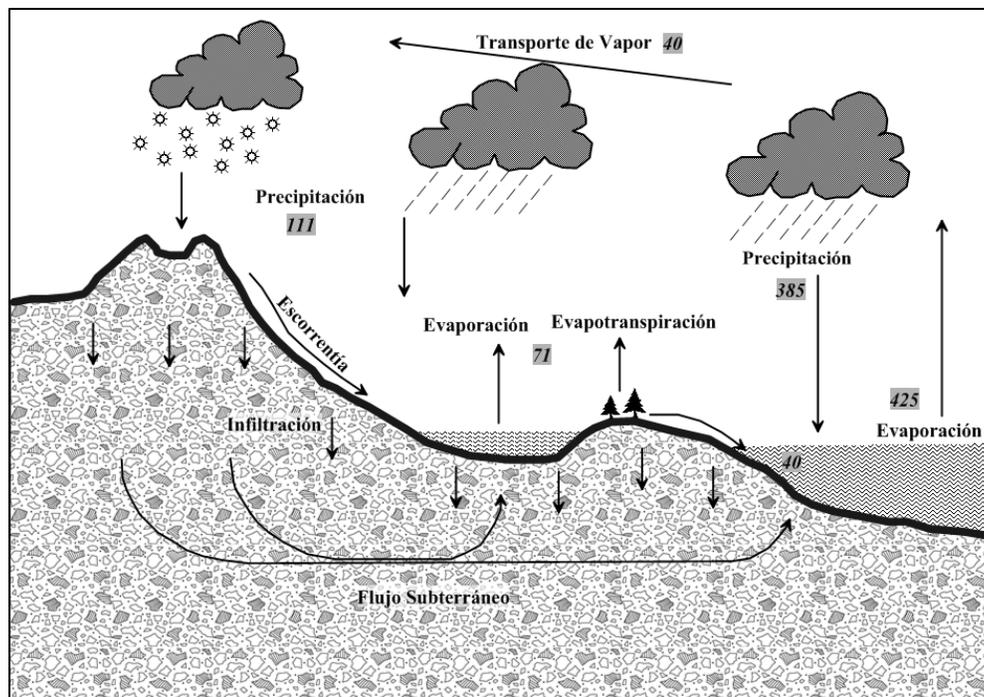


Figura 1-1. Representación esquemática del ciclo hidrológico. Los valores en los cuadros grises refieren al flujo de agua promedio (en 10^3 km^3 por año) de cada componente del ciclo (Modificado de Mook, 2000)

El ciclo hidrológico es más que el movimiento del agua en estado líquido o gaseoso entre los diferentes reservorios (Langmuir, 1997), es también la principal vía de aporte de agua hacia los continentes, para la supervivencia de los seres vivos. La precipitación adquiere mayor interés dentro del ciclo, ya que es la principal fuente de agua en las cuencas hidrológicas y por tanto la principal fuente de recarga natural de los sistemas de flujo subterráneo (Kendall y McDonnell, 1998).

1.4 Información isotópica en la hidrología.

Conociendo la importancia del ciclo hidrológico, así como las alteraciones que el hombre ha producido, numerosas investigaciones se han hecho con la finalidad de obtener información que ayude a comprender cada uno de los diferentes procesos que lo conforman (IAEA, 2008). En las últimas décadas, con el objetivo principal de comprender los diferentes aspectos del ciclo del agua, a partir de los avances de la tecnología ha sido posible el desarrollo de estudios basados en el análisis de los isótopos en la molécula del agua (Clark y Fritz, 1997).

El uso de herramientas isotópicas y técnicas nucleares en el estudio del ciclo hidrológico se denomina Hidrología Isotópica. Esta rama de la hidrología nació en los años posteriores a la

Segunda Guerra Mundial producto de la fusión de la experiencia existente en el monitoreo de radionúclidos (Tritio en particular) y el conocimiento teórico del fraccionamiento de algunas especies isotópicas (Aggarwal, 2005). La instalación de la Red Global de Isótopos en la Precipitación (GNIP por sus siglas en inglés), por parte de la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA por sus siglas en inglés), y el desarrollo intensivo de un programa de medición de isótopos en el agua de ríos, lagos y aguas subterráneas de distintas zonas del mundo, ha generado un invaluable conocimiento de los aspectos dinámicos del ciclo hidrológico (Aggarwal et al., 2005).

El uso de la composición isotópica de la precipitación como población bajo estudio, se realiza debido a que la precipitación constituye la fuente principal para la recarga natural de los sistemas de flujo subterráneo y superficial. La caracterización de su composición isotópica permite obtener la señal isotópica del agua que ingresa en los distintos sistemas, la cual varía en tiempo y espacio (Clark y Fritz, 1997).

Diversos estudios muestran que la variación del contenido isotópico de la precipitación, permite la determinar la evolución isotópica de dicha agua (ej. Dansgaard, 1964; Craig y Gordon, 1965; Merlivat y Jouzel, 1987; Gat, 1996), comenzando por:

- i. La evaporación del agua en el océano, genera masas de vapor de agua con valores isotópicos distintos para cada región, debido a la variabilidad espacial y temporal de las condiciones de humedad atmosférica. Por lo tanto, los valores isotópicos presentes en la precipitación pueden mostrar indicios de las condiciones de evaporación del agua oceánica lo que facilita la identificación del origen de las masas de vapor (Mazor, 1997).
- ii. Durante la condensación del vapor de agua, la temperatura constituye el principal factor que modifique la composición de las gotas de agua (Dansgaard, 1964).
- iii. Finalmente, las condiciones de humedad y temperatura de la atmósfera al momento de la precipitación, pueden modificar la composición isotópica de la precipitación (Friedman, 1962).

Por lo tanto, la información isotópica de la precipitación, puede ser utilizada en la comprensión y determinación de los procesos del ciclo hidrológico, que afectan la composición isotópica de la precipitación de una región en específico, en un tiempo determinado.

Así mismo, los isótopos ambientales en la precipitación son utilizados como trazadores naturales de la recarga del agua subterránea (Clark y Fritz, 1997), ya que al ser comparados con los valores

isotópicos de las aguas subterráneas, colaboran en la determinación de zonas y mecanismos de recarga, distribución de los patrones de flujo, estimación de la velocidad de flujo del agua y tiempo de residencia, información útil en la determinación de la vulnerabilidad de la contaminación de los sistemas de flujo subterráneo, entre otras cosas (Clark y Fritz, 1997; Kendall y McDonnel, 1998; Cook y Herezeg, 2000).

2. JUSTIFICACIÓN.

México se encuentra rodeado por los Océanos Pacífico y Atlántico, que constituyen la principal fuente de humedad para la precipitación en el país y cuenta con numerosos cuerpos de agua; sin embargo, la disponibilidad de agua media per cápita, la cual resulta de dividir el valor de la disponibilidad natural media de agua entre el número de habitantes para una región, fue de 4,312 m³/hab/año en el 2007 (CONAGUA, 2008), ubicándolo como uno de los países con más baja disponibilidad media per cápita (FAO, 2008).

La distribución del agua en México, sujeta a las condiciones físicas de cada sitio, es muy heterogénea; generando abundancia de agua en algunas regiones del país y carencia en otras. Es por esta razón, que la zona sur y sureste del país, concentra el 69 % del agua natural disponible en el país, y el porcentaje de la población nacional que hace uso de ella es solo el 23 %, dando como resultado un valor muy alto de disponibilidad media per cápita (13,097 m³/hab/año). Por el contrario, la zona centro y norte de México, donde se concentra la mayor parte de la población (73%), posee una menor disponibilidad natural media de agua (31 % del total nacional), lo que establece una disponibilidad natural media per cápita de 1,734 m³/hab/año (CONAGUA, 2008). Desafortunadamente esta cifra es insuficiente comparado con la demanda que tiene la población y la industria en esta zona del país. La limitación de agua en la zona norte y centro del país, reflejado en el menor volumen de precipitación y escurrimiento superficial, ha generado el incremento en la extracción de agua subterránea, que para el 2007 llegó hasta 28,897 millones de m³ (CONAGUA, 2008), provocando un déficit en los sistemas de flujo y una serie de impactos ambientales como el abatimiento de los niveles de agua, cambios en la calidad del agua, aparición de grietas en la superficie del terreno, disminución en la superficie de humedales, desaparición de manantiales, entre otros (Carrillo-Rivera, et al., 2008).

La heterogeneidad fisiográfica del estado de San Luis Potosí, combinada con su ubicación en términos de latitud y el contexto geográfico, genera importantes contrastes climáticos, representados por la variación espacial y temporal de la temperatura y precipitación en el estado. Consecuencia de esta heterogeneidad es la variación en la disponibilidad de agua en el estado. Basados en las características fisiográficas, climáticas y en criterios demográficos y económicos, el INEGI junto con el gobierno del Estado han dividido a San Luis Potosí en 4 zonas o regiones geográficas (Figura 2-1). Los procesos del ciclo hidrológico ocurren de manera distinta en cada una de estas zonas condicionando de manera directa la disponibilidad media del agua y el abasto de las demandas, que son también distintitas para cada una de las regiones.

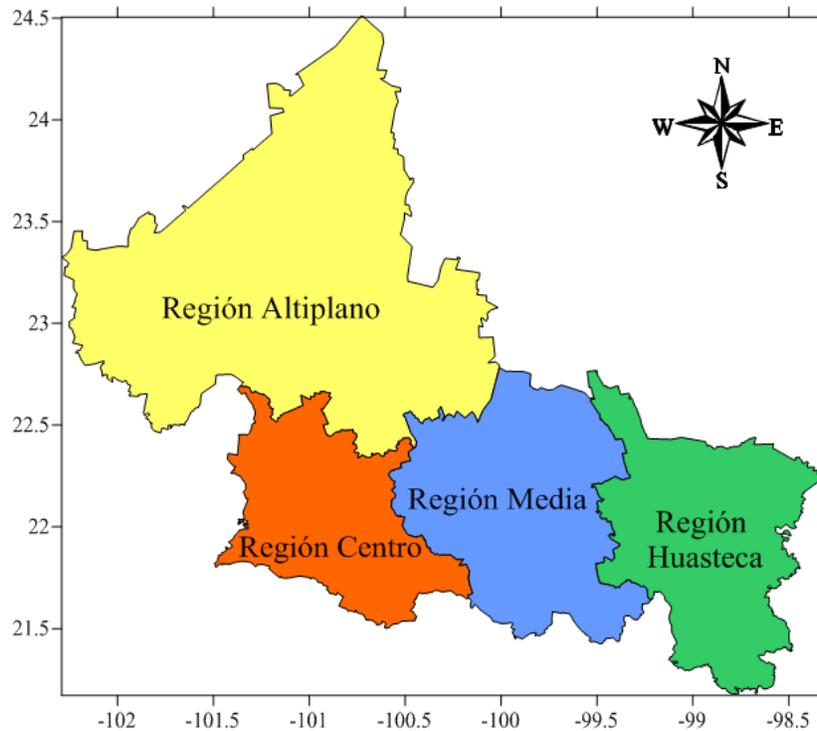


Figura 2-1. Mapa del estado de San Luis Potosí que muestra las 4 regiones en que ha sido dividido. (Fuente: INEGI, 2002).

La región Huasteca, integrada por 19 municipios, constituye la parte más oriental del estado, se caracteriza por ser una zona de valles y lomeríos, con gran aporte de humedad del Golfo de México y del Mar Caribe (Fig. 1). El clima predominante es el cálido húmedo con abundantes lluvias en verano que superan en algunas regiones 3,000 mm/año (INEGI, 2002). Las condiciones climáticas favorecen el escurrimiento del agua a través de ríos y arroyos, prácticamente a lo largo de todo el año, y por esta razón las principales fuentes de agua utilizadas por la población son de carácter superficial (PDU-SLP, 2001-2020), pero con una importante componente de flujo base derivada de la descarga natural de los sistemas de flujo subterráneo. La utilización de agua en las actividades económicas (agricultura y ganadería) de las región Media y Huasteca es cada vez mayor, por lo que el adecuado manejo del agua, ya sea superficial o subterránea, es importante para su sustentabilidad (PDU-SLP, 2001-2020).

La región Media que se encuentra entre las 2 franjas de la Sierra Madre Oriental, tiene un clima templado subhúmedo. La humedad presente en esta región, es un remanente de la proveniente del Golfo de México que logra pasar a través de la primera porción de la Sierra Madre Oriental. Los sistemas hidrológicos de la región Media y la Huasteca se encuentran estrechamente vinculados

debido a que reciben el aporte directo de humedad del Golfo de México, por lo que en estas regiones la cantidad de agua permite el sustento de diversos ecosistemas (INEGI, 2002).

Las regiones Altiplano y Centro en conjunto, están conformadas por 26 municipios, dentro de los que destacan San Luis Potosí, Soledad de Graciano Sánchez, Matehuala, entre otros, que son centros urbanos y/o industriales con una gran concentración de habitantes (PDU-SLP, 2001-2020). Ambas regiones se encuentran dentro de una gran meseta al oeste de la Sierra Madre Oriental (Figura 2-1), donde el aporte de humedad del Golfo de México es limitado y predomina el clima semicálido seco (INEGI, 2002). La limitada precipitación (200-500 mm/año) en ambas regiones y el gran desarrollo poblacional, son factores que propician la amplia utilización de agua subterránea. Los climogramas para la región Altiplano y Centro (Figura 2-2) muestran que la precipitación es limitada, la mayor parte ocurre en 5 meses ($\approx 70\%$) en los que además la temperatura presenta sus máximos valores. En suma, la región Centro y la Altiplano, presentan una elevada demanda de agua por parte de la población e industria, provocando extracción intensiva de los sistemas de agua subterránea de la región.

La IAEA en cooperación con la Organización Meteorológica Mundial, establecieron desde 1960 una red mundial de estaciones para la colección mensual de muestras de precipitación, con objeto de determinar su composición isotópica ($\delta^2\text{H}$, ^3H y $\delta^{18}\text{O}$). La GNIP tiene como objetivo principal la comprensión de los procesos que integran el ciclo hidrológico (evaporación, precipitación, escorrentía superficial y subterránea), a partir del conocimiento del comportamiento de los diferentes isótopos que integran la molécula de agua. Conociendo las necesidades y carencias de agua en el estado de San Luis Potosí, en 2008, el Área de Ciencia de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y el Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México, firmaron un acuerdo con el Departamento de Hidrología Isotópica de la IAEA, para trabajar de manera conjunta en la implantación de una red de monitoreo de isótopos en la precipitación del estado de San Luis Potosí.

Los datos que genere la red de monitoreo de los isótopos en la precipitación del Estado de San Luis Potosí, podrán ser utilizados como referencia por los investigadores interesados en conocer con detalle algunos aspectos del ciclo hidrológico, por ejemplo para determinar líneas meteóricas locales, conocer el origen de las masas de vapor y comprender las condiciones que controlaron los procesos de evaporación y condensación del agua en cada región. La variación en la concentración isotópica en la precipitación con respecto a la altura del relieve (Efecto de Altitud), permitirá establecer un gradiente estatal y regional, información útil para distinguir áreas de recarga de agua subterránea. La extrapolación de los valores isotópicos, por medio de una ecuación de regresión,

permitirá la generación de mapas de distribución espacial de los isótopos ambientales en la precipitación del estado.

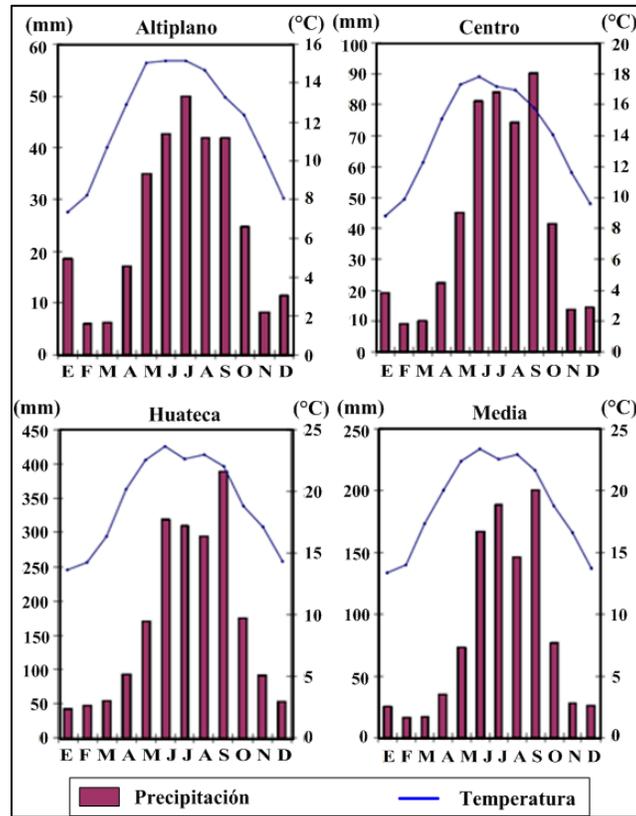


Figura 2-2. Climogramas de las 4 zonas geográficas en las que se divide el Estado de San Luis Potosí, los cuales se muestra la variación estacional de la precipitación y temperatura. Modificado de INEGI, 2002.

El conocimiento de los valores isotópicos ($\delta^2\text{H}$, ^3H y $\delta^{18}\text{O}$) en la precipitación del estado, así como los productos que se generen de su análisis, serán de gran importancia, ya que estudios posteriores podrán hacer uso de ellos para comprender el funcionamiento de los sistemas hídricos del estado de San Luis Potosí, y dadas las características de cada región del estado, podrán hacerse planes de manejo para un adecuado aprovechamiento del recurso.

2.1 Objetivo General.

Caracterizar la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H) de la precipitación del estado de San Luis Potosí del periodo 2008-2010, para generar información básica de referencia en la comprensión del funcionamiento de los sistemas de flujo superficial y subterráneo del estado.

2.2 Objetivos Particulares.

- a) Colectar muestras mensuales de precipitación en 10 estaciones distribuidas en las diferentes regiones geográficas del estado de San Luis Potosí.
- b) Con base en los resultados de los valores isotópicos de las muestras colectadas, realizar el análisis estadístico de la composición isotópica de la precipitación.
- c) Determinar la ecuación de la línea meteórica local para el estado de San Luis Potosí, así como para cada una de sus regiones geográficas.
- d) Evaluar el efecto de altitud en el fraccionamiento isotópico en la precipitación en el estado de San Luis Potosí, tanto para la vertiente del Golfo de México, como para los aportes de humedad que recibe del Océano Pacífico.
- e) Determinar el modelo de regresión para la estimación de la distribución espacial de la composición isotópica promedio en el estado de San Luis Potosí.

3. ANTECEDENTES

Tan solo unos años después del descubrimiento del oxígeno-18 por Giauque y Johnston (1929), y del deuterio por Urey (1932), varios investigadores intentaron determinar el contenido isotópico del agua. Los primeros intentos por hacer esta cuantificación tenían como base la medición de propiedades físicas como la densidad del agua, entre otras (Kendall y McDonnell, 1998). Estos esfuerzos resultaron infructuosos por diversas razones, aunque en 1934, a pesar de las limitaciones de los métodos analíticos e instrumentación, Gilfillan fue capaz de demostrar que las aguas continentales son más pobres en isótopos pesados que el agua de mar. Fue hasta la década de los 1950's, mediante el uso de la espectrometría de masas, que se lograron hacer las primeras determinaciones confiables (Kirschenbaum, 1951).

La metodología e instrumentación fueron refinadas por Friedman (1953), lo que permitió la publicación de datos isotópicos de un gran número de muestras de agua. Entre los principales aportes de este trabajo, destaca el haber descubierto la variación paralela de las concentraciones de deuterio y oxígeno-18 en el agua de mar. No obstante, 3 años después Craig et al. (1956), descubrieron que el efecto cinético en la evaporación rápida puede alterar la mencionada variación paralela en la concentración de deuterio y oxígeno-18.

Estudios posteriores revelaron la importancia de la temperatura en el control del contenido isotópico de la precipitación. Por ejemplo, Dansgaard (1953) determinó que la variación de la composición isotópica de la precipitación se origina por procesos de enfriamiento atmosférico individual, y en algunos casos se lleva a cabo bajo las condiciones de condensación Rayleigh. Posteriormente Dansgaard (1954) logró identificar el decremento en la concentración de isótopos pesados en agua dulce con el incremento de la latitud y altitud. Las variaciones estacionales de la composición isotópica de la precipitación a altas latitudes, como otro ejemplo del control que tiene la temperatura sobre contenido isotópico, fue identificado por Epstein (1956).

Un antecedente importante, ampliamente citado en la hidrología isotópica, es el estudio sistemático publicado por Craig (1961), en donde, basado en el análisis isotópico de más de 400 muestras de agua de ríos, lagos y precipitación de varios países, propuso la ecuación de la primera Línea Meteorológica Global (GML), que relaciona los valores de oxígeno-18 y deuterio en las aguas meteorológicas.

Para 1957, cuando se estableció la IAEA, la principal preocupación ambiental era la presencia de isótopos radiactivos en la atmósfera (particularmente tritio) producidos como resultado de las pruebas nucleares que se realizaron en esa época. Lo anterior llevó a la IAEA a iniciar un proyecto global para medir las concentraciones de tritio en la precipitación (Aggarwal et al., 2011). El

primer director del área de Hidrología Isotópica de la IAEA, se reunió en 1959 con un comité de investigadores formado por Fritz, Eriksson y Suess, quienes basados en su experiencia y en las publicaciones existentes, recomendaron monitorear las concentraciones de tritio y los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en la precipitación (Aggarlwal et al., 2011).

Los esfuerzos de la IAEA por llevar a cabo el monitoreo de isótopos en la precipitación a nivel global comenzaron en 1960, pero fue en 1961 que, en colaboración la Organización Meteorológica Mundial (WMO por sus siglas en inglés), lograron establecer una red de estaciones colectoras de precipitación, cuyas muestras mensuales y/o eventuales serían analizadas isotópicamente (Aggarlwal et al., 2011). El número de estaciones de la GNIP ha variado a través de los años. En el inicio, la GNIP contaba con 161 estaciones colectoras de precipitación, para 1964 el número se elevó hasta cerca de 220, y en la actualidad 185 estaciones, instaladas en 53 países, aportan muestras a la GNIP (Aggarlwal et al., 2011).

Así mismo, redes y programas regionales apoyadas por la IAEA, se han creado con el propósito de monitorear el contenido isotópico en la precipitación a una escala menor que la GNIP. Ejemplo de estas redes locales son la Red Canadiense de Isótopos en la Precipitación (CNIP por sus siglas en inglés), la Red de los Estados Unidos de Isótopos en la Precipitación (USNIP, por sus siglas en inglés), la Red Española de Vigilancia de Isótopos en la Precipitación (REVIP), el Programa Israelí de Colección de Agua de Tormenta, entre otras.

Una vez que la GNIP comenzó a funcionar, los estudios con el fin de comprender la variabilidad de los isótopos en la precipitación fueron en aumento, y por lo tanto la generación de conocimiento se incrementó. Una de las primeras publicaciones que utilizó datos de la GNIP fue la realizada por Dansgaard (1964). En dicha publicación se hicieron algunas consideraciones cualitativas entorno al proceso de fraccionamiento en un estado de no equilibrio, así mismo se determinó que los valores de las estaciones continentales del hemisferio norte (excepto África), son regidas por un proceso de evaporación en condiciones de no equilibrio, y por una condensación tipo Rayleigh en condiciones de equilibrio.

Eriksson (1965), discutió acerca de las posibles aplicaciones del estudio de los isótopos estables a otras ramas de la ciencia como la meteorología e hidrología, no obstante una gran parte de las investigaciones en la década de los 1970's y 1980's, continuaron enfocadas a identificar los procesos meteorológicos que controlan el contenido isotópico en las precipitaciones. El trabajo de Hage et al. (1975), donde se analizaron datos isotópicos de América del Norte obtenidos por la GNIP, permitió identificar variaciones isotópicas estacionales producto de procesos de evaporación cercanos al equilibrio en la parte norte del Océano Pacífico en verano, y condiciones de evaporación rápidas en invierno. Así como la investigación de Rozansky et al. (1982), determinó que la

variación isotópica de la precipitación del continente europeo está controlada principalmente por procesos de escala global, son ejemplos representativos del tipo de enfoque que tenían los estudios isotópicos en esa época.

En las últimas 2 décadas el número de estudios en estos temas ha ido en aumento. Algunas investigaciones que se han reportado para el continente Asiático son las realizadas por Rindsberger et al (1990), Gupta y Deshpande, (2003) y Gao et al, (2009), que permitieron determinar los procesos que controlan la variación de los valores isotópicos en las precipitaciones que ocurren en la nación Israelí, la India y en la Meseta Tibetana respectivamente. Por su parte, Jacob y Sonntag (1990), Vreća et al. (2006) y Teijeiro et al. (2009) lograron caracterizar las precipitaciones así como determinar los factores que rigen la distribución de los isótopos en regiones del continente Europeo (Alemania, Eslovenia, Croacia y España). Numerosos trabajos como el de Gibson et al. (1993), Rozansky y Araguas-Araguas (1995), Welker (2000), Harvey y Welker (2000), Vuille y Werner (2005), Lichniet y Patterson (2009), han evaluado el contenido isotópico de las precipitaciones de Norte, Centro y Sud-América, con lo que se ha logrado una mejor comprensión de los procesos que modifican la distribución, tanto espacial como temporal, de los isótopos en la precipitación.

Por otra parte, la caracterización isotópica de la precipitación ha sido utilizada también como herramienta para conocer el funcionamiento de los sistemas de flujo subterráneo. Esta herramienta, se basa en la comparación del contenido isotópico presente en agua de lluvia y agua subterránea, ha dado buenos resultados en la determinación de patrones de flujo, identificación de áreas de recarga, cuantificación de la edad relativa del agua subterránea. Investigaciones en este tema se han reportado de muchas partes del mundo, como el de Stahl et al. (1974) en el Valle de Sperkhios en Grecia; Cruz-San Julian et al (1992) en el Sureste de España; Scholl et al. (1996), en la isla volcán Kilauea; Vélez y Rhenals (2008) en el acuífero de Santa Fé de Antioquia en Colombia; Boronina et al. (2005) en la cuenca de Kouris en Chipre;

Además de las dos ramas mencionadas, con el paso del tiempo se han desarrollado estudios en otras áreas del conocimiento. Ejemplos de esto son los trabajos de paleo-climatología de Teranes y McKenzie (2000) en la parte central de Suiza, el de Lian et al. (2001) en la Meseta Tibetana, así como el realizado por Johnson e Ingram (2004) en China, o los que están orientados al área de la ecología (ej. Takahashi, 1998).

3.1 Antecedentes en México.

El antecedente más antiguo de análisis de isótopos en la precipitación de México se remonta a 1962, cuando la IAEA instaló 2 estaciones colectoras de precipitación en los estados de Chihuahua y Veracruz; los primeros datos isotópicos obtenidos se presentan en el reporte técnico número 206 de la IAEA (1982).

Posteriormente, Oliver et al. (1987), como parte de la evaluación hidrogeoquímica de la Cuenca de México, llevaron a cabo el muestreo y análisis isotópico de agua de lluvia y pozo de dicha zona. Los datos obtenidos permitieron establecer la línea meteórica local, que presentó amplias variaciones entre un evento de precipitación y otro, así mismo los valores del agua subterráneas indican que el agua no experimenta cambios isotópico durante y después de la infiltración.

Cortés y Farvolden (1989) tomaron muestras de manantiales, arroyos y precipitaciones en la parte más alta de la Sierra de las Cruces que se encuentra dentro de la Cuenca de México. Con los datos obtenidos del análisis isotópico de las precipitaciones se obtuvo la línea meteórica local y se determinó al valor de las precipitaciones como el valor representativo de la composición isotópica de la recarga en la Sierra de las Cruces. En ese mismo año, Cortés et al. (1989) realizaron un nuevo análisis químico e isotópico en diversos sitios de la Cuenca de México, obteniendo una línea meteórica local mejorada, cuyo valor de pendiente y ordena al origen (8 y 12 respectivamente) son congruentes con valores previamente reportados.

El siguiente estudio del que se tiene reporte es el realizado por Morales et al. (1991), en la región nor-occidental del estado de Morelos. El propósito de tal estudio fue determinar la interrelación que existe entre las aguas meteóricas y aguas subterráneas.

Cortés (1994) obtuvo una nueva línea meteórica local para la Cuenca de México con datos isotópicos de muestras de precipitación colectas por 14 estaciones más de las que se tenían en 1989, cuando obtuvieron la primera línea meteórica para la Cuenca de México. La recopilación bibliográfica de los estudios isotópicos para la Cuenca de México que realizó Cortés et al. (1997), permitió mejorar la línea meteórica de la región. Así mismo se hicieron algunas interpretaciones acerca de la hidrología de la cuenca.

Los más recientes registros de caracterización isotópica de la precipitación son los de Cortés y Durazo (2001), que presentan un análisis de la tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México; así como la cuantificación del contenido isotópico en la precipitación moderna del Valle de Toluca, realizado por Durazo (2007). Para la región de la cuenca San Luis Potosí,

Carrillo-Rivera et al. (2007) presentaron análisis isotópicos de precipitación, proponiendo la ecuación de la línea meteórica local.

Por otra parte, existen antecedentes de estudios isotópicos en aguas subterráneas de diversas zonas del territorio mexicano, algunos ejemplos son la Cuenca de México (Issar et al., 1984; Ryan, 1989 y Rudolph, 1991), en el acuífero del Valle del Mezquital (Payne, 1974; Andreu et al., 1981; Quijano, 1983), las aguas subterráneas profundas de la cuenca semiárida de Villa de Reyes, San Luis Potosí (Carrillo-Rivera, et al., 1992.), los manantiales de Cuatro Ciénagas, Coahuila (Johennesson et al., 2004), la cuenca del Río Guanajuato (Cortés et al., 2007) y más recientemente, Wassenaar et al. (2009) analizaron isotópicamente 264 muestras de agua tomadas en acuíferos someros de todo México, logrando definir la distribución espacial de los isótopos estables en las aguas subterráneas someras del país.

4. GENERALIDADES DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ.

4.1 Localización y extensión territorial.

El estado de San Luis Potosí se localiza en la parte centro-oriental de la República Mexicana, entre los paralelos $24^{\circ} 29'$ y $21^{\circ} 10'$ de latitud norte, y los meridianos $98^{\circ} 20'$ y $102^{\circ} 18'$ de longitud oeste (INEGI, 2005). Los estados con los que tiene colindancia son: al norte Zacatecas, Nuevo León y Tamaulipas; al este con Tamaulipas y Veracruz-Llave; al sur con Hidalgo, Querétaro de Arteaga y Guanajuato; al oeste con Zacatecas (Figura 4-1). La extensión territorial de esta entidad es de $61,165 \text{ km}^2$, que representan el 3.12% de la superficie total nacional (INEGI, 2000).

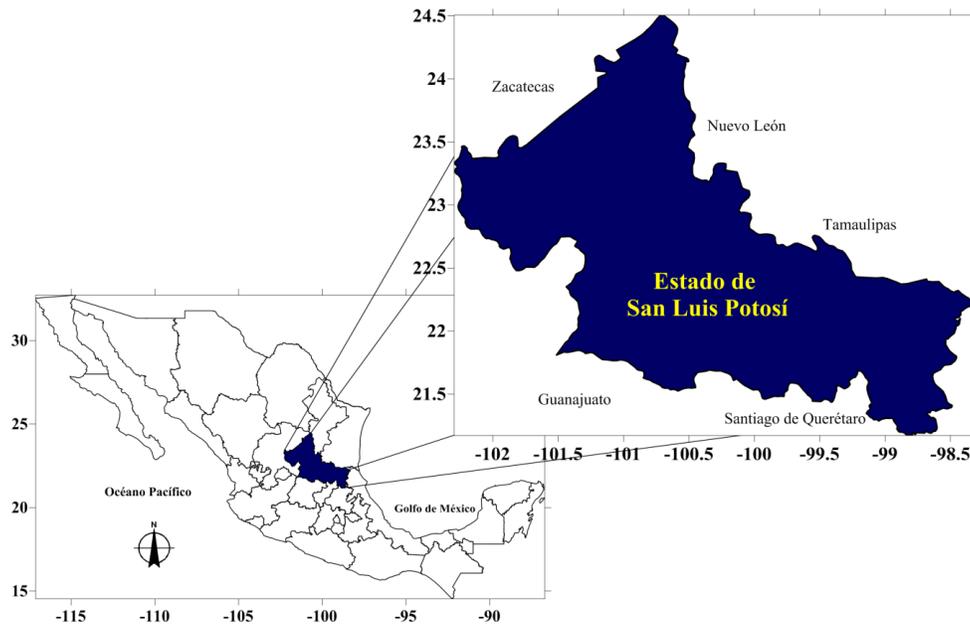


Figura 4-1. Mapa de localización del área de estudio.

4.2 Vías de comunicación.

La ubicación geográfica del territorio potosino, es factor determinante para comunicar la parte norte del país por medio del eje central carretero, además cuenta con una importante red de carreteras federales y estatales con una extensión de $11,323.3 \text{ km}$, que cruzan el estado en direcciones norte-sur y este-oeste principalmente, comunicándolo de manera eficiente con el resto del país y enlazan

los principales centros de distribución y consumo de productos agropecuarios e industriales (INEGI, 2000) (Figura 4-2). Las principales carreteras que atraviesan el estado son:

- 1) Carretera Federal No. 57 o también conocida como carretera México-Piedras Negras. Esta carretera federal cruza la entidad de sur a norte por su parte central.
- 2) Carretera Federal No. 85 o México-Nuevo Laredo.
- 3) Carretera Federal No. 70 o Carretera Tampico, Tamps.-Barra de Navidad, Jalisco. Cruza la entidad de oriente a poniente en su parte sur y sureste.
- 4) Carretera Federal No. 49. Esta carretera comunica la capital del estado con las ciudades de Zacatecas y Torreón.

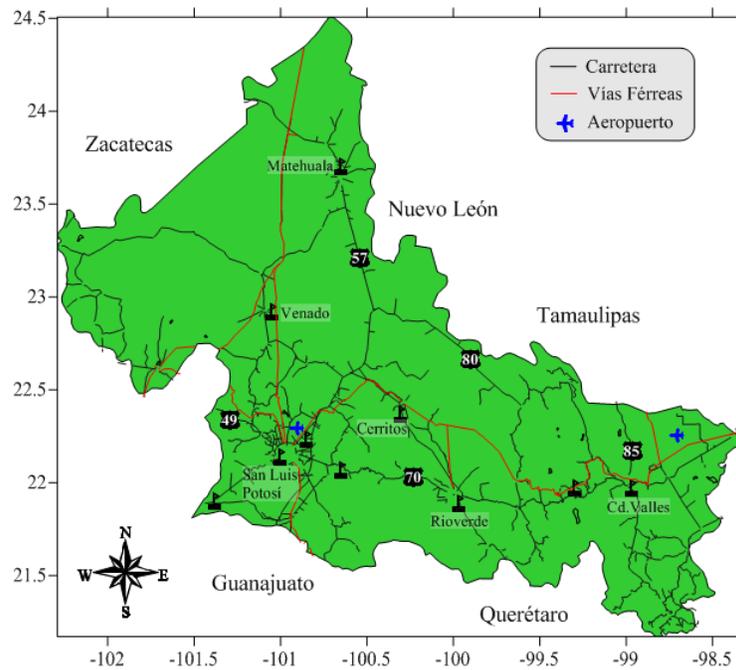


Figura 4-2. Principales vías de comunicación dentro del estado de San Luis Potosí.

La infraestructura ferroviaria del estado es relevante a nivel nacional, debido a la magnitud de sus talleres y los 1,162 km de vías férreas, que la ubican entre las principales redes del país (INEGI, 2002). El estado cuenta también con dos aeropuertos que satisfacen las necesidades en este rubro. El aeropuerto ubicado al norte de la capital del estado ofrece servicio internacional, mientras que el que se encuentra ubicado en Tamuín, en la huasteca potosina, presta servicio de corto alcance.

4.3 Fisiografía.

Tres de las quince Provincias Fisiográficas en que se divide el país, convergen en el estado de San Luis Potosí. La Provincia de la Sierra Madre Oriental atraviesa de norte a sur toda la porción central de la entidad y se extiende hacia el sureste; la Provincia de la Mesa del Centro cubre la región occidental; y las Llanura Costera del Golfo Norte, se distribuyen en una pequeña región de la zona este del estado (INEGI, 2002) (Figura 4-3).

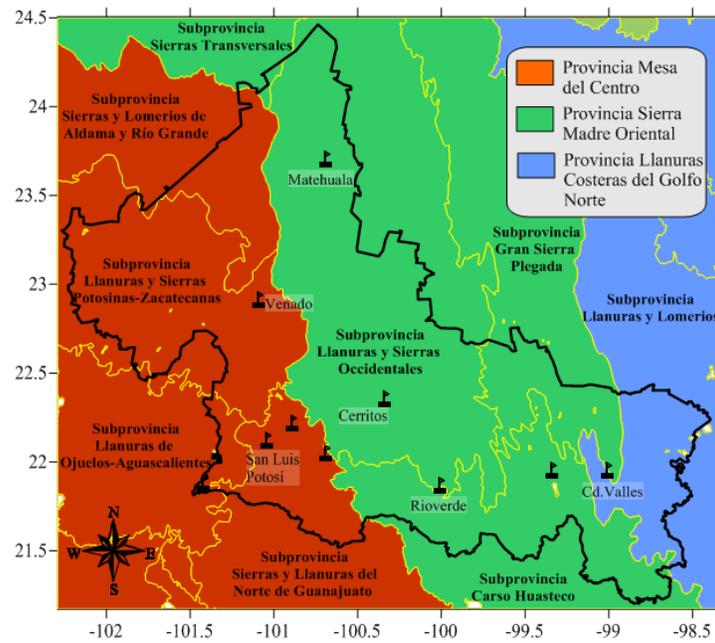


Figura 4-3. Distribución de las provincias y sub-provincias fisiográficas dentro del territorio potosino.

4.3.1 Provincia Sierra Madre Oriental.

Con base en la clasificación en regiones o Provincias Fisiográficas en que está dividido el país, la Sierra Madre Oriental ocupa más de la mitad del territorio potosino, esta Provincia abarca desde la frontera norte del país hasta la provincia Eje Neovolcánico en el sur, en las inmediaciones de Pachuca, Hidalgo. Tiene una orientación más o menos paralela a la costa del Golfo de México, pero a la altura de Monterrey, Nuevo León, una parte de ella cambia su dirección hacia el oeste para extenderse hasta la Sierra Madre Occidental. Comprende parte de los estados de San Luis Potosí, Zacatecas, Durango, Coahuila de Zaragoza, Nuevo León, Tamaulipas, Guanajuato, Querétaro de Arteaga, Hidalgo, Puebla y Veracruz (INEGI, 2002).

La Sierra Madre Oriental es fundamentalmente un conjunto de sierras alargadas, alternadas con amplios cañones, valles o llanuras, con amplios contrastes y diversidad de climas, presentando su máxima elevación en la sierra De Catorce (3,110 m.s.n.m.) (INEGI, 2002). El plegamiento de rocas sedimentarias marinas antiguas (del Cretácico y del Jurásico Superior) entre las que predominan las calizas, produjo una topografía de fuertes ondulados paralelos alargados, semejante a la superficie de una lámina corrugada, donde las crestas reciben el nombre de anticlinales y las concavidades de sinclinales (INEGI, 2002).

Geoformas resultantes de la disolución de rocas calizas por el agua, conocidas como terreno cárstico, se presentan en esta Provincia, particularmente en la porción media y sur. Las principales estructuras cársticas que se exhiben son: extensos sistemas de cavernas y abundantes manantiales al pie de la sierra, dolinas (depresiones circulares u ovaladas de piso plano) y depresiones más extensas (uvalas) formadas por la fusión de dolinas vecinas y/o el desplome de techos de cavernas. En los sitios donde las calizas son de origen arrecifal, el paisaje se caracteriza por el afloramiento rocas salientes y picudas con formas caprichosas.

La Sierra Madre Oriental, que comprende el 57.08 % de la superficie del estado de San Luis Potosí, se divide en 4 Sub-Provincias, que se distribuyen en territorio potosino como lo muestra la figura 4-3 y la tabla 4-1.

Tabla 4-1. Porcentaje del territorio estatal y municipios que ocupan las Sub-provincias que conforman la Provincia Sierra Madre Oriental. (Basado en INEGI, 2002).

Nombre de la Sub-provincia	Superficie estatal (%)	Municipios
Sierras Transversales	0.61	Parte del municipio de Vanegas.
Gran Sierra Plegada	6.67	Ciudad del Maíz, Alaquines, Cárdenas, Ciudad Valles, Tamasopo y El Naranjo.
Sierras y Llanuras Occidentales	34.44	Armadillo de los Infante, Cedral, Cerritos, Guadalcázar, Matehuala, San Nicolás Tolentino, Villa de Guadalupe, Villa Hidalgo, Villa Juárez y Villa de la Paz; así como a porciones de los municipios de Alaquines, Cárdenas, Catorce, Cerro de San Pedro, Ciudad del Maíz, Ciudad Fernández, Charcas, Rayón, Rioverde, San Luis Potosí, Soledad de Graciano Sánchez, Tierra Nueva, Vanegas, Venado, Villa de Arista y Zaragoza.
Carso Huasteco	15.17	Coxcatlán, Huehuetlán, Lagunillas, Matlapa, San Ciró de Acosta, Santa Catarina, Tamazunchale y Xilitla, así como parte de los municipios de Alaquines, Aquismón, Cárdenas, Ciudad del Maíz, Ciudad Fernández, Ciudad Valles, Tancanhuitz, Rayón, Rioverde, San Antonio, San Martín Chalchicuautla, Santa María del Río, Tamasopo, Tampacán, Tampamolón Corona, Tanlajás, Tierra Nueva, Axtla de Terrazas, Zaragoza y El Naranjo.

4.3.2 Provincia Mesa del Centro.

La Provincia de la Mesa del Centro se localiza en la región central de la República Mexicana, se extiende hacia el sur desde su punto de contacto en el río Nazas con la Provincia Sierras y Llanuras del Norte, hasta su colindancia con el Eje Neovolcánico a la altura de Juventino Rosas, Guanajuato. Está limitada al oeste por la Sierra Madre Occidental y al este por la Sierra Madre Oriental. Comprende parte de los estados de Durango, Zacatecas, San Luis Potosí, Aguascalientes y Guanajuato (INEGI, 2002).

Dicha Provincia se encuentra conformada por una gran cuenca sedimentaria, que contiene un volumen de más de 455 000 km³ de sedimentos marinos de distintas edades (Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Cretácico Medio, Cretácico Superior). Se sitúa en la porción occidental de la entidad potosina (Figura 4-3), ocupando el 35.03 % de su territorio. En la región de San Luis Potosí y Zacatecas, los sedimentos depositados en la cuenca fueron afectados por vulcanismo Terciario, lo cual dio como resultado una morfología de amplias llanuras interrumpidas por sierras, que caracterizan esta Provincia (INEGI, 2002).

Las Sub-Provincias en que se divide la Provincia de la Mesa Central, y que se presentan en el estado de San Luis Potosí son: Llanuras y Sierras Potosino-Zacatecanas, Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato, Sierras y Lomeríos de Aldama y Río Grande y Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes. En la tabla 4-2 se presenta el porcentaje de territorio estatal que ocupa cada Sub-Provincia y los municipios en los que se distribuye.

Tabla 4-2. Porcentaje del territorio estatal y municipios que ocupan las Sub-provincias que conforman la Provincia Mesa Central. (Basado en INEGI, 2002).

Nombre de la Sub-provincia	Superficie estatal (%)	Municipios
Sierras y Lomeríos de Aldama y Río Grande	6.51	Vanegas, Catorce, Santo Domingo, Charcas y Venado.
Llanuras y Sierras Potosinas-Zacatecanas	19.78	Moctezuma y Villa de Ramos, así como a porciones de Ahualulco, Charcas, Mexquitic de Carmona, Salinas, Santo Domingo, San Luis Potosí, Venado y Villa de Arista.
Llanuras de Ojuelos-Aguascalientes	1.87	Ahualulco, Mexquitic de Carmona, Villa de Arriaga y Salinas.
Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato	7.15	Villa de Reyes y parte de los de Cerro de San Pedro, Mexquitic de Carmona, San Luis Potosí, Santa María del Río, Soledad de Graciano Sánchez, Tierra Nueva, Villa de Arriaga y Zaragoza.

4.3.3 Provincia Llanuras Costeras del Golfo Norte.

Ocupa la porción suroriental del estado de San Luis Potosí y parte de los estados de Nuevo León, Tamaulipas, Hidalgo y Veracruz. Se extiende desde la frontera norte del país hasta la zona de Nautla, Veracruz, con una orientación paralela a la costa del Golfo de México. Limita al noroeste con la Provincia Grandes Llanuras de Norteamérica, al oeste con la Sierra Madre Oriental, al este con el Golfo de México y al sur con el Eje Neovolcánico (INEGI, 2002).

Esta Provincia integra una costa de emersión, como lo indica la edad de los materiales aflorantes. Es notorio el dominio de sedimentos marinos no consolidados (arcillas, arenas, conglomerados), que aumenta en conformidad con su distancia de la costa (desde sedimentos Cuaternarios hasta Cretácicos en la proximidad de la Sierra Madre Oriental) (INEGI, 2002).

El relieve característico de esta región es de topografía plana, con ligera inclinación hacia la costa del Golfo de México, interrumpida por prominencias y suaves lomeríos de material aluvial Reciente.

En el estado de San Luis Potosí, la Llanura Costera del Golfo Norte se extiende en una pequeña región ubicada el este del estado (Figura 4-3), donde los materiales dominantes son sedimentos del Mesozoico y Terciario, con algunos afloramientos de rocas volcánicas, que presentan una morfología de extensas llanuras interrumpidas por pequeños lomeríos con elevaciones máximas de 150 m.s.n.m. (INEGI, 2002).

4.4 Clima.

En el estado de San Luis Potosí hay una gran variedad de patrones climáticos debido a la altitud, latitud y topografía, que generan un gradiente de humedad en la atmósfera a partir de la zona de la Mesa Central (Baja humedad) al Golfo de México (Alta humedad). Las masas de aire húmedo provenientes del Golfo de México, ocasionan un aumento en el contenido de vapor de agua en las zonas costeras de baja altitud, como en la Huasteca, ocasionando grandes precipitaciones y temperaturas cálidas (Figura 4-4). El incremento en la altitud hacia tierras continentales y hacia el oeste del estado, es factor importante para que las masas de aire vayan perdiendo: 1) temperatura, debido al acenso adiabático y 2) contenido de humedad, por la precipitación en zonas más bajas y por el efecto de sombra orográfica, lo que ocasiona que en la parte oeste del estado (Mesa Central) se presenten pocas lluvias (Figura 4-4) (Holecheck, 1998).

La distribución de la temperatura y la precipitación es controlada por factores tales como la latitud, altitud, relieve y distribución de tierras y mares. San Luis Potosí por su latitud se encuentra en dos

zonas térmicas: 1) zona tropical que es cálida (entre el paralelo 10° norte y el Trópico de Cáncer ubicado en el paralelo 23° 27' de latitud norte) y abarca cerca de tres cuartas partes del territorio potosino, y 2) la templada que va del trópico de cáncer al círculo polar Ártico y comprende la porción restante de la entidad. También debido a la latitud y con base en la circulación general de la atmósfera, se localiza en la zona de los vientos alisios (INEGI, 2002).

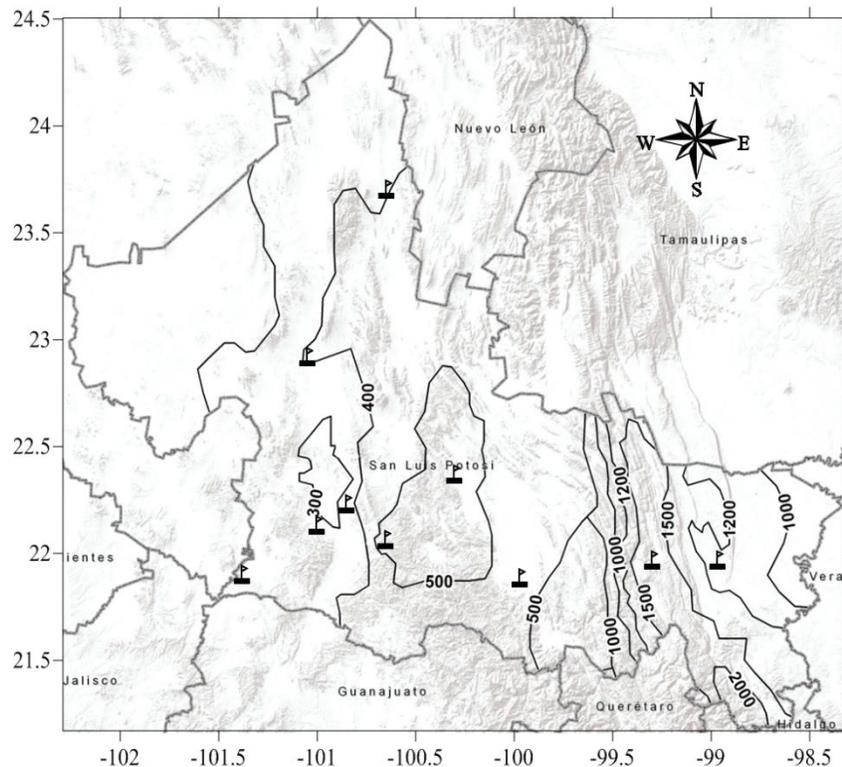


Figura 4-4. Distribución de la precipitación (mm) dentro del estado de San Luis Potosí. Modificado de Comité Técnico Regional de Estadística e Información Geográfica, 2000.

La altitud es inversamente proporcional a la temperatura, por lo que los terrenos potosinos de la Llanura Costera del Golfo Norte donde la altitud es menor de 200 m.s.n.m., se reportan las temperaturas medias anuales más elevadas del estado (entre 24° y 26°C). Hacia la Sierra Madre Oriental, la altitud incrementa de manera paulatina desde cerca de 200 m en la zona de contacto con la llanura costera, a 3,110 m.s.n.m. y 3,180 m.s.n.m. en la Sierra de Catorce y en el cerro Grande respectivamente, este aumento en la altitud provoca el descenso de la temperatura. Al occidente, en la Mesa del Centro la altura sobre el nivel del mar varía entre 1,700 y 2,200 m.s.n.m. (Figura 4-4), por lo que ahí las temperaturas medias anuales dominantes van de 16° a 18°C, con excepción de las cimas de las sierras y picachos donde es de 14°C y de las llanuras al norte de la ciudad de San Luis Potosí en las que llega a 20°C e incluso a 22°C en una pequeña porción (INEGI, 2002).

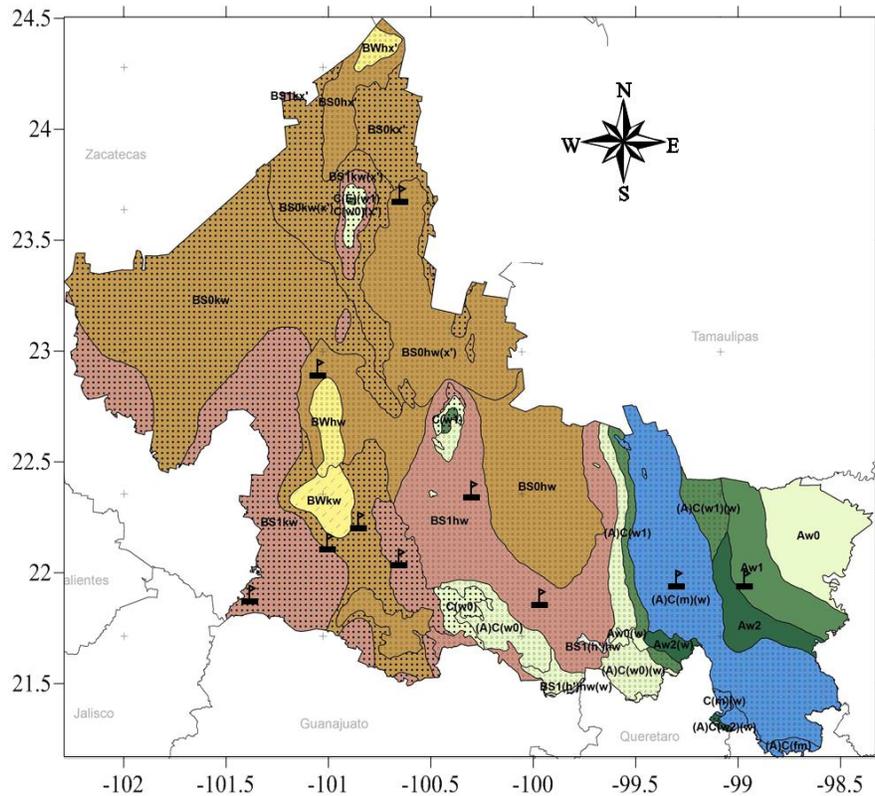


Figura 4-5. Tipos y sub-tipos climáticos en el área de estudio. Modificado de Comité Técnico Regional de Estadística e Información Geográfica, 2000.

El efecto de la altitud en la distribución de la lluvia es patente en el estado de San Luis Potosí, donde el relieve montañoso de la Sierra Madre Oriental, por su ubicación y orientación noroeste-sureste, produce el efecto de sombra orográfica, la cual obliga a las masas de aire húmedo a elevarse y condensar, producto de su enfriamiento. En la figura 4-4 se observa claramente cómo este fenómeno produce precipitaciones del orden de 1,000 a 1,500 mm/año del lado del barlovento, así mismo se aprecia la disminución de los valores de precipitación en el lado opuesto (sotavento).

En base con la distribución espacial y temporal de la temperatura y precipitación del estado, se puede decir que en San Luis Potosí se presentan tres tipos de climas: 1) en la zona occidental se presenta un clima seco, 2) en la zona oriental el clima tropical lluvioso, y 3) en la zona intermedia posee un clima templado. Cada una de estas grandes áreas climáticas, ha sido subdividida, de acuerdo a la clasificación de García (1986), en los tipos y subtipos climáticos que se describen en la tabla 4-3 y se muestran en la figura 4-5.

Tabla 4-3. Tipos y subtipos climáticos presentes en el estado de San Luis, Potosí, así como simbología y valores de temperatura y precipitación. Basados en la información del INEGI, 2002.

Tipo o subtipo	Símbolo	% de la superficie estatal	Temperatura Media (°C)	Precipitación Total Anual (mm)
Cálido subhúmedo con lluvias en verano	Aw	8.69	>24	Hasta 1,500
Semicálido húmedo con lluvias todo el año	A(C)f	0.50	18-24	1,200-2,500
Semicálido húmedo con abundantes lluvias en verano	A(C)m	9.46	18-24	1,200 a 3,500
Semicálido subhúmedo con lluvias en verano	A(C)w	6.31	18-22	1,200-1,500
Templado húmedo con abundantes lluvias en verano	Cm	0.19	12-18	1,000-2,500
Templado subhúmedo con lluvias en verano	Cw	1.37	12-18	1,000-1,500
Semifrío subhúmedo con lluvias en verano	C(E)w	0.01	10-12	600-700
Semiseco cálido	BS1h'	0.08	22-24	600-800
Semiseco semicálido	BS1h	10.32	18	400-700
Semiseco templado	BS1k	12.83	16-18	400-600
Seco semicálido	BSh	20.06	18	300-500
Seco templado	BSk	27.67	12-18	300-400
Muy seco semicálido	BWh	1.35	18	300-400
Muy seco templado	BWk	1.16	12-18	200-300

4.5 Hidrología.

La hidrología de San Luis Potosí está determinada fundamentalmente por la configuración orográfica y los tipos de clima. La Sierra Madre Oriental divide al estado en dos zonas bien diferenciadas:

- 1) La zona suroriental del estado, dominada por climas cálido y semicálido tanto húmedos como subhúmedos (zona de la huasteca), donde las abundantes precipitaciones contribuyen en la formación y recarga de ríos importantes como Santa María, Moctezuma y Tampaón. Esta porción forma parte de la Región Hidrológica 26, conocida como la región del Pánuco.
- 2) La zona occidental, donde el clima es seco y semiseco, las corrientes de agua son de carácter intermitente, y por lo regular se forman en la temporada de lluvias. Los ríos y escorrentías en esta zona son de curso reducido, ya que generalmente desaparecen en las llanuras, debido a filtración y evaporación. Esta zona forma parte de la Región Hidrológica 37 (El Salado) y 12 (Lerma-Santiago) (INEGI, 2002)

4.5.1 Región Hidrológica 37, El Salado (RH-37)

Es una de las vertientes interiores más extensa e importantes del país, se ubica en la altiplanicie septentrional, cubriendo toda la porción noroccidental del estado de San Luis Potosí (INEGI, 2002). Su extensión dentro de territorio potosino es de 35,164.19 km², que corresponden al 56.52 % de la superficie total estatal.

La región hidrológica 37 está constituida por una serie de cuencas cerradas de diferentes dimensiones que se caracterizan por la carencia de grandes corrientes superficiales. En el estado se encuentran parte de seis cuencas que corresponden a esta región. En la figura 4-7 se muestra la ubicación y principales corrientes superficiales de la región hidrológica 37 (El Salado), así mismo en la tabla 4-4 se describen algunas características de esta región y de las cuencas que se presentan en el estado de San Luis Potosí.

Tabla 4-4. Cuencas de la Región Hidrológica 37 (El Salado) que se presentan en el estado de San Luis Potosí y sus principales características. (Basados en INEGI, 2002)

Clave	Nombre de la Cuenca	% de la superficie estatal	Rango de escurrimiento (mm)	Principales cuerpos de agua.
B	Matehuala	14.93	10	Los arroyos intermitentes: Mezquital, Matanzas, El Astillero, Las Pilas, El Mimbres y El Salto.
C	Sierra de Rodríguez	0.66	<10	Los arroyos intermitentes: El Pato y Cerro Prieto.
E	Fresnillo-Yesca	4.01	<10	Los arroyos intermitentes: Palma Verde, La Gallina, la Laguna Santa Clara y el río Yescas
F	San Pablo y Otras	12.17	10-20	Los arroyos: Sandoval, La Barranca, Los Gavilanes, La Peñita, Santa Rosa, Los Encinos y Belem; los lagos: El Perdido, Cornejo, La Mesilla y La Salinera.
G	P. San José-Los Pilares y Otras	17.97	<10	Los arroyos intermitentes: Las Magdalenas, Cañada Verde, Palomas, Potrerillos, Ojo de Agua, El Laurel, El Tepozán, El Tule, Bocas, Calabacillas, San Pedro, Paisanos y San Antonio; los ríos: Mexquitic, Santiago y Española; presas de almacenamiento Álvaro Obregón, Gonzalo N. Santos y San José
H	Sierra Madre	6.78	20-50	Los arroyos intermitentes: Paso Blanco, El Salto, Ciudad del Maíz y Rayo del Puerto; presa Álvaro Obregón y Guadalupe.

Cabe mencionar que debido a la carencia de corrientes de agua perennes, se han realizado grandes obras de almacenaje de para satisfacer las necesidades de la población de la zona. La principales obras de almacenaje son la presa Gonzalo N. Santos (El Peaje) sobre el río Santiago, con capacidad útil de 8.0 millones de m³ y la presa San José, aguas abajo sobre el mismo río Santiago, con capacidad útil de 7.36 millones de m³, ambas tienen como uso principal el aporte de 10.0 millones de m³ por año para el abastecimiento de agua potable a la ciudad de San Luis Potosí.

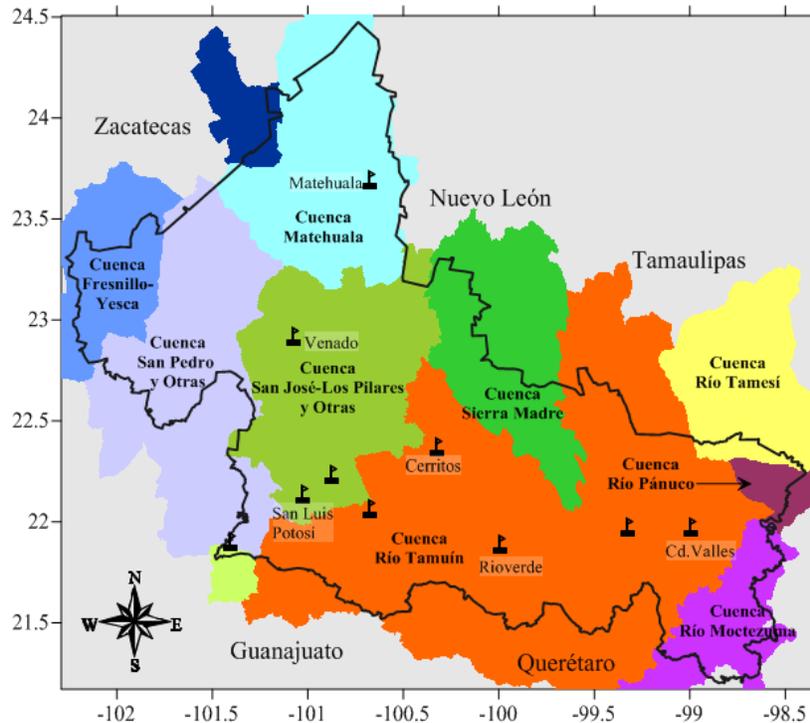


Figura 4-6. Distribución de las principales cuencas hidrológicas que cubren el estado de San Luis Potosí.

4.5.2 Región Hidrológica 12, Lerma-Santiago (RH-12)

Esta Región Hidrológica cubre en una pequeña porción al suroeste de la entidad (0.20%). Dentro del estado limita al noreste con la cuenca San Pablo y otras de la Región Hidrológica 37. El rango de escurrimiento es de 10 a 20 mm, la temperatura media anual de 16°C y la precipitación total anual es de 400 a 500 mm. Sólo la integra la cuenca Río Verde Grande (I).

4.5.3 Región Hidrológica 26, Pánuco (RH-26)

Esta Región Hidrológica se divide en dos porciones: Alto Pánuco y Bajo Pánuco; esta última se presenta en la porción suroriental del estado, dentro del cual comprende 43.38 % de su área (Figura 2-7). La Región Hidrológica 26 es de gran importancia en el terreno potosino por su escurrimiento, ya que en esta zona se genera una amplia red fluvial. Está integrada por 4 cuencas, en la figura 4-7 se muestra su distribución espacial y enseguida se describen sus principales características (Tabla 4-5).

Tabla 4-5. Cuencas de la Región Hidrológica 26 (Panuco) que se presentan en el estado de San Luis Potosí y sus principales características. (Basados en INEGI, 2002).

Clave	Nombre de la Cuenca	% de la superficie estatal	Rango de Escurrimiento (mm)	Principales cuerpos de agua
A	R. Pánuco	1.23	100-200	Los lagos Chajil y Cerro de la Pez
B	R. Tamesí	0.87	200-500	Río Tantoán
C	R. Tamuín	36.48	200-500	Los ríos Verde, Santa María, Gallinas, Tamasopo y Valles; manantiales Media Luna, El Salto, Micos, Puente de Dios y Pinihuan: las presas San Francisco (capacidad de 5.72 Mm ³), Valentín Gama (capacidad de 10.0 Mm ³), La Muñeca (capacidad de 25.0 Mm ³), Golondrinas (capacidad de 30.0 Mm ³), y Las Lajillas (capacidad de 41.5 Mm ³),
D	R. Moctezuma	4.80	100-200	Los ríos Axtla, San Pedro y Amajac

4.5.4 Hidrología Subterránea.

En algunas zonas del estado de San Luis Potosí, el clima seco y semi-seco provoca que el agua superficial sea escasa y transitoria; estas condiciones por consecuencia, generan que los sistemas de flujo subterráneo constituyan la fuente de abastecimiento de agua que sustenta, en mayor medida, el desarrollo de los principales sectores productivos, así como a la mayoría de las poblaciones de la entidad.

Los acuíferos regionales son controlados por factores estructurales y estratigráficos asociados a la fisiografía del sitio. En el estado de San Luis Potosí cada una de las Provincias Fisiográficas que lo cubren (Mesa del Centro, Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Norte), tiene

características distintas en el material geológico, por lo que el almacenamiento de agua en el subsuelo será distinto también (INEGI, 2002).

En la Provincia Mesa del Centro el agua subterránea se encuentra en fosas tectónicas y en sinclinales de rocas sedimentarias. Las fosas tectónicas están rellenas con aluvi3n del Cuaternario y en algunos casos con sedimentos lacustres e intercalaciones de basaltos y tobas arenosas, así como ignimbrita riolítica del Terciario. Sin embargo, el aluvi3n es el material de mayor importancia hidrogeol3gica debido a su potencialidad en algunas zonas y a su permeabilidad alta (INEGI, 2002). En base a la clasificaci3n de la Comisi3n Nacional del Agua (2009), en la regi3n de la Mesa del Centro se identifican las siguientes unidades geohidrol3gicas: San Luis Potosí, Villa de Reyes, Villa de Arista, Vanegas-Catorce, Villa Hidalgo, Ahualulco, Villa de Arriaga, El Barril, Santo Domingo y Salinas. El resumen de las principales características de dichas unidades se muestra en la tabla 4-6.

En las provincias de la Sierra Madre Oriental y Llanura Costera del Golfo Norte existe similitud geohidrol3gica, ya que desde la sierra Álvarez hasta la regi3n huasteca, el agua subterránea se almacena en dos sistemas hidrogeol3gicos: rocas calcáreas y rellenos aluviales. Las rocas calcáreas son calizas arrecifales de la formaci3n El Abra, que se encuentran aflorando desde la sierra Álvarez, hasta la sierra Cucharas al oriente del estado, presentan permeabilidad secundaria que se califica como media. El material aluvial que se encuentra relleno de las partes topográficamente bajas, está constituido por sedimentos arenosos y arcillosos con una permeabilidad de media a alta (INEGI, 2002).

En estas Provincias se presentan 7 unidades geohidrol3gicas (Tabla 4-6) (CNA, 2009): Río Verde, Cedral-Matehuala-Huizache, Cerritos-Villa Juárez, San Nicolás Tolentino, Guadalcázar y Buenavista.

Tabla 4-6. Características geológicas y balance hídrico de las Unidades Geohidrológicas presentes en el estado de San Luis Potosí. Elaborado en base a INEGI, 2002 y CNA, 2009.

Unidad Geohidrológica (Acuífero)	Región Hidrológica	Tipo de acuífero	Descripción geológica.	Extracción (hm³/año)	Recarga media (hm³/año)	Condición geohidrológico
Vanegas-Catorce	El Salado	Libre	Fosa tectónica escalonada rellena de material aluvial	17.6	13.69	Sobreexplotado
El barril	El Salado	Libre	Tobas arenosas y conglomerados poco cementados así como en depósitos aluviales.	62	31.6	Sobreexplotado
Salinas de Hidalgo	El Salado	Libre	Riolitas y tobas riolíticas del Terciario, así como en aluvión	14.5	7	Sobreexplotado
Santo Domingo	El Salado	Libre	Material granular de tamaño y composición heterogénea.	6.5	6	Equilibrio
Ahualulco	El Salado	Libre-Semiconfinado	Material consolidado, conglomerados arenosos poco cementados.	10.85	10.90	Equilibrio
Villa de Arriaga	El Salado	Libre	Depósitos de aluvión y conglomerados.	0.92	1.3	Subexplotado
Cedral-Matehuala	El Salado	Libre	Sinclinal de rocas arcillo-calcáreas relleno de material aluvial	54	43.4	Sobreexplotado
Villa de Arista	El Salado	Libre	Depresión tectónica rellena de material consolidado y no consolidado	74.77	48.20	Sobreexplotado
Villa Hidalgo	El Salado	Libre	Depresión tectónica rellenada por materiales de acarreo	5.2	4	Sobreexplotado

Unidad Geohidrológica (Acuífero)	Región Hidrológica	Tipo de acuífero	Descripción geológica.	Extracción (hm³/año)	Recarga media (hm³/año)	Condición geohidrológica
San Luis Potosí	El Salado	Libre	Graben o fosa tectónica escalonada, delimitada por rocas volcánicas, cubierta por material aluvial de espesor variable	113.48	78.10	Sobreexplotado
J. de Berrios- V. de Reyes	Río Panuco	Libre	Tobas riolíticas en las partes altas y riolitas; mientras que en las partes bajas está formada por conglomerados y areniscas cementados con caliche	213.42	132.1	Sobreexplotado
Matehuala-Huizache	El Salado	Libre	Rellenos aluviales que ocupan las partes bajas de la zona y sistema cárstico producto del fracturamiento de calizas.	12.5	10	Sobreexplotado
Buena Vista	El Salado	Libre	Sinclinal de rocas arcillo-calcáreas relleno de material aluvial	7	7	Equilibrio
Cerritos-Villa Juárez	Río Panuco	Libre	Yesos y calizas fracturadas	7.5	7	Equilibrio
Rioverde	Río Panuco	Libre	Cuenca rellena con depósitos aluviales e intercalaciones de materiales arcillosos y arenosos	78.8	84.5	Equilibrio
San Nicolás Tolentino	Río Panuco	Libre	Valle intermontano relleno de material aluvial	5.8	7	Subexplotado

5. FUNDAMENTOS DE LA HIDROLOGÍA ISOTÓPICA.

5.1 Definición y clasificación de los isótopos.

Los isótopos (del Griego *isos*= igual, *topos*= lugar), descubiertos por J.J. Thompson en 1913, son definidos como los átomos de un mismo elemento, que tienen el mismo número de protones en su núcleo, pero el número de neutrones es distinto (Kendall y Doctor, 2003). En la Figura 5-1 se encuentran representados los isótopos del hidrógeno; tienen el mismo número de protones (1), pero el número de neutrones cambia para cada isótopo (desde 0 hasta 2 neutrones).

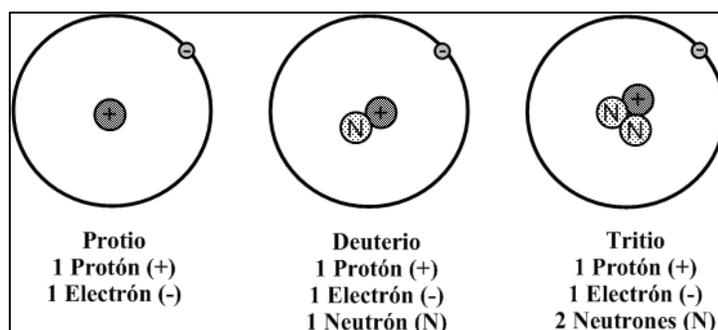


Figura 5-1. Estructura atómica de cada uno de los tres isótopos del hidrógeno.

La masa atómica, definida como el resultado de sumar la masa de los protones y los neutrones presentes en el núcleo atómico, es otra característica que distingue a los isótopos. Toda vez que los isótopos tienen diferente número de neutrones, el valor de la masa atómica será distinto. La manera convencional de denotar a los isótopos es colocando el símbolo del elemento que corresponde, basándose en el número de protones (ej. los isótopos de hidrógeno poseen un solo protón). Así mismo, se coloca el valor de la masa atómica en la parte superior izquierda del símbolo (Clark y Fritz, 1997). Por ejemplo, para los isótopos de hidrógeno, que se muestran en la figura 5-1, la notación sería la siguiente: ^1H para el Protio, ^2H para el Deuterio, el cual tiene aproximadamente el doble de masa atómica que el Protio, y ^3H para el Tritio, cuya masa atómica es tres veces mayor al Protio (Kendall y McDonnell, 1998).

La mayor parte de isótopos que existen de manera natural en la Tierra, fueron producidos durante el nacimiento de nuestro sistema solar, hace unos 5 mil millones de años. El proceso que dió origen al sistema solar, incluyendo a los elementos y sus isótopos, se llama nucleosíntesis y se define como la

creación de nuevos núcleos atómicos a partir de la síntesis de nucleones preexistentes (protones y neutrones). Sin embargo, la nucleosíntesis no es un proceso del pasado, ya que actualmente isótopos importantes como el tritio, carbono-14 y cloro-36, son producidos continuamente en la atmósfera en base al proceso de la nucleosíntesis, rocas y por la manipulación directa del átomo por el hombre (Clark y Fritz, 1997).

A la fecha se tienen identificados cerca de 2,000 isótopos, los cuales se dividen en dos grupos: estables (aproximadamente 270) y radiactivos o inestables (más de 1,700) (Clark y Fritz, 1997). Esta clasificación se hace en base al grado de estabilidad que tenga el núcleo de cada isótopo, la cual depende de la cantidad de protones y neutrones presentes. Para los elementos ligeros (número atómico menor a 20), la estabilidad se alcanzará cuando la relación N/Z (numero de neutrones entre numero de protones) es 1 o un valor muy cercano a 1. Para los elementos pesados, el valor de la relación N/Z en el cual encuentran la estabilidad se incrementa hasta 1.5. En la figura 5-2, se muestra la relación de estabilidad de los isótopos descrita.

Los isótopos estables son aquellos que poseen gran estabilidad en su núcleo, por lo tanto, no se desintegran para formar otros isótopos en una escala de tiempo geológico, sin embargo pueden ser el producto del decaimiento radiactivo de otros isótopos (Kendall y McDonnell, 1998; Kendall y Doctor, 2003). Por el contrario, los isótopos inestables o radiactivos, tienen un núcleo que decae espontáneamente para formar otros isótopos. La vida media de los isótopos radioactivos, definida como el tiempo necesario para que un isótopo pierda la mitad de su masa, va desde unas milésimas de segundo hasta centenas o miles de años.

Alfred Neir realizó en 1936 las primeras mediciones precisas de la abundancia de los isótopos, gracias a una serie de modificaciones que hizo al espectrómetro de masas. A partir de esta fecha, la variación natural de los isótopos del azufre, carbono, oxígeno e hidrógeno, comenzaron a ser cuantificadas.

Todos los elementos químicos presentes en el ciclo hidrológico poseen varios isótopos, pero sólo unos pocos son de importancia en el estudio del ciclo. Se denominan *isótopos ambientales*, a los isótopos de los elementos que se encuentra en abundancia en el ambiente (H, C, N, O y S), y que ocurren de manera natural (Clark y Fritz, 1997).

Los isótopos ambientales estables de los elementos antes mencionados, sirven como trazadores en los ciclos del carbono, agua, nutrientes y solutos. Por su parte, los isótopos ambientales radioactivos son importantes para la hidrología, toda vez que son perfectos indicadores de la edad y tiempos de residencia, en particular de las aguas subterráneas. Los isótopos ambientales (tabla 5-1) son usados no solo como trazadores del origen de las aguas subterránea, sino también sirven en la identificación de procesos de recarga, evaporación y condensación del agua, tasas de reacción, y

más recientemente, se han aplicado en la identificación de procesos de contaminación del agua subterránea (Clark y Fritz, 1997).

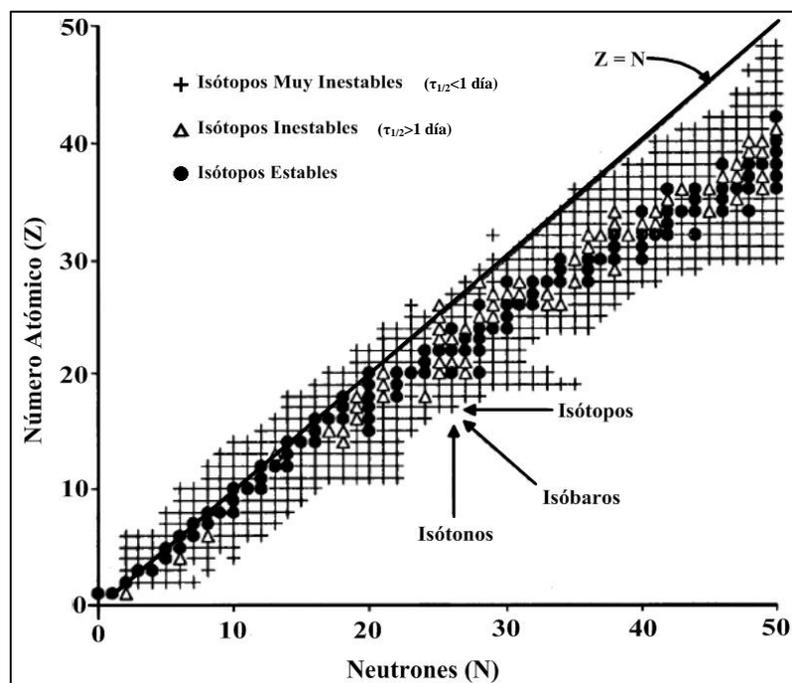


Figura 5-2. Diagrama de Z contra N, donde se encuentran graficados cada uno de los isótopos con $Z < 50$. En la grafica se han diferenciado a los isótopos por su grado de estabilidad, desde los muy inestables (+), los inestable (Δ) y los estables (\bullet). Modificado de (Clark y Fritz, 1997).

Tabla 5-1. Proporción y abundancia de los principales isótopos ambientales. Tomado de Clark y Fritz (1997).

Isótopo	Proporción	% de abundancia natural	Fases comúnmente medidas
^2H	$^2\text{H}/^1\text{H}$	0.015	H_2O , CH_2O , CH_4 , H_2 , OH^-
^3He	$^3\text{He}/^4\text{He}$	0.000138	He en agua o gas, fluidos de la corteza,
^6Li	$^6\text{Li}/^7\text{Li}$	7.5	Agua salina y rocas.
^{11}B	$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	80.1	Agua salina, arcillas, boratos y rocas.
^{13}C	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	1.11	CO_2 , carbonatos, CH_4 , sustancias orgánicas.
^{15}N	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0.366	N_2 , NH_4^+ , NO_3^- , N orgánico.
^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.204	H_2O , CH_2O , CO_2 , OH^- , sulfatos, carbonatos
^{34}S	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	4.21	Sulfatos, sulfuros, H_2S , S orgánico.

5.2 Composición isotópica de la molécula del agua.

La molécula de agua está compuesta por 2 átomos de hidrógeno y 1 de oxígeno. El oxígeno, al ser más electronegativo que el hidrógeno, atrae los electrones de este último, formando enlaces covalentes con el hidrógeno, que cargan negativamente al oxígeno, mientras que los átomos de hidrógeno se cargan positivamente, estableciendo dipolos eléctricos. Entre las moléculas de agua se establecen enlaces por puentes de hidrógeno debido a la formación de dipolos electrostáticos que se originan al situarse un átomo de hidrógeno entre dos átomos más electronegativos, en este caso de oxígeno (figura 5-3) (Mook, 2000).

Los isótopos más comunes del hidrógeno y oxígeno se presentan en la tabla 5-2.

Tabla 5-2. Isótopos más comunes de hidrogeno y oxigeno. Basado en Mazor, 1997

Isótopo	Abundancia	Estabilidad	Vida media.
^1H	99.98%	Estable	--
^2H	0.0026%	Estable	--
^3H	--	Radiactivo	12.43 años
^{16}O	99.75%	Estable	--
^{17}O	0.038%	Estable	--
^{18}O	0.205%	Estable	--

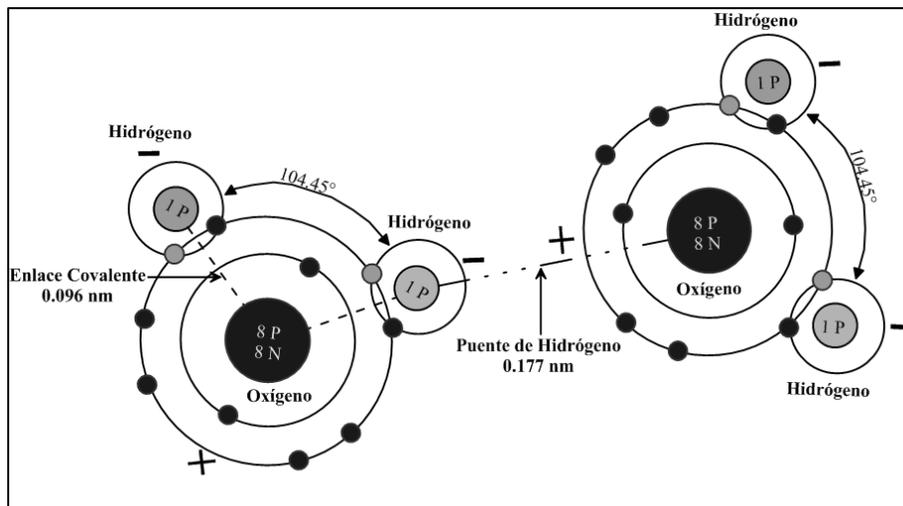


Figura 5-3. Arreglo atómico de la molécula de agua y enlaces que forma con otra molécula de agua.

El ^2H , ^3H y ^{18}O son los isótopos de mayor interés desde el punto de vista de la hidrología isotópica, así como las especies moleculares que forman al combinarse: $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ (la más común y ligera), $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (especies raras y pesadas) (Mazor, 1997).

5.3 Terminología.

La variación de los isótopos ambientales estables es medida como una proporción o un cociente, la cual relaciona a los isótopos más abundantes de un elemento dado. Por ejemplo, para el ^{18}O , la abundancia natural de este isótopo será dividida entre la abundancia natural del ^{16}O , que es el isótopo más común. Por lo tanto la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es aproximadamente 0.000204. Los procesos en los que se ven involucrados los elementos, modifican ligeramente el valor de esta proporción (Variaciones en la 5ª o 6ª posición decimal) (Clark y Fritz, 1997).

En la actualidad, la precisión en las mediciones isotópicas ha aumentado, sin embargo la obtención de abundancia isotópica absoluta es muy complicada y se necesita de equipos de espectrometría de masas muy sofisticados (Clark y Fritz, 1997). Esta es la principal razón por la cual generalmente se trabaja con la abundancia relativa.

Las abundancia relativas difieren de la real debido a variaciones operacionales (errores de máquina o errores m), las cuales no serán constantes entre máquinas o laboratorios e incluso pueden diferir entre un día y otro en la misma máquina (Clark y Fritz, 1997). Sin embargo, mediante la medición de un estándar de referencia conocido, podemos comparar nuestras muestras a la referencia y de este modo comparar mediciones realizadas con diferentes equipos en diferentes laboratorios. La concentración de los isótopos estables del agua será entonces expresada como la diferencia entre la proporción medida en la muestra y en la referencia, sobre la proporción de referencia, dicha diferencia se expresara con el símbolo δ y se denomina notación delta (Ecuación 1) (Clark y Fritz, 1997). Matemáticamente, el error m que diferencia el valor real del valor relativo es cancelado.

$$\delta = \frac{(P)_{muestra} - (P)_{referencia}}{(P)_{referencia}} \quad \text{Ecuación 1}$$

El término ‰ (partes por mil), es colocado debido a que los valores que se obtienen al utilizar la ecuación 1 son del orden de milésimas, por lo tanto, se multiplican por 1000 (Ecuación 2) para obtener resultados más fácil de manejar y entender (Kendall y Doctor, 2003).

$$\delta = \frac{(P)_{muestra} - (P)_{referencia}}{(P)_{referencia}} \times 1000 \quad \text{Ecuación 2}$$

El estándar de referencia utilizado para obtener las proporciones de los isótopos estables de hidrógeno y oxígeno en el agua, es el valor medio de dichos isótopos presentes en el agua oceánica, ya que este es el mayor reservorio de agua en el planeta. En 1961, Craig propuso el primer estándar de referencia, cuyo nombre fue SMOW (Standard Mean Ocean Water), el cual fue obtenido al calibrar el contenido isotópico de la muestras de agua del río Potomac, con el estándar NBS-1 del Departamento Nacional de Estándares (NBS, por sus siglas en ingles). El SMOW proporcionaba una excelente referencia para las aguas meteóricas, ya que el océano es la base del ciclo hidrológico (Clark y Fritz, 1997). Craig (1961a) definió el SMOW como:

$$\left(\frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}} \right)_{SMOW} = 1.050 \left(\frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}} \right)_{NBS-1} = (158 \pm 2) \times 10^{-6}$$

$$\left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{SMOW} = 1.008 \left(\frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \right)_{NBS-1} = (1993.4 \pm 2.5) \times 10^{-6}$$

Sin embargo, el SMOW fue solo un concepto teórico de agua y nunca existió una muestra de agua real. En 1966, un panel de expertos de la IAEA, recomendó la creación de una muestra real con la que se pudieran calibrar los aparatos de medición. Fue entonces que Weiss y Craig prepararon el nuevo estándar tomando como base agua de mar destilada, la cual mezclaron con pequeñas cantidades de otras aguas (Gourcy et al., 2005). La composición isotópica de este nuevo estándar es similar al SMOW (Clark y Fritz, 1997). Varios años después de la creación del nuevo estándar, el término SMOW seguía siendo utilizado para reportar los medidas isotópicas. Fue en 1976 que la IAEA recomendó que los reportes de mediciones isotópicas, donde se utilizara el nuevo estándar de referencia, deberían mencionarlo como VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (Gourcy et al., 2005). Las mediciones del VSMOW muestran los siguientes valores para las proporciones isotópicas de ${}^2\text{H}$ y ${}^{18}\text{O}$.

$$\left(\frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}} \right)_{VSMOW} = (155.76 \pm 0.052) \times 10^{-6} \quad (\text{Hageman et al., 1970})$$

$$\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{VSMOW}} = (2005.2 \pm 0.45) \times 10^{-6} \quad (\text{Baertschi, 1976}).$$

Finalmente, las ecuaciones para obtener la proporción isotópica de ^2H y ^{18}O quedan de la siguiente manera:

$$\delta^{2\text{H}}\text{‰} = \frac{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{referencia}}}{\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{referencia}}} \times 1000 \quad \text{Ecuación 3}$$

$$\delta^{18\text{O}}\text{‰} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{referencia}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{referencia}}} \times 1000 \quad \text{Ecuación 4}$$

Por lo tanto, un valor positivo de $\delta^{2\text{H}}\text{‰}$ o $\delta^{18\text{O}}\text{‰}$, significa que la muestra tiene una mayor concentración de isótopos con respecto al valor de referencia, por el contrario un valor negativo significa una concentración menor con respecto al VSMOW.

Por su parte, los isótopos radiactivos son generalmente reportados en concentraciones absolutas (Kendall y McDonnell, 1998). Las unidades que se emplean para reportar la concentración de Tritio (^3H), isótopo radiactivo del hidrógeno, es la *unidad de tritio (UT)*. Cada UT corresponde a 1 átomo de ^3H por cada 10^{18} átomos de ^1H (Clark y Fritz, 1997).

5.4 Fraccionamiento Isotópico.

El contenido isotópico del agua varía ligeramente entre los diferentes reservorios en los que es almacenada. Urey en 1947, señaló al proceso de *fraccionamiento isotópico* como el responsable de ciertas variaciones en la concentración isotópica del agua. El fraccionamiento isotópico ocurre en cualquier reacción termodinámica debido a la diferencia en las tasa de reacción de cada una de las especies moleculares. El resultado es la concentración desproporcionada de un isótopo sobre otro en un lado de la reacción (Clark y Fritz, 1997).

La tasa con la que un isótopo reacciona es dependiente de la masa atómica del mismo. Para los elementos de número atómico bajo, la diferencia entre la masa de los isótopos es lo suficientemente amplia para que reacciones de intercambio isotópico, químicas y biológica, o de difusión molecular, produzcan el fraccionamiento isotópico (Gat, 1996). En el ciclo del agua, el proceso más significativo en este respecto es el cambio de estado de agregación.

El cambio en la proporción de un isótopo es expresada por el *factor de fraccionamiento* (α), el cual se obtiene al dividir la proporción de isótopos en los reactantes, sobre la proporción del producto de la reacción (Clark y Fritz, 1997) (Ecuación 5):

$$\alpha = \frac{P_{\text{Reactantes}}}{P_{\text{Producto}}} \quad \text{Ecuación 5}$$

$$\text{Ejemplo: } \alpha^{18}\text{O}_{\text{Agua-Vapor}} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{Agua}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{Vapor}}}$$

5.4.1 Fraccionamiento fisicoquímico.

Existen varias vías por las que puede producir el fraccionamiento isotópico, sin embargo dos tipos de procesos son los principales: Reacciones Fisicoquímicas bajo condiciones de equilibrio y bajo condiciones de no equilibrio (Cinéticas).

Las reacciones en las cuales puede ocurrir el fraccionamiento fisicoquímico son:

1. Cambio de estado. ej. $H_2O_{\text{líquido}} \leftrightarrow H_2O_{\text{vapor}}$

$$\alpha^{18}\text{O}_{\text{Agua-Vapor}} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{Agua}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{Vapor}}}$$

2. Transformación química. ej. $CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3$

$$\alpha^{13}\text{C}_{\text{CO}_2-\text{H}_2\text{CO}_3} = \frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{CO}_2}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{H}_2\text{CO}_3}}$$

La base de las reacciones fisicoquímicas es la diferencia entre la fuerza de los enlaces que forman los isótopos pesados y ligeros (Clark y Fritz, 1997). En la figura 5-4 se ilustra la diferencia que existe entre las fuerzas de enlace y la energía que se necesita para romper dichos enlaces.

Para lograr la disociación de las moléculas de agua es necesaria cierta cantidad de energía potencial, dicha energía estará en función del isótopo que se encuentre conformándola. La fuerza con la que un átomo o isótopo atrae a otro, está en función de su masa atómica y de la distancia interatómica. Es decir, los isótopos pesados de los elementos con número atómico bajo, formarán enlaces mucho más fuertes que los isótopos ligeros.

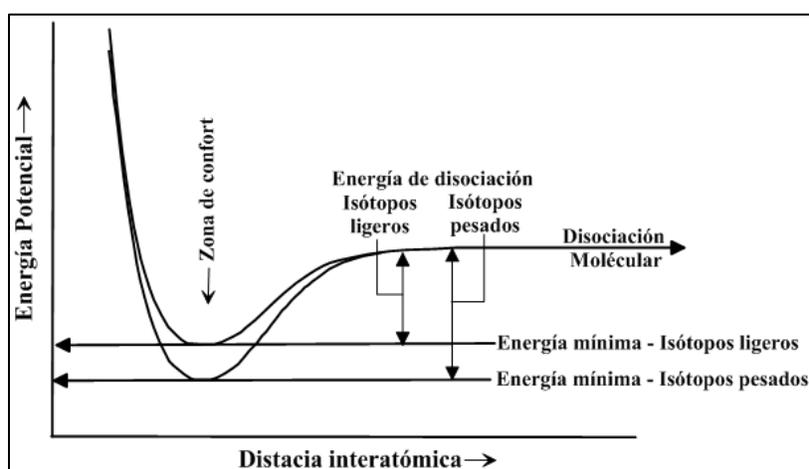


Figura 5-4. Relación entre la energía potencial y la distancia interatómica para la disociación de moléculas conformadas por isótopos pesados y ligeros. Modificado de Clark y Fritz, 1997.

La fuerza en el enlace covalente que une la molécula de agua surge de la reducción de la energía vibracional. La energía vibracional (E), definida como: $E = \frac{1}{2}h\nu$; donde h es la constante de Planck y ν es la frecuencia de vibración, decrece debido a que la mayor masa de los isótopos pesados provoca un decremento en la frecuencia vibracional (Faure, 1998).

Al ser más fuertes los enlaces en las moléculas formadas por isótopos pesados, necesitarán de más energía para disociarse que los isótopos ligeros, tal y como lo muestra la figura 5-4. Dicha

diferencia es la responsable de que la tasa de reacción entre los isótopos sea diferente. Por ejemplo las moléculas que contienen isótopos ligeros pueden salir del sistema más rápidamente que las moléculas que contienen isótopos pesados, de tal modo el sistema se enriquecerá de isótopos pesados. Es por eso que durante la evaporación del agua las moléculas de $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ escapan dentro de la fase de vapor más rápidamente que $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ y $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$, por lo que el vapor se enriquece en ^{16}O y ^1H (Faure, 1998).

Urey (1947) relacionó la diferencia en la energía de disociación de las moléculas a su función de fraccionamiento (Q), que está basada en tres movimientos moleculares o frecuencias de energía: vibracional, rotacional y traslacional. Q es definida para cada uno de los tres movimientos como:

$$Q = \sigma^{-1} m^{3/2} \sum e^{-E/kT} \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde: σ = valor de simetría del enlace.
 m = masa
 E = estado de energía ($\text{J}\cdot\text{mol}^{-1}$)
 k = constante de Boltzmann
 T = temperatura termodinámica K.

La ecuación 6, que representa la función de fraccionamiento, es directamente proporcional a la masa. Así mismo, esta función es dependiente de la temperatura.

5.4.2 Reacciones Físicoquímicas bajo condiciones de equilibrio.

Las condiciones de equilibrio isotópico requieren que:

- Exista equilibrio químico, de tal manera que las tasas de reacción hacia adelante y hacia atrás sean iguales.
- Las reacciones químicas se produzcan tanto hacia adelante como hacia atrás, y que duren el tiempo suficiente para mezclar los isótopos entre los reservorios de reactantes y productos.
- Reactantes y productos debe estar bien mezclados.

Las reacciones bajo equilibrio isotópico envuelven la redistribución de isótopos de un elemento entre varias especies o componentes (en sentido estricto, estas solo ocurren en un sistema cerrado) (Kendall y McDonnell, 1998). La idéntica tasa de reacción necesaria para que se produzca este tipo de fraccionamiento no significa que se tendrá una composición idéntica en los dos componentes (reactantes y producto). Basados en los principios generales de la termodinámica, que mencionan que los sistemas en equilibrio tienden hacia el estado de energía mínima, lo cual produce que los isótopos pesados formen enlaces más fuertes y por tanto queden preferencialmente acumulados en el lado de los reactantes (Gat, 1996).

Un proceso típico de fraccionamiento bajo equilibrio es la condensación del vapor de agua que forma las nubes. En tal proceso, los isótopos pesados (^2H y ^{18}O) se acumulan en la fase líquida, mientras que los isótopos ligeros permanecen en la fase de vapor (Kendall y McDonnell, 1998).

5.4.3 Reacciones Físicoquímicas bajo condiciones de no equilibrio (Cinéticas).

Un cambio súbito en la temperatura o la adición o remoción de un reactante puede llevar al sistema muy lejos del equilibrio termodinámico, y las reacciones hacia adelante serán aceleradas. Por consecuencia, las reacciones hacia atrás se verán disminuidas. Las anteriores, son condiciones bajo las cuales se lleva a cabo el fraccionamiento cinético (Clark y Fritz, 1997).

En los sistemas que se encuentran fuera del equilibrio, las tasas de reacción hacia adelante y hacia atrás no son idénticas, y las reacciones isotópicas pueden ser unidireccionales, siempre y cuando los productos de la reacción lleguen a ser aislados de los reactantes (Kendall y McDonnell, 1998).

Como ya se ha mencionado, los enlaces entre isótopos ligeros son disociados más fácilmente que los formados por los isótopos pesados. Por lo tanto, los isótopos ligeros reaccionarán más rápidamente, enriqueciéndose en los productos, causando que los reactantes residuales se enriquezcan en isótopos pesados. Sin embargo, en el fraccionamiento cinético, la reacción hacia atrás puede generar productos más ligeros o más pesados que los originales reactantes (Kendall y McDonnell, 1998), siendo esta la gran diferencia entre los dos tipos de fraccionamiento (en equilibrio y cinético).

6. FRACCIONAMIENTO ISOTÓPICO EN EL CICLO HIDROLÓGICO.

El flujo de humedad de los océanos a la atmósfera y su ingreso a la superficie de los continentes por medio de la precipitación y escorrentías, en una escala global, se encuentra muy cercano al equilibrio dinámico, y solo algunos cambios climáticos severos modificarán dicho flujo a través de los diferentes reservorios. Las concentraciones de isótopos estables del agua (^{18}O y ^2H) son modificadas por cada uno de los procesos meteorológicos, mediante el fraccionamiento isotópico, por lo que proporcionan una huella característica de su origen.

A pesar de la complejidad el ciclo hidrológico, Craig (1961) demostró que la variación del ^{18}O y ^2H es predecible. Al correlacionar ^{18}O y ^2H de muestras de agua de ríos y precipitación, logró obtener una ecuación de tipo lineal (Ecuación 8). Dicha linealidad dejó de manifiesto que la variación de estos isótopos es paralela. Craig (1961b) definió esta correlación entre ^{18}O y ^2H como *Línea Global de Aguas Meteóricas (LMG)* (Ecuación 7).

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \text{SMOW} \quad \text{Ecuación 7}$$

Posteriormente, ya con la GNIP en funcionamiento, y usando como estándar de referencia el VSMOW, Rozanski et al. (1993) redefinieron la relación $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Ecuación 8), usando valores de promedios ponderados anuales de dichos isótopos.

$$\delta^2\text{H} = 8.20(\pm 0.07)\delta^{18}\text{O} + 11.27(\pm 0.65)\text{‰} \text{VSMOW} \quad \text{Ecuación 8}$$

En la figura 6-1 se presenta la relación lineal entre los isótopos estables, así mismo, se observa que la precipitación en regiones frías es tiene menores valores de isótopos pesados, mientras que en las regiones cálidas la precipitación presenta mayores valores de ^{18}O y ^2H (Craig, 1961b).

La ecuación de la LMG está conformada por 2 miembros: la pendiente (s) y la ordenada al origen o intercepto. Dado que la LMG es representa el contenido isotópico a escala global, las variaciones en ^{18}O y ^2H , producto de la variación climática y geográfica de cada región, deben ser medidas por medio de *Líneas Meteóricas Locales (LML)*.

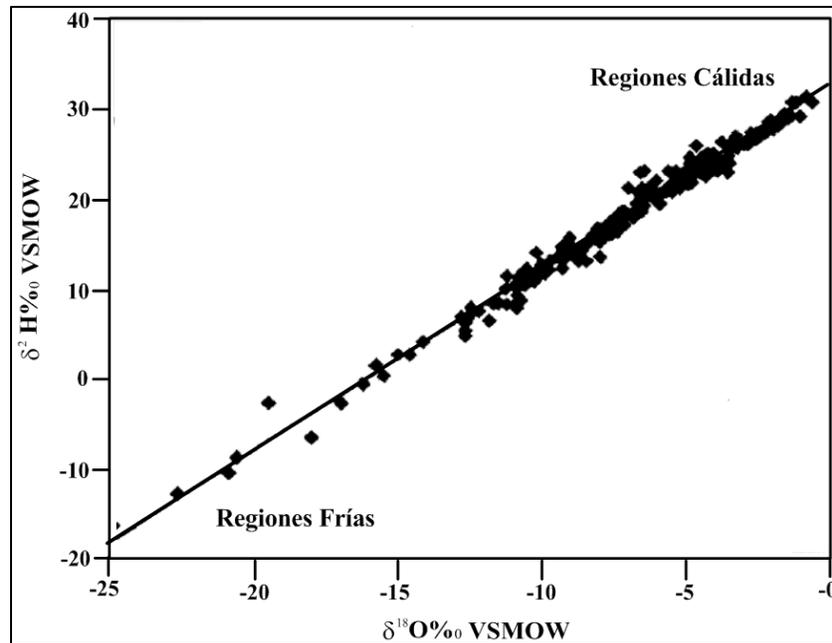


Figura 6-1. Relación entre ^{18}O y ^2H en la precipitación. Modificado de Clark y Fritz, 1997.

En términos generales, la relación entre los valores de ^{18}O y ^2H en la precipitación es producto del fraccionamiento isotópico que ocurre durante la condensación del vapor de agua. Sin embargo, la evolución de la composición de ^{18}O y ^2H comienza con la evaporación del agua oceánica. A continuación se describen los procesos del ciclo hidrológico que modifican la composición isotópica de la precipitación.

6.1 Agua Oceánica.

La composición isotópica del agua oceánica ha variado a lo largo del tiempo geológico. La evolución del agua oceánica es resultado de la precipitación de carbonatos y del intercambio isotópico con la corteza oceánica (Clark y Fritz, 1997). Como se mencionó anteriormente, Craig fue el primero en proponer un valor promedio de la composición isotópica del agua oceánica (SMOW), no obstante que dicho valor fue utilizado como referencia por muchos años, el valor medio real de $\delta^{18}\text{O}$ del agua oceánica moderna es 0.5 ‰ del VSMOW, con su correspondiente enriquecimiento en $\delta^2\text{H}$ (Clark y Fritz, 1997).

En la época actual se han registrado algunas variaciones en la composición media del agua oceánica, la cual se correlaciona a la variación en la salinidad. El agua oceánica, cuyo valor de $\delta^{18}\text{O}$

es de 0‰VSMOW, presenta una salinidad de 34,500 ppm aproximadamente. El $\delta^{18}\text{O}$ incrementará paralelamente con la salinidad, así valores de 33,500 y 37,600 ppm, registrados para las agua oceánicas del Fondo de Océano Antártico y la superficie del norte del océano Atlántico respectivamente, presentaran valores -0.5 ‰ y 1.3 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ cada uno (Ferronsky y Brezgunov, 1989). La variación en salinidad y contenido isotópico es atribuible a la evaporación de la superficie oceánica (Clark y Fritz, 1997). Sin embargo, a lo largo de los márgenes continentales el agua oceánica es diluida con el agua que es drenada a través de los ríos, así mismo los valores de $\delta^{18}\text{O}$ serán diluidos hasta presentar valores por debajo del VSMOW (Clark y Fritz, 1997).

6.2 Evaporación.

La atmósfera, se extiende 400 km por encima de la superficie terrestre, y se subdivide en varias capas con características específicas. A partir de la superficie terrestre y hasta 16 km de altura aproximadamente (en la línea del Ecuador), tiene lugar la tropósfera. Por encima de ella se encuentra la estratósfera (hasta 55 km), la mesosfera (hasta 80 km), la termósfera (a 400 km) y la exósfera (Clark y Fritz, 1997).

No obstante que la tropósfera es la capa más delgada de las 5, en ella reside más del 90% de la masa atmosférica, y más importante aún, en la tropósfera ocurren todos los fenómenos meteorológicos. Una característica importante de la tropósfera, es el decremento de la temperatura en el sentido vertical desde la superficie del terreno. La tasa estimada de decremento es de 6°C por cada kilómetro de altura, llegando alcanzar hasta -60°C en la base de la estratósfera (Clark y Fritz, 1997). Por su parte, la distribución de la presión atmosférica es inversamente proporcional a la altitud. Por lo que a 5,500 m de altitud, la presión será el 50% de la presión que se tiene a nivel de mar, y a 18,000 m será solo del 10%. Es por esta razón que en la estratósfera ocurren corrientes de aire de alta velocidad (Jet streams), que son de gran importancia en la distribución de las cenizas volcánicas, aerosoles y diversos componentes de origen antropogénico (Tritio y CFC's) (Clark y Fritz, 1997).

El flujo evaporativo del agua oceánica a la tropósfera es principalmente controlado por la temperatura, que afecta en gran medida la capacidad del aire para transportar la humedad (Figura 6-2). La temperatura media de la superficie oceánica (SST, por sus siglas en ingles) varía desde cerca de 0°C en las regiones polares, hasta valores superiores a los 29°C en la región del Pacífico ecuatorial. El mayor aporte de vapor a la tropósfera (>70%) se produce por la evaporación de los mares cálidos subtropicales.

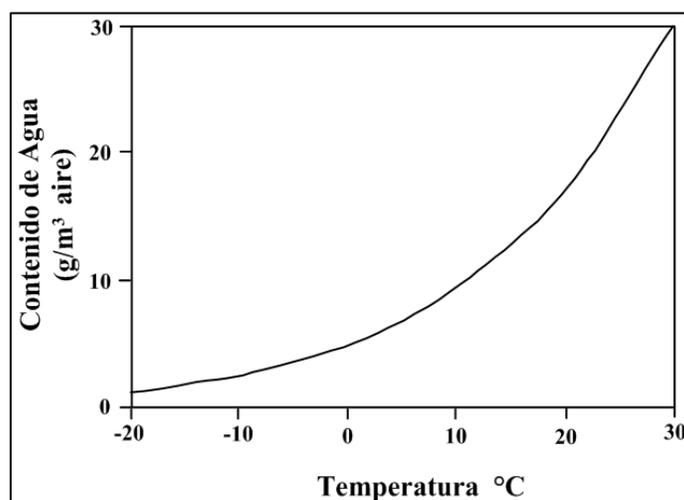


Figura 6-2. Incremento exponencial de la capacidad del aire de transportar humedad. Tomado de (Clark y Fritz, 1997).

6.2.1 Evaporación bajo condiciones de equilibrio.

La diferencia en la presión de vapor entre las especies moleculares del agua, especialmente entre H_2^{18}O y $^{2}\text{H}\text{H}\text{O}$, genera un enriquecimiento desproporcional en la fase líquida durante la evaporación. Esta diferencia se refleja en el enriquecimiento de ^2H , el cual es aproximadamente 8 veces más grande que el ^{18}O , bajo condiciones de equilibrio (Clark y Fritz, 1997).

En la interface agua-aire se presenta un balance entre 2 flujos opuestos, uno ascendente desde la superficie de agua y otro descendente consistente de humedad atmosférica. Cuando la humedad atmosférica es de 100% (el aire está saturado), los flujos ascendentes y descendentes pueden llegar a ser equivalentes y su composición isotópica puede alcanzar el equilibrio (Gat, 1996). El equilibrio antes mencionado, no significa que la composición de ambos flujos sea idéntica, sino que diferirán por un factor de enriquecimiento constante.

Dichas condiciones de equilibrio se dan en la base de las nubes, entre las gotas de agua que caen y el vapor ascendente. Si la evaporación del agua oceánica fuera una reacción en equilibrio, la composición isotópica del vapor de agua atmosférico derivado de aguas oceánicas a 25 °C sería:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Vapor}} = \delta^{18}\text{O}_{\text{Agua}} + \varepsilon^{18}\text{O}_{\text{V-A}} = 0.0 + (-9.3) = -9.3\text{‰}$$

Ecuación 9

$$\delta^2H_{Vapor} = \delta^2H_{Agua} + \varepsilon^2H_{V-A} = 0.0 + (-76) = -76\text{‰} \quad \text{Ecuación 10}$$

Como se observa en ambas ecuaciones, el valor de $\delta^{18}O$ y δ^2H en el agua oceánica es 0‰ VSMOW, por lo que los valores isotópicos serán directamente correspondientes al valor del factor de enriquecimiento (ε) en la interacción vapor-agua, el cual se calcula en base a la siguiente ecuación.

$$\varepsilon = (\alpha - 1) \cdot 10^3 \quad \text{Ecuación 11}$$

Evidentemente, la formación primaria del vapor de agua es un proceso más complicado, en el cual tiene lugar el proceso de evaporación bajo condiciones de no equilibrio (cinética) y mezcla (Clark y Fritz, 1997).

6.2.2 Evaporación bajo condiciones de no equilibrio (Cinética).

El intercambio entre agua y vapor es limitado por la tasa de evaporación, la cual por consecuencia limitara también el grado de equilibrio isotópico. Un incremento en la tasa de evaporación impartirá un efecto cinético en el vapor (Clark y Fritz, 1997). Los factores que afectan la evaporación bajo condiciones de no equilibrio son: la temperatura de la superficie del agua, la velocidad del aire, salinidad y el más importante de todos es la humedad atmosférica (Gat, 1996).

Un gran número de estudios, con el propósito de conocer los efectos de la evaporación bajo condiciones de no equilibrio en la composición isotópica, han sido realizados (ej. Craig y Gordon, 1965; Gonfiatini, 1965 y 1986; Merlivat, 1970 y Gat, 1971). La principal observación es que el agua (fase líquida) es progresivamente enriquecida en 2H y ^{18}O durante la evaporación. Sin embargo, la humedad (h) afecta este enriquecimiento progresivo. Por ejemplo, si la humedad es cercana al 0%, no existirá intercambio con la fase de vapor y el enriquecimiento de la fase líquida se realizara conforme a la ecuación de la destilación Rayleigh (Ecuación 12) (Clark y Fritz, 1997).

$$P = P_0 f^{(\alpha-1)} \quad \text{Ecuación 12}$$

Donde: P = Proporción de isótopos existentes cuando solo existe una fracción f de material (agua) en el sistema.
 P_0 = Proporción inicial de isótopos.

La destilación Rayleigh es una función exponencial, que describe la progresiva partición de los isótopos pesados en el agua (fase líquida), producto de la remoción de material del sistema (Figura 6-3) (Gat, 1996).

En la figura 6-3 se muestra claramente el enriquecimiento exponencial que se presenta en el agua, conforme la fracción de material remanente va disminuyendo (Gat, 1996). Este efecto se produce como ya se mencionó, cuando la humedad atmosférica es cercana a 0% y a una temperatura de 25°C. Un incremento en la humedad permitirá el intercambio con la fase de vapor, lo cual reducirá el enriquecimiento exponencial hasta llegar a un punto, donde el alto valor de h provocará el intercambio completo entre el agua y la masa de vapor (Clark y Fritz, 1997).

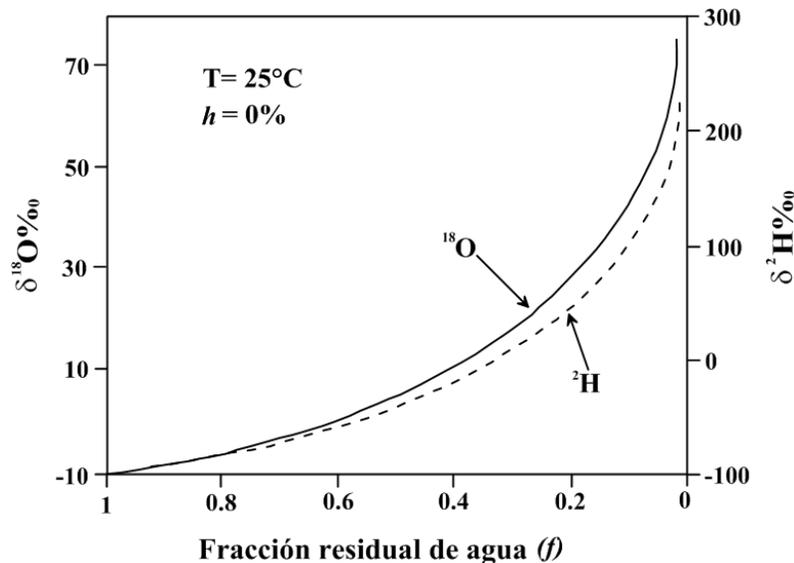


Figura 6-3. Enriquecimiento exponencial de ^2H y ^{18}O durante la evaporación bajo condiciones de controladas de 0% de humedad. Tomado de (Clark y Fritz, 1997).

Como se menciona al inicio del este capítulo, la atmósfera se divide en varias capas, es por eso que el modelo para la transferencia agua-vapor consta de varios pasos o etapas, desde su inicio en la superficie oceánico y a través de las capas, hasta llegar a la atmósfera abierta (Figura 6-4) (Clark y Fritz, 1997).

En el modelo propuesto por Craig y Gordon (1965) (Figura 6-5), en base a la teoría de la resistencia lineal de Langmuir, se explica el proceso de fraccionamiento durante la evaporación. La primera

capa que se presenta por encima de la superficie del agua oceánica está completamente saturada de humedad ($h=100\%$), por lo que el vapor se encuentra en equilibrio isotópico con la columna de agua que se encuentra debajo de ella (ej. ecuaciones 9 y 10) (Gat, 1996; Clark y Fritz, 1997).

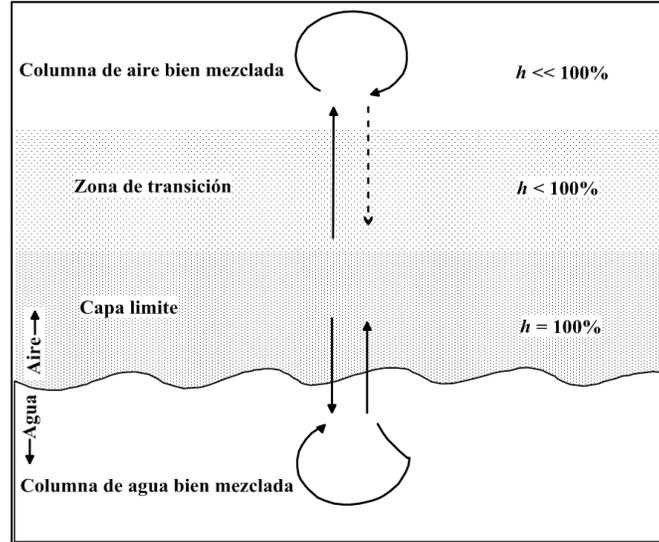


Figura 6-4. Modelo para la evaporación cinética sobre un cuerpo de agua. Tomado de Clark y Fritz, 1997.

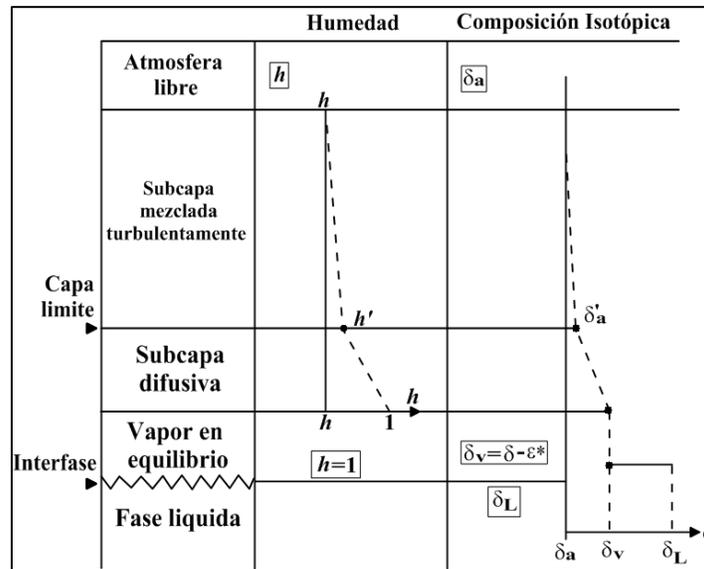


Figura 6-5. Modelo de Craig-Gordon que representa el fraccionamiento isotópico durante la evaporación cinética. Modificado de Gat, 1996.

Entre la capa en equilibrio isotópico y la atmósfera abierta, existe una zona de transición, a través de la cual el vapor de agua es transportado en ambas direcciones por difusión molecular (Clark y Fritz, 1997). Esta capa difusiva es donde se produce el enriquecimiento isotópico de la fase líquida

con su correspondiente disminución en la fase de vapor (Figura 6-5). La difusión molecular es un proceso de fraccionamiento, la cual ocurre en respuesta al gradiente de humedad que existe entre las capas (Figura 6-5) (Kendall y McDonnell, 1998). El fraccionamiento es causado por las diferencias en las tasas de difusión en aire de cada una de las especies moleculares del agua. Por ejemplo, la tasa de difusión de $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ es más grande que la de $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ y $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ (Clark y Fritz, 1997), en consecuencia, el vapor de agua que pasa a la atmósfera abierta será empobrecido en isótopos pesados. El fraccionamiento total que se produce entre la columna de agua hasta llegar a la atmósfera abierta, es la suma del factor de fraccionamiento para el intercambio en equilibrio agua-vapor (ε_{l-v}) y un factor cinético ($\Delta\varepsilon_{cl-v}$) (ecuación 13) (Clark y Fritz, 1997).

$$\delta_l - \delta_v = \varepsilon_{l-v} + \Delta\varepsilon_{cl-v}$$

Ecuación 13

El factor cinético en la ecuación 14, se presenta entre la capa límite (cl) y la fase de vapor (v). Gonfianti (1986) describió este factor en términos de la humedad atmosférica con las siguientes relaciones.

$$\Delta\varepsilon^{18}\text{O}_{cl-v} = 14.2(1-h)\text{‰}$$

Ecuación 14

$$\Delta\varepsilon^{2}\text{H}_{cl-v} = 12.5(1-h)\text{‰}$$

Ecuación 15

6.3 Composición isotópica de la humedad atmosférica.

Durante la evaporación, el agua oceánica es enriquecida en isótopos pesados, y el vapor recibe una disminución recíproca. En la figura 6-6 se muestra esta relación, donde la evolución de la composición del vapor, como la del agua residual, seguirán un patrón lineal que tiene como punto de origen la composición del agua oceánica (Clark y Fritz, 1997). Este gráfico es para condiciones de humedad de 50% y con una cantidad finita de agua, por lo que, el patrón de la concentración isotópica del vapor, tenderá a aumentar conforme se incremente su cantidad.

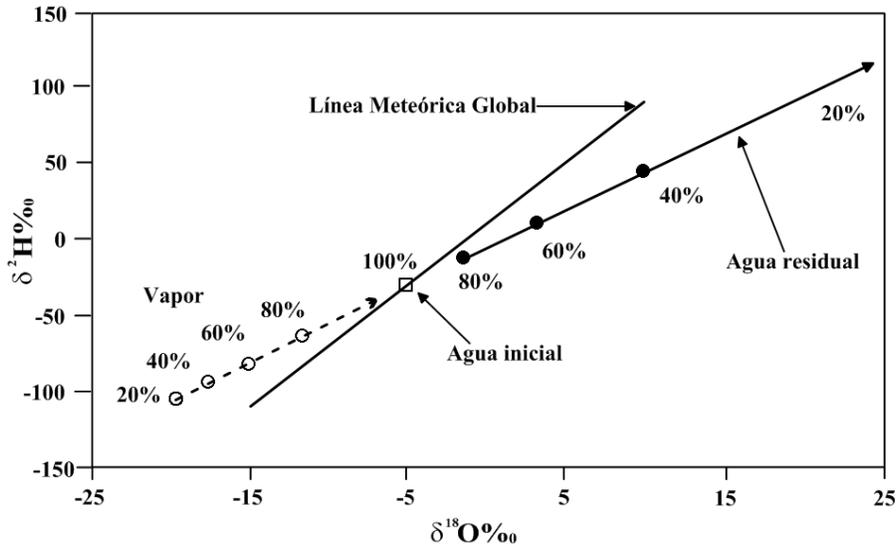


Figura 6-6. Evolución isotópica de un volumen finito de agua durante la evaporación. Tomado de Clark y Fritz, 1997.

En la figura 6-7, se presentan los valores de la composición isotópica del vapor de agua, que tiene como fuente la evaporación del agua oceánica, y la evaporación se lleva a cabo con diferentes valores de humedad atmosférica. Así mismo se presentan los valores isotópicos para las primeras lluvias producidas por la condensación de dicha masa de vapor.

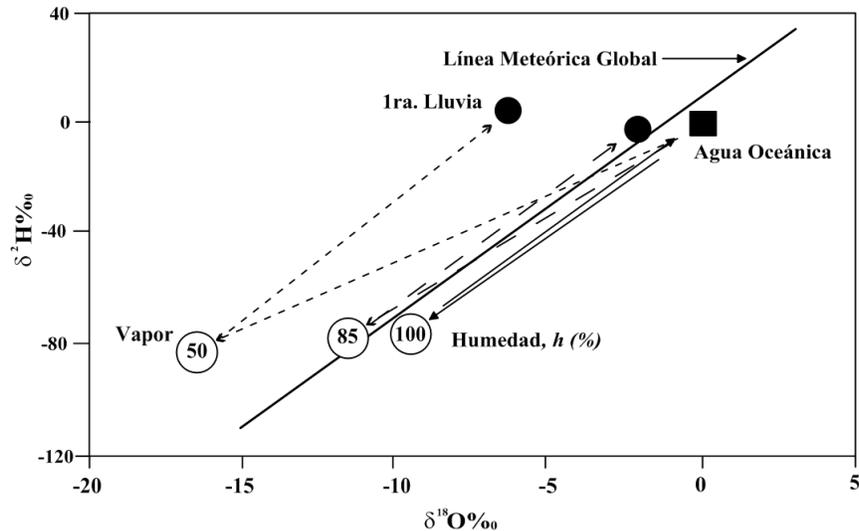


Figura 6-7. Efectos cinéticos durante la evaporación del agua oceánica para formar vapor. Tomado de Clark y Fritz, 1997.

Bajo condiciones de 100% de humedad atmosférica, el vapor de agua estará en equilibrio isotópico con el agua oceánica, y la primera lluvia, producto de su condensación, dibujara una línea que sigue la composición del agua oceánica. Cuando la humedad es menor, el vapor será fuertemente empobrecido en isótopos pesados y por tanto la precipitación que se produzca será isotópicamente pobre (Clark y Fritz, 1997).

6.4 Condensación.

Como se describió anteriormente la evaporación del agua oceánica se produce bajo condiciones de no equilibrio, sin embargo el proceso inverso, es decir la condensación que forma las nubes y da origen a la precipitación, toma lugar bajo condiciones de equilibrio, entre la mezcla de vapor de agua y las gotas de lluvia (Clark y Fritz, 1997). Aunque algunos procesos dentro de las nubes juegan un papel importante en la composición isotópica de la precipitación, los dos principales factores que controlan el contenido de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación son la temperatura de condensación y el grado de agua precipitada de la masa de aire (proporción de vapor de agua que has sido condensada con respecto a la cantidad de vapor de agua inicial en la masa de aire) (Kendall y Doctor, 2003). Adicionalmente, los valores $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación son influenciados por características específicas de una región dada, como por ejemplo la altitud, la distancia a la costa, latitud y humedad (Kendall, y Doctor, 2003).

Como se describió anteriormente, la única forma de producir la precipitación es a través del enfriamiento de la masa de vapor de agua. Dicho enfriamiento puede ocurrir por expansión adiabática (sin pérdida de entalpía), conforme el aire caliente se eleva hacia presiones más bajas, o por pérdida de calor por radiación (Clark y Fritz, 1997). Cuando el punto de rocío es alcanzado (temperatura a la cual la humedad es 100%), el vapor de agua condensa para mantener el equilibrio termodinámico.

De acuerdo el patrón de circulación de las masas de aire, el vapor de agua sigue una trayectoria desde la fuente humedad hacia latitudes mayores y al interior de los continentes, donde algunos de los procesos de enfriamiento pueden ocurrir (Clark y Fritz, 1997). Este proceso es denominado con el término en inglés *rainout*, que no cuenta con una traducción apropiada en español.

Durante el proceso de condensación dentro de la nube, el equilibrio de fraccionamiento entre la fase de vapor y la fase condensada produce el enriquecimiento de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación, ya sea en líquida o sólida (lluvia o nieve) (Clark y Fritz, 1997). El proceso de *rainout* destila los isótopos

pesados del vapor de agua, en consecuencia su disminución se realizará de acuerdo a la destilación Rayleigh (Gat, 1996; Clark y Fritz, 1997; Kendall, y Doctor, 2003).

En la figura 6-8 se esquematiza la evolución isotópica que ocurre a cauda del proceso de *rainout*. Las primeras lluvias (enriquecidas isotópicamente) producirán la disminución en la masa de vapor, y de su contenido isotópico (Clark y Fritz, 1997; Kendall, y McDonnell, 1998). Las lluvias subsiguientes, aunque mayores en contenido isotópico con respecto al vapor remanente en la nube, su concentración de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ es menor en relación a las primeras lluvias de la misma masa de vapor de agua. El *rainout* es por tanto una evolución hacia precipitaciones más frías y con menor cantidad de isótopos pesados (Clark y Fritz, 1997).

Para modelar el cambio en la composición de la precipitación en base a ecuación de la destilación Rayleigh ($P = P_0 f^{(\alpha-1)}$), el término P_0 será asignado a la proporción inicial de isótopos en el vapor de agua ($^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y P será la proporción de isótopos después de que una parte del vapor a reaccionado. La fracción f es la cantidad de vapor residual que aún permanece en la nube. El valor del factor de fraccionamiento (α), es el que corresponde para el intercambio agua-vapor bajo condiciones de equilibrio (Clark y Fritz, 1997).

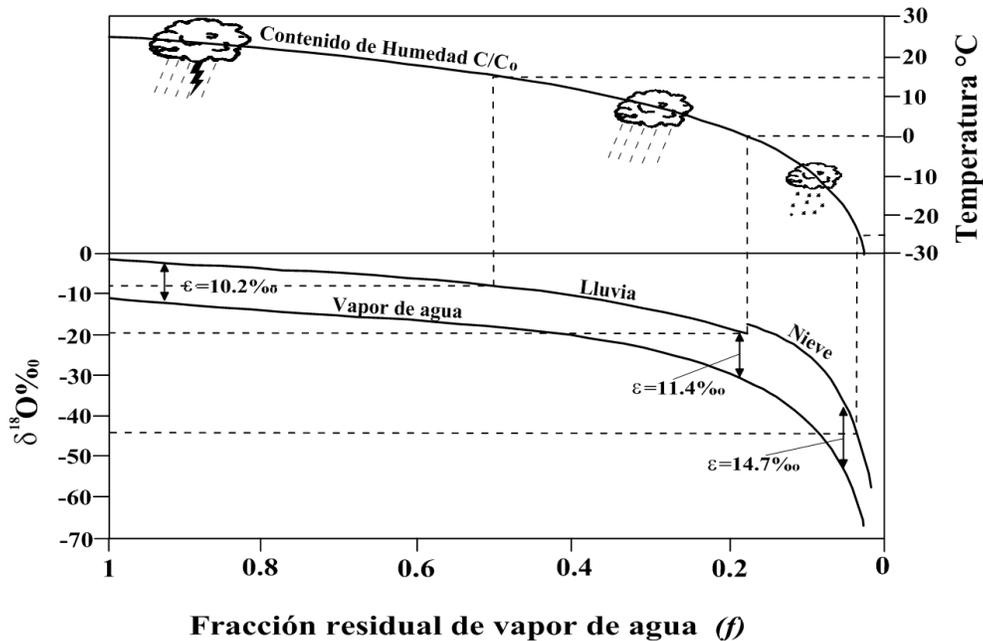


Figura 6-8. Cambio en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en el vapor de agua y en la precipitación de acuerdo con la destilación Rayleigh. Tomado de Clark y Fritz, 1997.

6.5 Precipitación.

La composición isotópica de la precipitación es de gran importancia y base de los estudios de hidrología isotópica. Como se ha descrito anteriormente, la composición es controlada por dos grandes factores que son: la composición isotópica del vapor condensado y la temperatura de condensación. El primero es resultado de la historia meteórica de las masas de vapor en el aire. La evaporación cinética, cambios en la humedad atmosférica sobre las masas de agua evaporadas, temperatura superficial de las aguas oceánicas, el reciclado de agua por medio de la evapotranspiración, la mezcla de vapor de agua nuevo con el vapor de agua remanente en la atmósfera, e incluso la composición misma de la fuente de vapor, constituyen los principales controles de la composición isotópica del vapor de agua que será condensada (Kendall, y McDonnell, 1998). Por su parte la temperatura de condensación (figura 6-8), tiene una importante influencia en el fraccionamiento isotópico durante el proceso de *rainout*, lo que define la composición final de la precipitación.

6.5.1 Líneas meteóricas locales.

Los valores de los términos que conforman la LMG (pendiente y ordenada al origen), son utilizados en una escala global como valores bases para caracterizar la precipitación (Araguas-Araguas, 2000). Sin embargo; las condiciones climáticas, geográficas y topográficas modificaran las proporciones isotópicas de cada región, por lo que estarán plasmadas en una Línea Meteórica Local (LML), cuyos valores de pendiente y ordenada al origen variarán ligeramente de los valores de la LMG (Dansgaard, 1964; Kendall, y McDonnell, 1998).

A continuación se describe más ampliamente la importancia de la diferencia entre el valor de la pendiente y ordenada al origen de la LML con respecto a la LMG.

6.5.2 Pendiente de la línea meteórica (s).

La pendiente es el primer término importante de la ecuación la línea meteórica. Su valor para la LMG es muy cercano al 8, ya que es resultado de la relación entre el factor de fraccionamiento del ^2H y ^{18}O (ecuación 16) (Clark y Fritz, 1997).

$$s \approx \frac{10^3 \ln \alpha^2 H_{l-v}}{10^3 \ln \alpha^{18} O_{l-v}} = 8.2 \quad \text{a } 25^\circ\text{C} \quad \text{Ecuación 16}$$

Estudios como el de Gat (1996), muestran que esta ecuación es solo una aproximación, no obstante es lo suficientemente cercana para nuestros propósitos. Una observación importante, obtenida en dichos estudios, fue la variación que sufre el valor de la pendiente conforme varía la temperatura promedio de condensación (Figura 6-9) (Clark y Fritz, 1997). La Figura muestra claramente como la pendiente es inversamente proporcional a la temperatura, y que un valor de pendiente de 8 se obtendrá a muy altas temperaturas de condensación (30°).

La diferencia en el valor de la pendiente de la LMG y las líneas meteóricas locales, puede ser originada por la evaporación secundaria (Clark y Fritz, 1997). Este proceso se describe como la evaporación que sufren gotas de aguas cuando están cayendo a través de una columna de aire muy seco. En consecuencia, la evaporación secundaria impartirá un fraccionamiento cinético en la gota de agua y modificará la pendiente de la línea meteórica (Figura 6-10). La disimilitud de los valores de la pendiente de la LMG y las LML's puede ser causada también por los efectos del fraccionamiento cinético durante la evaporación (Kendall, y McDonnell, 1998).

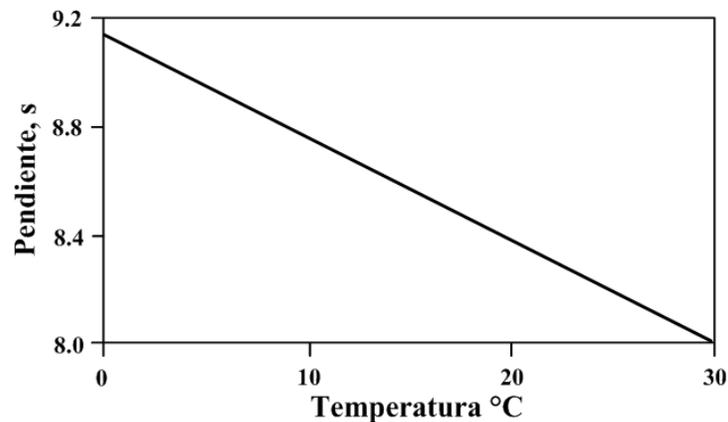


Figura 6-9. Correlación de la temperatura y pendiente (s). Tomada de Clark y Fritz, 1997.

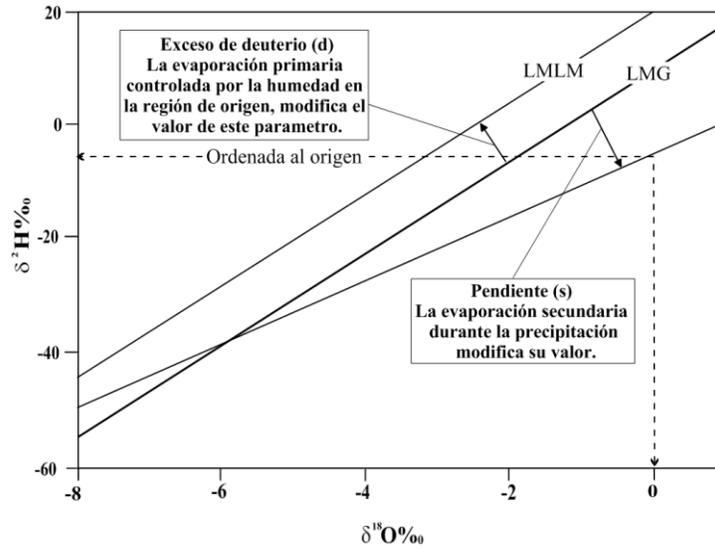


Figura 6-10. Principales factores que afectan la pendiente y el exceso de deuterio de las líneas meteorológicas. El valor de LMLM (Línea Meteorológica Local del Mediterráneo) es obtenido de Gat y Carmi (1970). Modificado de Clark y Fritz, 1997.

6.5.3 Exceso de Deuterio (d).

El término fue propuesto por Dansgaard (1964) para caracterizar el exceso de dicho isótopo en la precipitación global, con respecto al que corresponde con la LMG, se calcula para cualquier muestra de precipitación conforme a la ecuación siguiente (Dansgaard, 1964).

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad \text{Ecuación 17}$$

El principal factor que lo controla es la cantidad de humedad presente en la atmósfera al momento de la evaporación en la fuente de humedad (Figura 6-10). La humedad atmosférica es comúnmente expresada como humedad relativa, que es una medida del contenido de humedad del aire; resulta del cociente de la humedad absoluta con respecto de la cantidad máxima de agua que admite el aire por unidad de volumen (para la temperatura a la que se encuentre).

El valor del exceso de deuterio para la LMG es de 10‰, y es calculado de acuerdo a la humedad atmosférica promedio en la fuente de evaporación, que aproximadamente es de 85%. Pero si el porcentaje de humedad atmosférica disminuye, el exceso de deuterio será cada vez mayor (Figura 6-11).

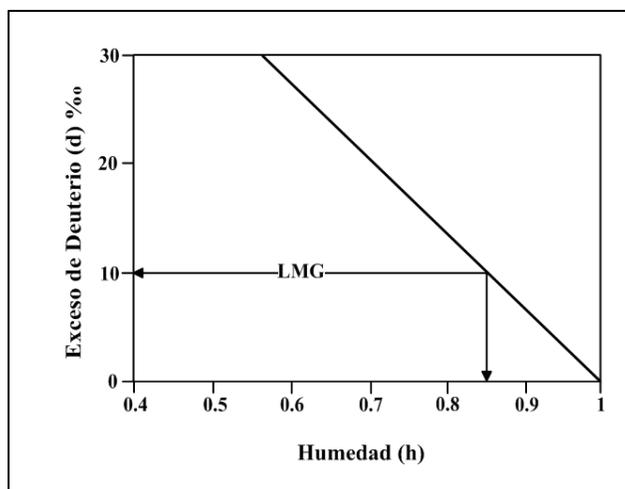


Figura 6-11. Exceso de deuterio (d) en función de la humedad atmosférica, durante la evaporación cinética del agua oceánica. Modificado de Merlivat y Jouzel, 1979.

6.5.4 Correlación $\delta^{18}\text{O}$ -Temperatura.

La evolución de la composición isotópica de la precipitación es complicada por la re-evaporación y la mezcla del vapor en la atmósfera. La mayoría de los sistemas climáticos adquieren masas de vapor de otras fuentes a lo largo de sus trayectorias, que pueden enmascarar la evolución de las masas de vapor (Clark y Fritz, 1997). No obstante, la correlación entre la temperatura y la composición isotópica de la precipitación está demostrada, de tal manera que donde exista un gradiente de temperatura, también será observado un gradiente en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Clark y Fritz, 1997). Dansgaard (1964) analizó una gran cantidad de datos isotópicos obtenidos por la GNIP y obtuvo como conclusión que la temperatura es el principal parámetro que determina los valores isotópicos de la precipitación (Figura 6-12a). Cabe mencionar que la temperatura a la que se hace referencia es la temperatura ambiente promedio, y no la temperatura intra-nube. La temperatura intra-nube es aquella que se presenta dentro de la nube al momento de la condensación y que por consiguiente controla el fraccionamiento isotópico (Clark y Fritz, 1997). Por obvias razones, la medición de la temperatura intra-nube no puede ser realizada rutinariamente, por lo que la correlación es hecha con la temperatura ambiente. Las ecuaciones 18 y 19 representan las relaciones lineales obtenidas por Dansgaard (1964) para la temperatura y los isótopos estables en la precipitación anual a una escala global.

$$\delta^{18}\text{O} = 0.695T_{\text{anual}} - 13.6\text{‰} \text{SMOW}$$

Ecuación 18

$$\delta^2H = 5.6T_{anual} - 100\text{‰}SMOW \quad \text{Ecuación 19}$$

Posteriormente Yurtsever y Gat (1981) calcularon la relación entre T y $\delta^{18}O$ utilizando las temperaturas mensuales promedio (Ecuación 20).

$$\delta^{18}O = (0.338 \pm 0.028)T_{mensual} - 11.9\text{‰}VSMOW \quad \text{Ecuación 20}$$

En base a la ecuación 18, un descenso de 1‰ del promedio anual de $\delta^{18}O$, corresponde a un descenso en la temperatura promedio anual de entre 1.1 y 1.7 °C (Clark y Fritz, 1997). Sin embargo, dicha relación (T- ^{18}O) es solo una aproximación, que a escala regional o local puede tener un ajuste limitado. Como se muestra en la figura 6-12b, la correlación T- ^{18}O para distintas regiones del mundo es diferente de la relación global mostrada en la figura 6-12a.

Efectos en la distribución de δ^2H y $\delta^{18}O$, tanto espacial como temporal, se han identificado a nivel regional y local. Estos efectos son producto de la fuerte dependencia que existe entre la temperatura y el fraccionamiento isotópico, y son controlados por las características fisiográficas de cada región (Clark y Fritz, 1997).

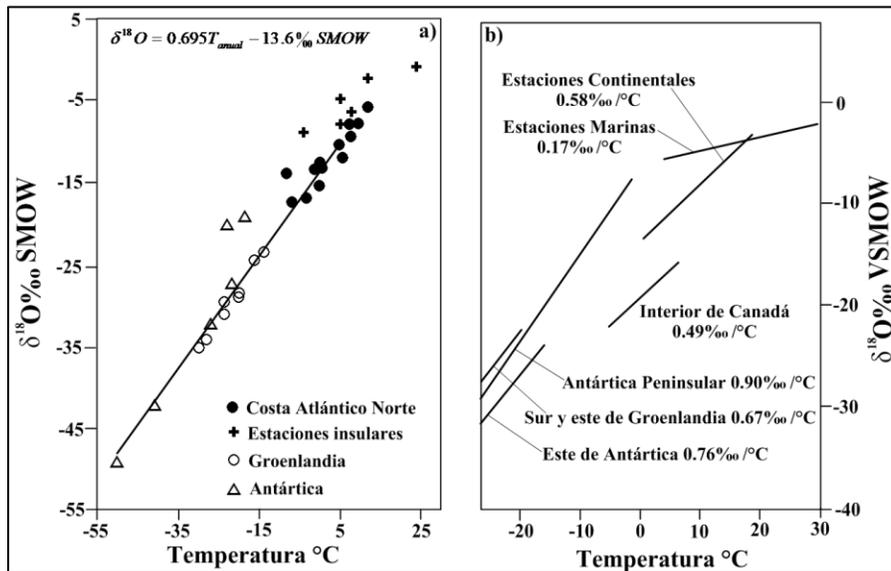


Figura 6-12. a).- Relación global de T- ^{18}O en la precipitación. Modificado de Dansgaard, 1964. b).- Relaciones regionales de T- ^{18}O elaboradas en base a datos de la IAEA, la cual muestra fuerte diferencias entre las estaciones marinas y continentales. Modificado de Rozansky et al., 1993.

6.5.5 Efecto de latitud.

Se conoce así al gradiente en la composición isotópica de la precipitación que es generado por el desplazamiento de las masas de vapor en su desplazamiento desde bajas hacia altas latitudes. En la figura 6-13 se presenta esta tendencia general, las regiones ubicadas a altas latitudes se encuentran valores más negativos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, a diferencia de las zonas cercanas a la línea del Ecuador, en donde se presentan los valores más altos. Este efecto es producido por la evolución y el fraccionamiento que sufren las masas vapor al moverse hacia zonas de baja presión atmosférica (Kendall, y McDonnell, 1998).

El gradiente de latitud para las estaciones continentales de Norteamérica y Europa es -0.6‰ de $\delta^{18}\text{O}$ por cada grado de latitud. Sin embargo, un gradiente más pronunciado de aproximadamente -2‰ de $\delta^{18}\text{O}$ por cada grado de latitud se presenta para la estaciones de la Antártica (Clark y Fritz, 1997). En comparación, en bajas latitudes se presentan gradientes muy bajos ya que son las zonas donde se genera el 60% del vapor atmosférico.

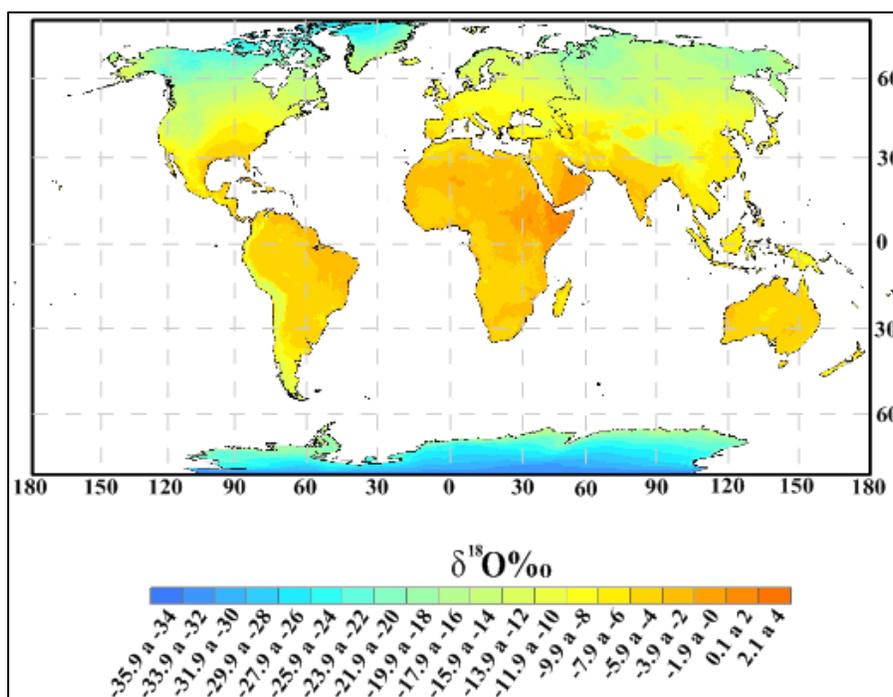


Figura 6-13. Distribución media de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación a una escala global. Modificada de <http://wateriso.eas.purdue.edu/waterisotopes/>.

En la figura 6-13 también se presentan algunas zonas cuyos valores no necesariamente concuerdan con el gradiente latitudinal. Estas variaciones pueden ser ocasionadas por las corrientes oceánicas y por el efecto de continentalidad

6.5.6 Efecto de continentalidad.

La composición isotópica de las masas de vapor de agua que ingresan al continente desde las regiones oceánicas, evoluciona rápidamente debido a la topografía y a las temperaturas extremas que caracterizan los climas continentales (Clark y Fritz, 1997). Se le llama efecto de continentalidad a la disminución en los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación, conforme las masas de vapor se van internando hacia el continente. En la figura 6-13 se identifican valores menos negativos en la precipitación de las regiones costeras, mientras que las regiones más continentales presentan valores isotópicos más negativos (Clark y Fritz, 1997).

La figura 6-14 es claro ejemplo de la evolución en la composición isotópica de las precipitaciones a medida que las masas de vapor se van desplazan hacia dentro del continente.

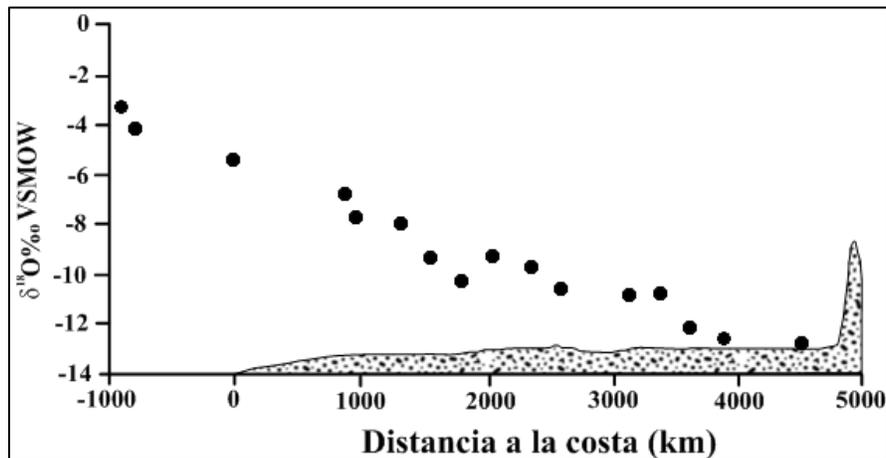


Figura 6-14. Evolución de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación del margen Atlántico del continente europeo. Modificado de Rozansky et al., 1993.

6.5.7 Efecto de Altitud.

Es el fenómeno en el cual los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación se van haciendo más negativos conforme se incrementa la altitud (Kendall, y McDonnell, 1998). El gradiente de

temperatura, que se presenta como respuesta al gradiente de altitud, provoca el enfriamiento adiabático (por expansión) de las masas de vapor de aguas. La evolución de la composición isotópica, producida por el fraccionamiento durante la condensación del vapor de agua a lo largo del gradiente de altitud, genera lluvias cada vez más pobres en isótopos pesados (Figura 6-15).

En base a estudios realizados en distintas regiones del mundo (Tabla 6-1), se determinó que el $\delta^{18}\text{O}$ disminuye entre -0.15 y -0.5‰ por cada 100 m que aumente la altitud (Clark y Fritz, 1997).

Tabla 6-1. Valores de los gradientes de ^{18}O -altitud de distintas regiones del mundo.

Sitio	País	Altitud (m.s.n.m.)	Gradiente $\delta^{18}\text{O}$ (‰ por 100 m)	Referencia
Montañas de Jura	Suiza	500-1200	-0.2	Siegenthaler et al., 1983
Black Forest	Suiza	250-1250	-0.19	Dubois y Flück, 1984
Mont Blanc	Francia	2000-5000	-0.5	Moser y Stichler, 1970
Coast Mountains	Columbia Británica	250-3250	-0.25	Clark et al., 1982
Piedmont	Italia	500-2000	-0.31	Bortolami, et al., 1979
Dhofar Monsoon	Oman	0-800	-0.1	Clark, 1987
Saiq Plateau	Oman	400-2000	-0.2	Stanger, 1986
Mount Cameroun	Camerún	0-4095	-0.155	Fontes y Olivry, 1977

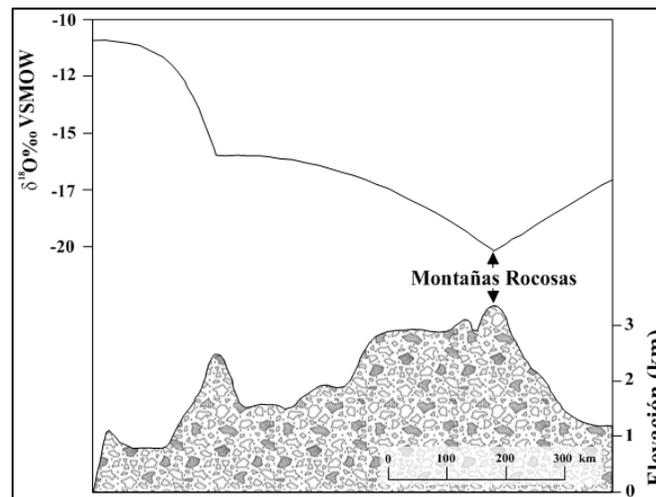


Figura 6-15. Evolución de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación a través de la cordillera de Canadá. Modifica de Yonge et al., 1989.

6.5.8 Efecto de estacionalidad.

Es bien sabido que la humedad atmosférica atenúa las grandes variaciones en la temperatura, por lo tanto, las regiones que encuentran a mayor distancia de la costa presentarán diferencias más pronunciadas en la temperatura entre una estación y otra. Las grandes variaciones estacionales en la temperatura generan también fuertes variaciones en la composición isotópica de la precipitación (Clark y Fritz, 1997).

En la figura 6-16 se muestra la correlación estacional entre temperatura y $\delta^{18}\text{O}$. Sin embargo, puede ser atenuado por algunos factores como el efecto de cantidad y el efecto de latitud (Clark y Fritz, 1997). Como se mencionó anteriormente, la humedad atmosférica amortigua los cambios bruscos de temperatura estacionales, es por esa razón que en las zonas cercanas al ecuador, con mayor porcentaje de humedad atmosférica, los cambios estacionales en la composición isotópica serán menores en comparación a la variación de regiones a altas latitudes (Figura 6-16).

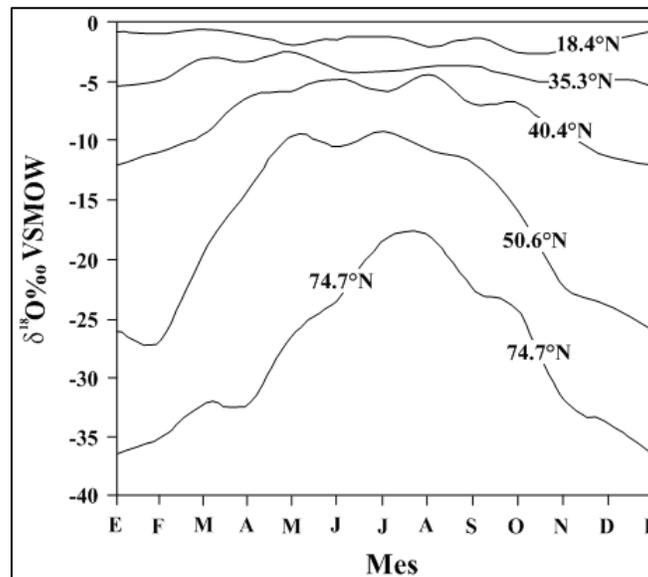


Figura 6-16. Variación estacional de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de estaciones de baja a altas latitudes de Norteamérica. Modificado de Clark y Fritz, 1997.

7. METODOLOGÍA DE TRABAJO.

7.1 Metodología del muestreo de precipitación.

7.1.1 Estaciones colectoras de precipitación.

La IAEA en cooperación con la Organización Meteorológica Mundial, establecieron desde 1960 una red mundial de estaciones para la colección mensual de muestras de precipitación, con objeto de determinar su composición isotópica ($\delta^2\text{H}$, ^3H y $\delta^{18}\text{O}$) en diversos puntos del planeta. En 2008, el Área de Ciencia de la Tierra de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí y el Instituto de Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México, unieron esfuerzos con la IAEA, para trabajar de manera conjunta en la implantación de la red de monitoreo de isótopos en la precipitación del estado de San Luis Potosí y otras regiones del país. La red de isótopos en la precipitación del estado de San Luis Potosí comenzó con la colección de muestras desde junio de 2008 y seguirá por tiempo indefinido. Con base en las condiciones climáticas que predominan en el estado, la precipitación que se colectó consiste básicamente de agua en forma de lluvia y ocasionalmente en forma sólida (granizo); las estaciones no están diseñadas para coleccionar agua que se puede condensar por el efecto de disminución de la temperatura por las mañanas (rocío por ejemplo).

Las estaciones de muestreo fueron distribuidas en el estado de San Luis Potosí, tomando en cuenta las características fisiográficas y climáticas del territorio, tratando de tener representación de cada una de sus regiones geográficas (Huasteca, Media, Centro y Altiplano). Así mismo, la elección de cada estación fue influenciada por el requerimiento de un sitio donde la estructura colectora de precipitación pudiera mantenerse segura (libre de vandalismo), y las muestras de precipitación no sufrieran alteraciones por terceros.

De este modo, 10 estaciones de muestreo fueron sido colocadas en el estado de San Luis Potosí:

Dos estaciones se encuentran ubicadas en la región Altiplano, una en la azotea del edificio central del Campus Altiplano de la UASLP, en el municipio de Matehuala, y la otra ubicada en la azotea del rancho San Jorge, en la cabecera municipal de Venado.

En la región Centro se encuentran instalas 3 estaciones colectoras de precipitación. La primera está colocada en la azotea de un edificio de la Facultad de Ingeniería, en el municipio de San Luis Potosí, la segunda se encuentra en la Facultad de Agronomía de la UASLP, la cual se ubica en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez. La tercera estación de la región Centro ha sido instalada en la azotea de la presidencia municipal de Villa de Arriaga.

Dentro de la región Media del estado de San Luis Potosí se distribuyeron 3 estaciones colectoras de precipitación. En la Sierra de Álvarez, en el cerro conocido como el Cerro de las Microondas, en el municipio de Villa de Zaragoza, se instaló una estación. Una segunda estación se encuentra ubicada en la estación de bombeo de la localidad de Mezquites Chicos, perteneciente al municipio de Cerritos; sitio donde se encuentra el pozo que abastece de agua a la cabecera municipal de Villa Juárez. La tercera estación de la región Media se localiza en el patio del Campus Zona Media de la UASLP, que se ubica en el municipio de Rioverde.

Las últimas 2 estaciones fueron instaladas en la región Huasteca. La azotea del edificio central del Campus Zona Huasteca de la UASLP, en el municipio de Ciudad Valles, fue el sitio elegido para instalar una de las estaciones colectoras de precipitación. La estación restante fue colocada en la azotea de la casa del Señor Tomás Charles, ubicada en la Comunidad denominada Ciénega de Cabezas, perteneciente al municipio de Tamasopo.

La tabla 7-1 y la figura 7-1 muestran la ubicación geográfica, así como la altitud de las estaciones colectoras de precipitación. Así mismo, en las fotografías 7-1 a 7-8 se presenta una panorámica de dichas estaciones y su entorno.

Tabla 7-1. Ubicación en coordenadas geográficas de las 10 estaciones de muestreo que integran la Red Monitoreo de Isótopos en las Precipitaciones del estado de San Luis Potosí.

Región Geográfica	Estación	Municipio	Coordenadas Geográficas.		Altitud (m.s.n.m.)
			Lat. N	Long. W	
Altiplano	Matehuala	Matehuala	23°42.961'	100°39.036'	1641
	Venado	Venado	22°55.979'	101°03.297'	1740
Centro	Ingeniería	Villa de Arriaga	21°54.620'	101°23.005'	2165
	Agronomía	Soledad de G. S.	22°14.060'	100°51.709'	1835
	Villa de Arriaga	San Luis Potosí	22°08.392'	101°00.5648'	1875
Media	Microondas	Villa de Zaragoza	22°04.081'	100°39.828'	2634
	Cerritos	Cerritos	22°22.967'	100°18.726'	1165
	Rioverde	Rio Verde	21°53.963'	99°58.800'	990
Huasteca	Tamasopo	Tamasopo	21°58.503'	99°18.130'	270
	Ciudad Valles	Ciudad Valles	21°58.948'	98°58.667'	100

Para obtener los valores de $\delta^2\text{H}$, ^3H y $\delta^{18}\text{O}$ confiables, es indispensable que la toma de muestras sea realice siguiendo la metodología que la IAEA propone. A continuación se describe la materiales y

la metodología que la IAEA (1996) señala como los indicadores para la realización del proceso de muestreo.

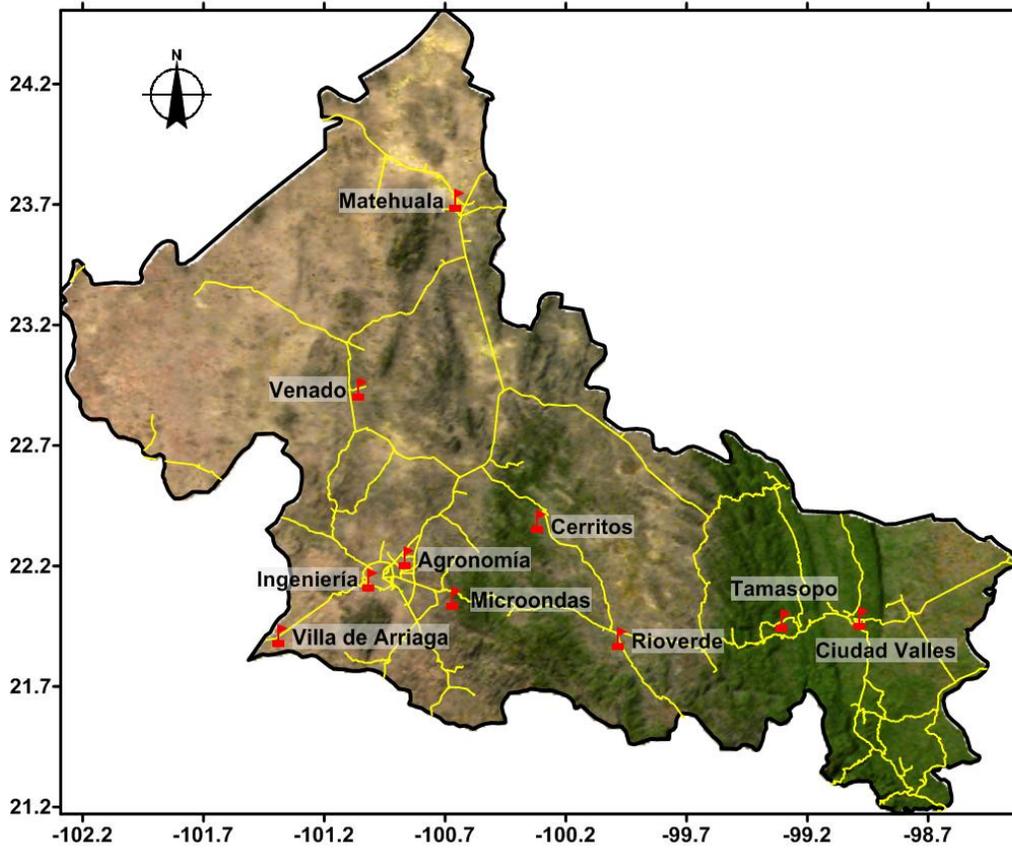


Figura 7-1. Mapa del estado de San Luis Potosí donde se muestra la localización de las estaciones colectoras de precipitación.



Fotografía 7-1. Estación Campus Altiplano, Matehuala.



Fotografía 7-2. Estación Rancho San Jorge, Venado.



Fotografía 7-3. Estación de la Facultad de Agronomía, Soledad de Graciano Sánchez.



Fotografía 7-4. Estación ubicada en la azotea de la presidencia municipal de Villa de Arriaga.



Fotografía 7-5. Estación colocada en el pozo de agua en la localidad de Mezquites Chicos, Cerritos.



Fotografía 7-6. Estación Microondas, instalada en la parte alta del cerro de Microondas, en el municipio de Zaragoza.



Fotografía 7-7. Estación ubicada en la azotea del Campus Zona Huasteca de la UASLP, Ciudad Valles.



Fotografía 7-8. Estación Ciénega de Cabezas, Tamasopo.

7.1.2 Descripción del colector de precipitación.

El colector consta de una estructura de madera, cubierta con pintura blanca que evita su deterioro y calentamiento. En la parte superior de la estructura se encuentra sujetado un embudo captador de agua. En la base del embudo se coloca el bidón de plástico, cuyas dimensiones variaran dependiendo de los requerimientos de cada lugar (Fotografías 7-9, 7-10 y 7-11).



Fotografía 7-9. En la parte izquierda de la imagen se aprecia al colector de precipitación sin pintar. En la misma imagen se observan algunas otras estructuras que ya han recibido el recubrimiento de pintura.



Fotografía 7-10. Imagen de planta de la estructura en la cual se aprecia como es sujetado del embudo a la estructura de madera.



Fotografía 7-11. Imagen de un colector de precipitación terminado y listo para ser puesto en operación.

Cada colector de precipitación fue colocado sobre una superficie plana de 1 m² cubierta con pintura blanca con el fin de disipar la mayor cantidad de radiación y limitar el calentamiento de la muestra (Fotografía 7-12 y 7-13).



Fotografía 7-12 (Izquierda). Proceso previo a la instalación del colector de precipitación, donde la superficie fue cubierta con una capa de pintura calor blanco.

Fotografía 7-13 (Derecha). Colector de precipitación ya instalado y en operación.

7.1.3 Materiales necesarios para el muestreo.

1. **Bidones de 4 y 20 litros de capacidad:** Se utilizan bidones plásticos con tapón de seguridad para evitar el derrame de la muestra. La capacidad de almacenaje de cada bidón dependió de la cantidad de precipitación de cada región. Los bidones son forrados con un aislante térmico y una lámina de papel reflejante, que en conjunto tienen la finalidad de limitar el incremento de la temperatura de la muestra por efecto del calentamiento del sol, para minimizar la posible pérdida de agua por evaporación (Fotografía 7-14a).
2. **Aceite mineral pesado.** La cantidad de aceite utilizado es dependiente del tamaño del bidón. Para los bidones de 4 litros se utilizó 60 mL, y para los bidones de 20 litros se utilizan 220 mL de aceite. Las propiedades físicas del aceite le permiten comportarse como una película que flota sobre el agua, que impedirá la evaporación del agua de precipitación colectada. El aceite mineral pesado utilizado es inerte, por lo que la composición isotópica de la precipitación no sufrirá modificaciones por su incorporación.
3. **Probeta graduada.** Se recomienda utilizar una probeta de 100 mL de plástico (Fotografía 7-14b) para la medición del aceite que se coloca en el recipiente.



Fotografía 7-14 (a-b). Materiales utilizados durante la colecta de muestras de precipitación.

7.1.4 Descripción del proceso de muestreo.

Ya que los puntos y periodos muestreo fueron elegidos intencionalmente, basándose en las características de cada sitio y en las respuestas que se esperan recibir de ellas, el muestreo de este proyecto de investigación se clasifica como: Muestreo no probabilístico de tipo intencional o a conveniencia.

Se entiende por toma o colecta de muestra, a la acción de remplazar el recipiente que capta y almacena la precipitación, por un recipiente limpio y vacío. En el estudio isotópico de la precipitación, el periodo de monitoreo varía con respecto del fin que tenga cada investigación, por lo que se puede tener un muestreo diario, semanal (estudiar eventos de precipitación), mensual o anual (definir procesos en una mayor escala de tiempo). En este estudio, con la finalidad de seguir el protocolo establecido para la GNIP, se trató en la medida de lo posible que cada muestra representara la precipitación integrada de un mes (compósito), por lo tanto, la colecta de muestras se realizó a intervalos del orden de 30 días, siendo los primeros días de cada mes los indicados para realizar la colecta.

Para hacer la toma de muestra se siguieron los siguientes pasos:

1. Remover el embudo colector que se encuentra sujeto a la estructura mediante 4 tornillos (Fotografía 7-15).
2. Inmediatamente después se extrae el recipiente y es sellado perfectamente con el tapón de seguridad y el tapón normal. De esta manera se asegura evitan las pérdidas por derramamiento o evaporación.
3. Para tener un buen control de las muestras, cada recipiente se marca con una etiqueta que contiene los siguientes datos: estación, fecha de recolección y mes de precipitación.

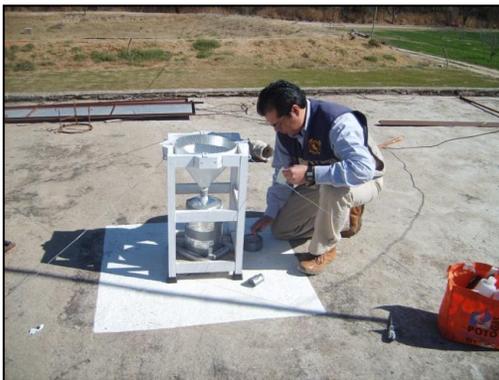
4. Así mismo, es indispensable anotar en la libreta de campo el volumen recogido y la información relativa a la estación de observación.
5. El recipiente que se coloca en el colector de precipitación en sustitución del antiguo, debe ser lavado previamente para evitar que la muestra se contamine. Debido a que la precipitación permanece en el recipiente por varios días, es necesario agregar aceite mineral al recipiente antes de colocarlo en el colector, para formar una película flotante de aproximadamente 0.2 mm de espesor, el cual impedirá la evaporación del agua (Fotografía 7-16).
6. Se coloca el recipiente dentro de la estructura, y enseguida se sujetará el embudo a la base por medio de los tornillos.



Fotografía 7-15. Remoción del embudo que se encuentra sujetado a la parte superior del colector de precipitación



Fotografía 7-16. Preparación del nuevo bidón. Se le coloca aceite mineral pesado para formar una película que evite la evaporación del agua.



Fotografía 7-17. Colocación del nuevo bidón en la estructura. Para evitar la entrada de agentes extraños se coloca un trozo de cinta para ductos en la unión del embudo y el bidón.



Fotografía 7-18. Termina el proceso de colecta de muestra. La muestra recolectada se encuentra dentro de la bolsa y el bidón nuevo se encuentra en la estructura.

7. Si es necesario, se coloca una tira de cinta en la unión del embudo y el recipiente, con el fin de evitar la entrada de partículas (Fotografía 7-17).

8. Las muestras deberán ser llevadas de inmediato a un sitio donde estén a temperatura ambiente y reciban la menor cantidad de radiación solar (Fotografía 7-18).
9. Aproximadamente 15 días después, las muestras pasaran a laboratorio donde serán preparadas para su análisis.

7.1.5 Relación de muestras colectadas.

A partir de su instalación en junio del 2008, la Red de Monitoreo de Isótopos en la Precipitación del estado de San Luis Potosí ha colectado la precipitación mensual en las 10 estaciones mencionadas en la tabla 7-1.

No obstante que el proyecto y la colecta de muestras de precipitación seguirán por al menos 10 años, este trabajo de tesis solo integra la información obtenida a partir de junio del 2008 hasta el mes de octubre del 2010. En el periodo de 29 meses se han colectado 189 muestras de precipitación, cuyo registro se muestran en la tabla 7-2.

7.2 Metodología de trabajo en laboratorio.

Los bidones con la precipitación mensual de cada una de las estaciones son trasladados y almacenados en un lugar obscuro y fresco. El traslado de las muestras generalmente ocasiona que el aceite se emulsione con el agua, por lo tanto se dejan reposar las muestras durante aproximadamente 2 semanas, hasta lograr en cuanto sea posible el menor grado de emulsión.

Después de las 2 semanas de reposo, se elimina la mayor cantidad de aceite presente en la muestra, lo cual se puede realizar mediante simple filtrado y una decantación cuando sea necesario. La figura 7-2 esquematiza los procesos y análisis a los que serán sometidas cada muestra.

Los materiales de laboratorio necesarios para el filtrado y separación del aceite que se enlistan a continuación fueron facilitados por el Laboratorio de Análisis Químico de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, donde dicho procesos fue realizado (Fotografía 7-19).

- | | |
|----------------------------------|-------------------------------------|
| a) Matraz Kitasato (1 L.). | e) Bomba portátil de vacío. |
| b) Embudo Buchner. | f) Embudo de decantación (500 mL.). |
| c) Matraz Erlenmeyer (1 L.). | g) Embudo de plástico. |
| d) Papel filtro de poro mediano. | h) Manguera de caucho. |

Tabla 7-2. Inventario de cada una de las 189 muestras colectadas en las 10 estaciones desde junio del 2008 hasta octubre del 2010.

Estación	2008							2009											2010										
	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct
Matehuala	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
Venado	+	+	+	+	-	-	-	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
Ingeniería	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
Agronomía	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
V. Arriaga	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	-	-	+	+	+	+	+	-
Microonda	-	-	+	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
Cerritos	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-
Rioverde	+	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Tamasopo	-	-	-	-	+	+	-	-	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+
Cd. Valles	+	-	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	+	-	-	+	-	+	+	+	+	+

+ Mes con muestra.

- Mes sin muestra.

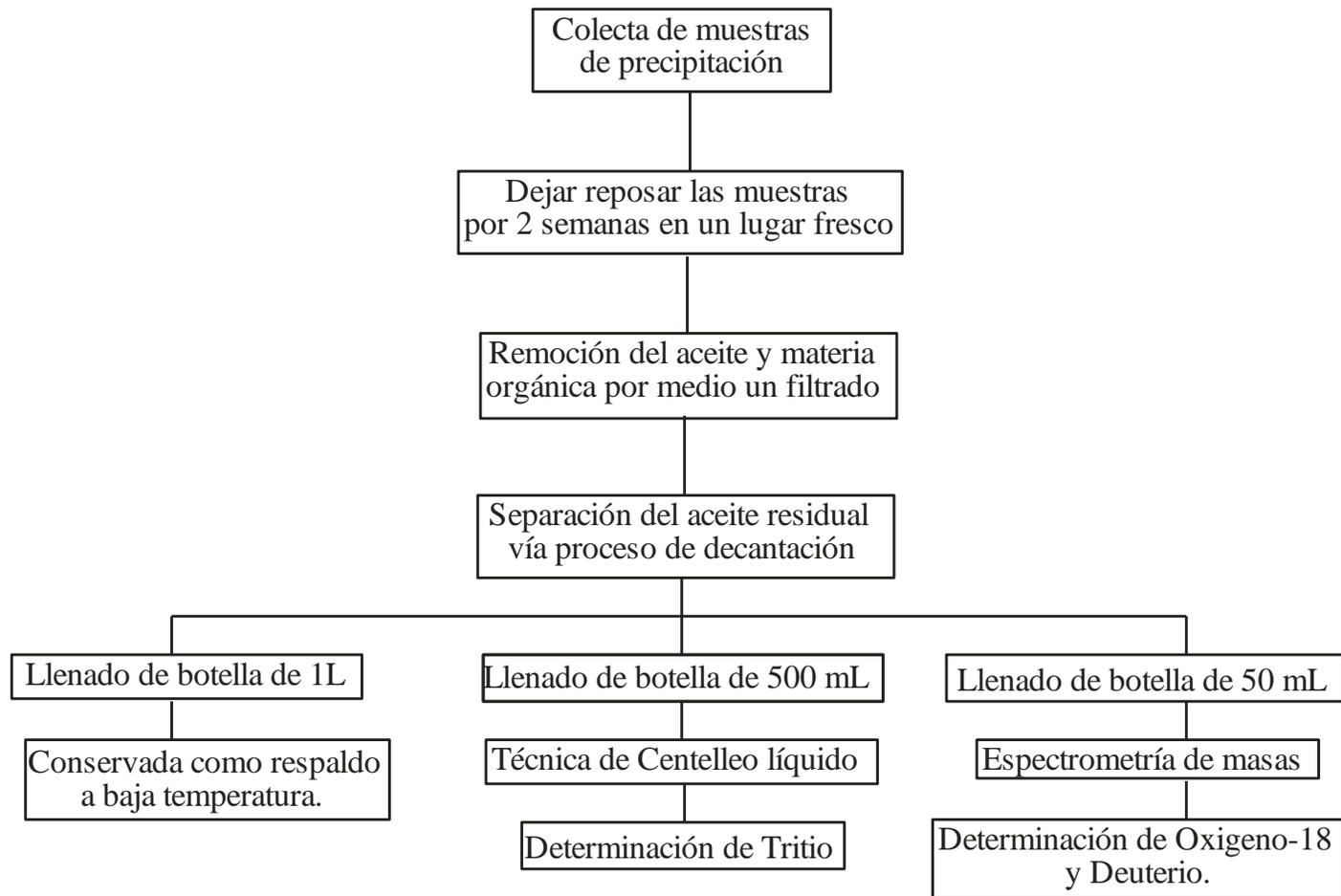


Figura 7-2. Diagrama que indica los procedimientos realizados a las muestras de precipitación.



Fotografía 7-19. Material de laboratorio utilizado para la separación del aceite presente en las muestras de precipitación.

Los pasos que se siguieron para lograr la separación del agua y el aceite son los siguientes:

1. Se coloca el papel filtro de poro mediano en dentro del embudo Bunchner.
2. El embudo Buchner es colocado insertado en el matraz Kitasato cerciorándose que la unión entre ambos quede perfectamente sellada.
3. Un extremo de la manguera de caucho se une al matraz Kitasato y el otro se une a la bomba de vacío (Fotografía 7-20).
4. Se vierte la muestra de precipitación en el embudo Buchner y se pone a funcionar la bomba de vacío. Ahora esperamos a que la muestra de precipitación pase a través del papel filtro y los residuos junto con el aceite sean retenidos (Fotografía 7-21).
5. Si la muestra filtrada está lo suficientemente libre de aceite, esta se colocará en botellas de plástico de 1 L y 50 mL. Lo anterior se hace ayudados del embudo plástico pequeño (Fotografía 7-22).
6. Si la muestra aun presenta restos de aceite se utilizaran los embudos de decantación, donde la diferencia en el peso entre la muestra de precipitación y el aceite hace posible su separación.

Después de separar el aceite, el agua de la precipitación será vertida en recipientes de 500 mL (para análisis de ^3H) y de 50 mL (para el análisis de ^{18}O y ^2H), cantidades de agua que se consideran el óptimo necesario para los análisis isotópicos (Fotografía 7-23). Cuando se dispone de cantidades menores, se envía el agua recogida al laboratorio encargado de los análisis isotópicos, que en tal caso solo efectuará los análisis posibles.

En ningún caso se llena completamente los recipientes, se deberá dejar un espacio (más o menos el 5% del volumen del frasco) para permitir la expansión del agua resultantes de los posibles cambios de temperatura y/o presión. Los frascos se marcarán claramente con la información relativa a la estación de observación (Fotografía 7-24), mes de precipitación y a la cantidad de la precipitación total, y serán enviados al laboratorio que se encargara del análisis, en este caso, el laboratorio de Hidrología Isotópica de la IAEA, ubicado en Viena. Una botella con 1 L de la muestra es conservada a baja temperatura, dicha muestras sirven de respaldo (Fotografía 7-25).



Fotografía 7-20 (Izquierda). Dispositivo para la separación del agua y el aceite.
Fotografía 7-21 (Derecha). Inicio del proceso de filtrado de la muestra.



Fotografía 7-22 (Izquierda). Embudo Buchner después del filtrado. Los residuos de materia orgánica y aceite son retenidos por el papel filtro.
Fotografía 7-23 (Derecha). Las muestras ya filtradas son colocadas en embases de plástico para su posterior envío y análisis.



Fotografía 7-24 (Izquierda). Muestras de 1 L y 50 mL etiquetadas y listas para su envío.



Fotografía 7-25 (Derecha). Muestras de respaldo conservadas a bajas temperaturas en el refrigerador del laboratorio de análisis químico de la USLP.

7.3 Determinación de Isótopos Estables

A principios del siglo XX se inició el desarrollo de la técnica de espectrometría de masas. El primer suceso que marca este desarrollo fue el trabajo de Thomson en 1899, en el cual se describe el primer espectrómetro de masas, sin embargo, fue hasta 1918 y 1919 que se construyeron los primeros instrumentos capaces de actuar como espectrómetros de masas. La segunda guerra mundial (1939-1945) trajo consigo importantes avances en el campo de la tecnología, los cuales permitieron que diversas áreas de las ciencias tuvieran desarrollo importante.

En 1947, Alfred Nier desarrolló el primer espectrómetro de masas con entrada doble de muestra y doble colector de fuente de gaseosa, lo cual permitió hacer medidas simultáneas de dos isótopos presentes en la muestra y en el estándar de referencia (Figura 7-3) (Clark y Fritz, 1997). Este descubrimiento fue pieza clave en el desarrollo de muchas ramas de la ciencia y en particular, potenció la generación de conocimientos en el área de la Hidrología Isotópica. Sin embargo, el continuo avance tecnológico ha permitido el desarrollo de técnicas como la Espectrometría de absorción.

7.3.1 Espectrometría de absorción.

El campo de la espectroscopia está en continua renovación por el desarrollo de nuevas herramientas y las mejoras en la resolución o sensibilidad de los equipos. Casi siempre, los avances en este

campo son dirigidos a la resolución de un problema en particular, sin embargo, con el tiempo su uso se va ampliando a otras disciplinas de la ciencia. Es el caso de la espectroscopia de absorción (Berden y Engeln, 2009).

La espectroscopia de absorción es una técnica simple no invasiva, que permite obtener información de muestras en fase sólida, líquida y gaseosa (Mark, 2008). En esta técnica, se mide la atenuación de la luz que viaja a través de muestras, la concentración de una especie molecular es obtenida mediante la ley de Beer-Lambert (Ecuación 21) (Berden y Engeln, 2009).

$$I = I_0 \exp(-\alpha d) \qquad \text{Ecuación 21}$$

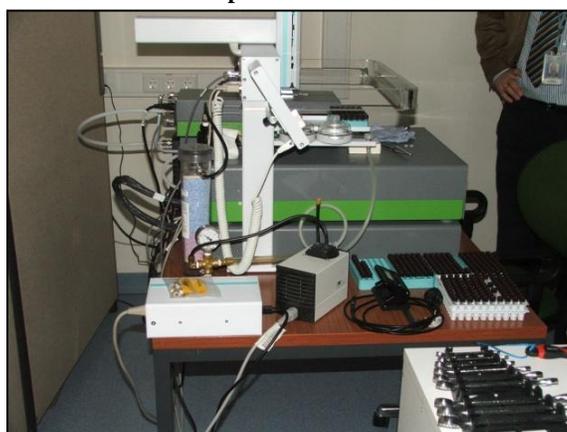
Donde: I = intensidad transmitida,
 I_0 = intensidad de la luz incidente,
 d = longitud de la muestra, y
 α = coeficiente de absorción de la muestra.

El laboratorio del Departamento de Hidrología Isotópica de la IAEA, es el encargado de hacer el análisis isotópico a las muestras de precipitación de la GNIP, a la cual pertenecen las estaciones del estado de San Luis Potosí. En dicho laboratorio, ubicado en la ciudad de Viena, se realiza actualmente la medición del contenido de isótopos estables (^2H y ^{18}O) por medio del Analizador de Isótopos marca Picarro, modelo L1102-i (Fotografía 7-26 y 7-27), el cual es un espectrómetro de alta tecnología, que analiza las líneas de absorción, únicas para cada especie molecular del agua (H_2^{16}O , H_2^{18}O y $\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$), repetidamente y con precisión, proporcionando los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en manera rápida.

El Analizador de Isótopos L1102-i, basa su operación en la técnica de Espectroscopia de Celda de Absorción (CRDS), la cual le confiere una gran sensibilidad y precisión, mayor a la del IRMS (Tabla 7-3). Así mismo, este equipo puede medir simultáneamente $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ con rapidez, tanto de muestras en estado líquido o gaseoso. La inyección de las muestras puede hacerse de forma manual, o si se desea el equipo cuenta con un automuestreador controlado por un software, el cual es capaz de hacer la inyección de pequeñas cantidades de muestra con gran precisión (Fotografía 7-28).



Fotografía 26. Vista frontal del Analizador de Isótopos marca Picarro modelo L1102-i.



Fotografía 7-27. Vista lateral del Analizador de Isótopos marca Picarro modelo L1102-i.



Fotografía 7-28. Analizador de Isótopos del laboratorio de Hidrología Isotópica de la IAEA. En la parte superior del Analizador de Isótopos L1102-i (en color gris) se observa el automuestreador (en color blanco).

Tabla 7-3. Espectroscopía de Celda de Absorción (Cavity Ring-Down Spectroscopy o CDRS)

Especificaciones de Analizador de Isótopos Picarro L1102-i		
Relación Isotópica	Precisión	Desvío/24 hrs.
$H_2^{18}O/H_2^{16}O (\delta^{18}O)$	<0.1‰	< ± 0.3‰
$H^2H^{16}O/H_2^{16}O (\delta^2H)$	<0.5‰	< ± 0.9‰

La Espectroscopia de Celda de Absorción (Cavity Ring-Down Spectroscopy o CDRS) es una técnica nueva de absorción de laser que tiene el potencial de realizar mediciones cuantitativas de especies atómicas y moleculares con alta sensibilidad, comparable con la espectroscopia fotoacústica (Zalicki y Zare, 1995). El CDRS se basa en la medición del decaimiento de la luz por extinción, el cual fue desarrollado por O'Keefe y Deacon en 1988. En su publicación, O'Keefe y Deacon (1988), mencionan que dicho instrumento, construido para medir la reflectividad de los espejos, podía ser usado para medir la débil absorción de luz del aire originada por la transición molecular de oxígeno. Tan solo 2 años después, O'Keefe y el grupo de Richard Saykally comenzaron a publicar una serie de reportes, donde describían los resultados obtenidos del uso del CRDS en otras aplicaciones (Mark, 2008), fue entonces que el uso del CRDS se comenzó a expandirse a otras áreas de la ciencia (Mark, 2008).

7.3.2 Principio básico del CRDS

Como muchos otros nuevos métodos, el CRDS es producto de un avance en la tecnología, en este caso la mejoría en la reflectividad de los espejos dieléctricos. El principio básico del CRDS se presenta gráficamente en la figura 7-3 y se describe a continuación:

1. Una onda continua o pulso de luz es emitida de una fuente laser. El haz de luz es enviado hacia la Celda de absorción o resonador óptico de alta fineza (Cavity Ring-Down) por medio de espejos ultra-reflectivos (Reflectividad>99%) (Zalicki y Zare, 1995; Crosson et al., 1999).
2. Por medio del software del equipo, se sintoniza el pico de absorción único y característico para especie molecular que se desea analizar en la muestra.
3. Dentro de la Celda de Absorción (Cavity Ring-Down) la luz es reflejada múltiples veces entre los dos espejos de alta reflectividad, hasta que la longitud total del recorrido de la luz alcance los 20 kilómetros (Mark, 2008). Este proceso se realiza en milésimas de segundo.

4. Primero se mide el tiempo en que la intensidad de luz decae en la celda de absorción sin muestra o al vacío (τ) (Mark, 2008). El valor de τ es obtenido en base a la ecuación 22. Esta primera medición es parte importante en el cálculo de la concentración de la especie molecular de interés presente en la muestra.
5. Enseguida se colocará la muestra en la celda de absorción y se realizará nuevamente los pasos 1 y 3.
6. Esta vez la señal de la intensidad de luz dentro de la celda de absorción decaerá mas rápidamente debido a la absorción de la muestra (Crosson et al., 1999). Por lo tanto el tiempo en que se realizara el decaimiento será menor (τ_v).
7. La segunda medición, correspondiente al tiempo en que ocurre el decaimiento cuando las partículas de interés absorben la luz (τ_v) se calcula con la ecuación 23.
8. Finalmente la concentración de una especie molecular en particular se calcula con la ecuación 24.

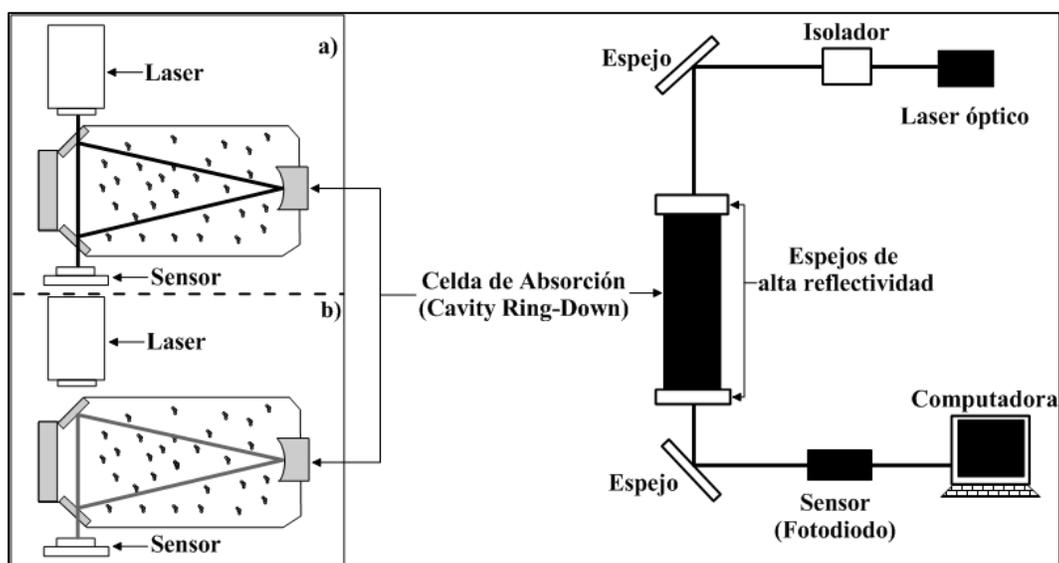


Figura 7-3. Esquema general del un Espectrómetro de Celda de Absorción (CRDS). En la parte izquierda se representa de manera general el funcionamiento de la Celda de Absorción. En el recuadro a) se aprecia como el haz de energía enviado por el laser entra en la Celda y comienza a ser absorbido por las moléculas. En el recuadro b) la emisión de luz ha cesado y la intensidad de la luz que es detectada en el sensor comienza a decaer. Tomado de Crosson et al., 1999.

$$\tau = \frac{d}{c(1-R)}$$

Ecuación 22

$$\tau_v = \frac{d}{c(1 - R + \sigma(v)Nd)} \quad \text{Ecuación 23}$$

$$N = \frac{1}{c\sigma(v)} \left(\frac{1}{\tau_v} - \frac{1}{\tau} \right) \quad \text{Ecuación 24}$$

Donde:

- c = Velocidad de la luz
- d = Longitud de la Celda
- R = Reflectividad de los espejos
- N = Densidad molecular (Concentración)
- σ = Absorción a través de la sección.
- τ = Tiempo de decaimiento
- v = Frecuencia.

7.4 Determinación de Tritio

El tritio (^3H) es un isótopo del hidrógeno de vida corta (vida media=12.43 años) (Clark y Fritz, 1997). Las pruebas termonucleares de inicio de la década de los 1950's, principalmente en el hemisferio norte, introdujeron una gran cantidad de ^3H artificial a la atmósfera. El Dr. Brown en conjunto de la Atomic Energy Canadian Limited (AECL) iniciaron con el monitoreo de este isótopo en la precipitación de la región de Ottawa. En 1952 publicaron los primeros datos producto de dicho monitoreo, lo cuales mostraron un dramático incremento en la cantidad de ^3H atmosférico (Clark y Fritz, 1997).

Estudios en la concentración de ^3H en la precipitación han demostrado que su exceso en la atmósfera, producto de las pruebas nucleares (^3H termonuclear), ha sido removido en los últimos años (Lal, 2005). Actualmente, cantidades pequeñas de ^3H son producidas naturalmente en la estratósfera como consecuencia de la radiación cósmica sobre el ^{14}N (Origen Cosmogénico) (Clark y Fritz, 1997). Tanto el ^3H de origen termonuclear como el cosmogénico entran en el ciclo hidrológico vía la precipitación, aportando una herramienta útil en la determinación de tiempos de recarga del agua subterránea a partir de la precipitación.

La metodología para determinación del contenido de ^3H es diferente a la de los isótopos estables del agua. El decaimiento radiactivo del ^3H involucra la liberación de partículas beta (β) que permiten su

cuantificación. El método más utilizado para la determinación de ^3H en el agua es Contador de Centelleo Líquido (CCL), que se describe a continuación.

Cabe destacar, que la concentración del ^3H es afectada por el decaimiento radiactivo del mismo, por lo tanto, es necesaria la hacer la corrección de la actividad del ^3H a la fecha de la colecta de la precipitación.

7.4.1 Contador de Centelleo Líquido (CCL).

Previo a la aplicación de la técnica de centelleo líquido, las muestras se enriquecen por reducción electrolítica del volumen de la muestra, lo que concentra los isótopos pesados (^2H y ^3H) en el agua residual. La técnica de medición de centelleo líquido es la más sensible y versátil para la detección y cuantificación de radiactividad (Bombén, 1997). Esta técnica es aplicable a todo tipo de emisiones: partículas alfa, beta y radionúclidos gamma.

Este método se basa en la propiedad de ciertos materiales de emitir luz cuando sus moléculas son excitadas, propiedad conocida como luminiscencia. En esta técnica se cuantifica la luz emitida por dichos materiales, producida por la colisión de partículas de alta energía provenientes del decaimiento radiactivo (Bombén, 1997). En términos generales la técnica de Conteo de Centelleo Líquido se describe de la siguiente manera:

1. Las muestras de precipitación son colocadas en alícuotas y se les agrega un líquido centellante, que es una mezcla comercial con varios constituyentes, que incluyen un solvente (Benceno es el más utilizado), un centellador primario (polifenileno óxido), surfactantes, gelificantes y oxidantes, estos últimos 3 se encargan de lograr que la solución centelleante sea homogénea (Bombén, 1997). Los requisitos que deben de cumplir esta mezcla es que se combine perfectamente con el agua, y que transforme la energía de los electrones primarios en energía fluorescente (Mook, 2002).
2. Al agregar el líquido centellante a la muestra, el primero comenzara a emitir un fotón de luz cada vez una partícula β , liberada en el proceso de decaimiento radiactivo del ^3H , impacta con los átomos del líquido centellante (Mook, 2002). Mediante un detector fotosensible, llamado fotocátodo, es posible transformar el haz de fotones en electrones primarios (Figura 7-5).

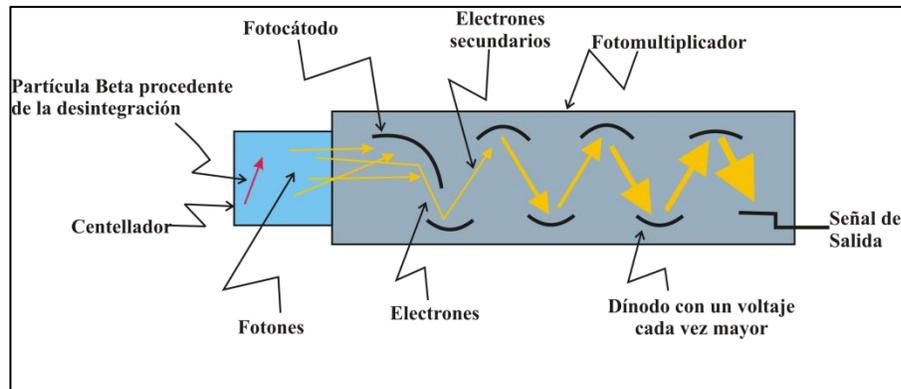


Figura 7-4. Esquema de un contador de centelleo líquido. Modificada de Mook, 2002.

3. El número de electrones primarios es muy baja, por este motivo se necesita un proceso que multiplique los centelleos. El tubo fotomultiplicador realiza esta función. Cada electrón primario se acelera y provoca la emisión adicional de electrones secundarios en el electrodo secundario o dínodo, que se encuentra a un voltaje mayor (Figura 7-5).
4. Este proceso se repite hasta que finalmente un pulso eléctrico medible llega al último dínodo (Mook, 2002).
5. La amplitud del pulso eléctrico es directamente proporcional al número de fotones detectado por el fotocátodo y por lo tanto de la energía de la radiación que lo originó (Bombén, 1997).

$$\text{Altura del pulso} = k \cdot \text{energía}$$
6. Registrando cada pulso durante un periodo de tiempo se obtiene una indicación del número de eventos de centelleo ocurridos en este tiempo.

7.5 Procesamiento estadístico de datos.

Los datos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H obtenidos en el laboratorio de Hidrología Isotópica de la IAEA, fueron sometidos a un análisis estadístico básico, con el fin de corroborar su confiabilidad. Así mismo, por medio de un análisis de correlación, la variación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H de las muestras de precipitación fueron contrastados con otros parámetros como la cantidad de precipitación, temperatura, altitud, entre otros, para determinar cuáles de ellos están controlando la distribución de dichos isótopos en la precipitación de cada sitio. El procesamiento estadístico antes descrito, se realizó siguiendo la metodología que la IAEA recomienda (1981) y utiliza en la elaboración de sus reportes técnicos.

7.5.1 Media.

La media o valor promedio es definida como la suma de los resultados dividida entre el numero de mediciones hechas.

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i = (x_1 + x_2 + x_3 + \dots + x_N) / N \quad \text{Ecuación 25}$$

Donde: N = Numero de mediciones.

x = Es el parámetro medido, en este caso $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ o ^3H (Mook, 2002).

7.5.2 Media Ponderada.

Los valores del contenido isotópico ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H), serán ponderados con respecto a la cantidad de precipitación del mes correspondiente, con el fin de eliminar el efecto de cantidad de dichos valores. Entonces la media ponderada será calculada en base a la siguiente ecuación.

$$\overline{\delta_{WA}} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \delta_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad \text{Ecuación 26}$$

Donde: $\overline{\delta_{WA}}$ = Media ponderada anual.

P_i = Precipitación mensual.

δ_i = Contenido isotópico respectivo de cada muestra (IAEA, 1981).

7.5.3 Desviación Estándar.

La varianza es la media de los cuadrados menos el cuadrado de las medias, es decir, es la *dispersión estadística* de los datos alrededor de la media. La precisión en la obtención de los datos se

representa a partir de la *desviación estándar*, que es la raíz cuadrada de la varianza. Cuanta más pequeña sea la desviación estándar, mejor es la precisión (IAEA, 1981).

La desviación estándar se calcula mediante la siguiente ecuación.

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum (x_i - \bar{x})^2}$$

Ecuación 27

Donde N = Número de datos disponibles

x_i = Valor de la concentración isotópica de cada mes

\bar{x} = Valor del promedio de los datos (Media).

7.5.4 Ajuste por mínimos cuadrados.

Este es un método de regresión muy usado para ajustar la variable dependiente y sobre la variable independiente x, el cual minimiza la suma de los cuadrados de la desviación de y con respecto a la línea de regresión (IAEA, 1981). Si la ecuación de la línea de regresión es:

$$y = ax + b$$

Ecuación 28

La pendiente es definida por:

$$a = \frac{\sum xy - \sum x \sum y/n}{\sum x^2 - (\sum x)^2/n}$$

Ecuación 29

La intercepción es:

$$b = \sum y/n - a \sum x/n = \bar{y} - b\bar{x}$$

Ecuación 30

El coeficiente de determinación es:

$$r^2 = \frac{\left[\sum xy - \frac{\sum x \sum y}{n} \right]^2}{\left[\sum x^2 - \frac{(\sum x)^2}{n} \right] \left[\sum y^2 - \frac{(\sum y)^2}{n} \right]}$$

Ecuación 31

Siendo r el coeficiente de correlación

El error estándar estimado de y en x es:

$$s_{y.x} = \left(\frac{\sum y^2 - a \sum y - b \sum xy}{n-2} \right)^{1/2}$$

Ecuación 32

La desviación estándar en la pendiente es.

$$\sigma_a = \frac{s_{y.x}}{\left(\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n} \right)^{1/2}}$$

Ecuación 33

La desviación estándar en la intercepción es:

$$\sigma_b = s_{y.x} \left(\frac{\sum x_i^2}{n \left[\sum x_i^2 - \frac{(\sum x_i)^2}{n} \right]} \right)^{1/2}$$

Ecuación 34

La regresión por el método de mínimos cuadrados ha sido utilizada en estudios isotópicos en precipitación, obteniendo muy buenos resultados. Las correlaciones hechas mediante este método incluyen:

- a) δD mensual y precipitación mensual.

- b) $\delta^{18}\text{O}$ mensual y precipitación mensual.
- c) δD mensual y temperatura mensual.
- d) $\delta^{18}\text{O}$ mensual y temperatura mensual.

7.6 Metodología de construcción del mapa de distribución de valores isotópicos en precipitación.

La interpolación espacial es un método que permite la estimación de la composición isotópica de la precipitación de zonas donde no se cuenta con esos valores, por medio de una ecuación que toma en cuenta la variabilidad de los parámetros geográficos (Bowen y Revenaugh, 2003). Esta técnica permite también la generación de mapas que muestran la variabilidad espacial de la composición isotópica.

En 1964, Dansgaard observó la relación que existe entre la temperatura y la variación espacial de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la precipitación. Tal observación ha sido aplicada en la interpretación de los valores isotópicos de distintas regiones del planeta. Subsecuentes estudios se han enfocado en identificar los factores que controlan la temperatura y que por consecuencia modifican el contenido isotópico de la precipitación (Dansgaard, 1964; Sheppard et al., 1969; Navit y Riggio, 1990; Rozanski et al., 1993). Haciendo uso de toda la información generada anteriormente, en el 2001, un grupo de investigadores que trabajan de manera conjunta con la IAEA, realizaron una serie de mapas que representaban la composición de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la precipitación (Birks et al., 2002). Para el 2002, Bowen y Wilkinson, desarrollaron un esquema de interpolación que combinaba un modelo empírico para tendencias isotópicas que relacionaba la latitud y la altitud (como controles del efecto de la temperatura) con la interpolación espacial. La metodología de Bowen y Wilkinson (2002), es la más utilizada para la interpolación de datos isotópicos y la generación de mapas de distribución isotópica de la precipitación, y es la que se siguió para la construcción de los mapas de distribución isotópica en el estado de San Luis Potosí.

7.6.1 Selección de datos.

Los datos disponibles de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H en la precipitación del estado fueron evaluados para asegurar que sean de buena calidad, ya que la inclusión de datos incorrectos puede dar lugar a la creación resultados erróneos.

7.6.2 Identificación de factores control.

La elección de los factores que tienen una mayor influencia en la distribución isotópica en la precipitación (geográficos, climatológicos, etc.) van a depender de las escalas espaciales y temporales. Estudios previos han establecido que la distribución espacial de la composición isotópica en la precipitación depende principalmente de la latitud, la altitud, la distancia a la costa, la cantidad de precipitación y la evaporación secundaria (Dansgaard, 1964; Sheppard et al., 1969; Navit y Riggio, 1990; Rozanski et al., 1993). La identificación de los factores control se logró con base en el análisis de correlación realizado en el análisis estadístico de los datos. Los parámetros que mostraron un alto coeficiente de correlación con los valores isotópicos fueron considerados como factores de control.

7.6.3 Derivación del modelo matemático.

La ecuación de regresión se obtuvo siguiendo la metodología propuesta por Bowen y Wilkinson (2002), que incluye aplicar la técnica de regresión de dos pasos entre los valores isotópicos y los factores control.

El primer paso es obtener una ecuación que relacione el factor control (variable independiente) con mayor influencia en la distribución isotópica (variable dependiente). En general, la correlación de los datos isotópicos con el factor de mayor influencia describe una línea curva, la cual es representada matemáticamente con un polinomio de segundo orden (ecuación 35).

$$y = ax^2 + bx + c \quad \text{Ecuación 35}$$

Utilizando la ecuación 35 se obtienen valores isotópicos modelados para cada una de las estaciones. Posteriormente se calcula el valor residual mediante la ecuación siguiente:

$$RES \text{ ‰} = \delta_{\text{medido}} - \delta_{\text{calculado}} \quad \text{Ecuación 36}$$

El segundo paso consta de obtener la relación entre el valor residual (variable dependiente) y el segundo factor en orden de importancia (variable independiente). Esta relación se obtiene mediante

un análisis de regresión por mínimos cuadrados. La ecuación resultante tendrá la siguiente estructura.

$$y = mx + b \quad \text{Ecuación 37}$$

Donde la ordenada al origen será igual a cero y la ecuación quedara como la ecuación 38.

$$y = mx \quad \text{Ecuación 38}$$

El último paso en la derivación del modelo de matemático es unir la ecuación 35 y la 38 para obtener una sola ecuación (Ecuación 39).

$$y = ax^2 + bx + mx + c \quad \text{Ecuación 39}$$

7.6.4 Generación del mapa de distribución de isotópica.

La base para la construcción del mapa de distribución isotópica en el estado de San Luis Potosí fue un modelo digital de elevaciones obtenido de la cartografía del Instituto Nacional de Estadísticas Geografía en Informática, con un tamaño de malla de 200×200 m. Este modelo fue creado y manipulado en el software Surfer 9 de Golden Software, Inc. La base de datos del modelo digital de elevaciones (MDE), contiene la información de los factores control.

La ecuación obtenida en el paso anterior (ecuación 39) será aplicada a la base de datos del MDE para obtener el mapa continuo de la distribución isotópica del estado de San Luis Potosí.

7.6.5 Comparación con los nuevos datos.

Los mapas de distribución de isótopos en precipitaciones se compararan con nuevos datos, lo cual servirá para evaluar el grado de exactitud del modelo.

8. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

8.1 Representatividad del Muestreo.

La campaña de colección de muestras de precipitación, que inició en junio del 2008 y hasta la fecha sigue en proceso, dio como resultado la obtención de 189 muestras (hasta octubre del 2011). En la tabla 8-1 se han registrado los meses en los que se hizo colecta de muestra de precipitación. Adicionalmente, se han sombreado los meses en los que las estaciones meteorológicas del Servicio Meteorológico Nacional (SMN), cercanas a las estaciones colectoras de precipitación, tienen registro de precipitación. Al comparar los meses con registro de precipitación en las estaciones meteorológicas, con los meses en los que se colectó muestra, se calcula el grado de representatividad que tienen las muestras de precipitación colectadas (Tabla 8-1).

La representatividad del muestreo en general es de 95 %, lo que significa que de los 225 meses con registro de precipitación se colectaron 214 muestras mensuales. Este valor es bastante bueno si se tienen algunas consideraciones de carácter logístico, lo cual implica la planeación y la disponibilidad de los recursos tanto económicos como humanos para llevar dicho muestreo mensual. En suma se debe tomar en cuenta la distancia entre cada estación de muestreo y la estación meteorológica, ya que hay ocasiones en que está lo suficientemente grande como para que en un punto se registre precipitación y que en el otro lado la precipitación sea muy baja o nula.

Los valores de representatividad muy cercanos al 100% para las estaciones Ingeniería, Agronomía, Villa de Arriaga, Venado y Matehuala (0.83, 0.90, 0.86, 0.95 y 0.91 respectivamente) son producto de meses con registro de precipitación menor o igual a 10 mm (Tabla 8-1), los cuales por distintas circunstancias (distancias de la estación meteorológica a la estación de colecta, temperatura ambiente y humedad atmosférica), generan un volumen de una muestra menor al necesario para el análisis isotópico.

Por el contrario, el resto de las estaciones de muestreo tienen valores de representatividad de 100 % (Cd. Valle, Tamasopo, Cerritos, Rioverde y Microondas). Estos valores se deben a que dichas estaciones cuentan con condiciones de temperatura y humedad mayor a las antes mencionadas, lo cual se aprecia en el mayor número de meses con precipitación, llegando a ser tener un registro de 27 meses con precipitación en la estación de Cd. Valles. Cabe mencionar que la mayoría de estas estaciones se han colocado bidones con capacidad de 20 litros (excepto Rioverde), debido que la zona Huasteca registra grandes volúmenes de precipitación.

Tabla 8-1. Meses en los cuales se colecto muestra de precipitación comparado con los meses en los que el Servicio Meteorológico Nacional registró precipitación.

Estación	2008						2009						2010						Meses con colecta muestra	Meses con registro de precipitación	Representatividad											
	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre				Diciembre	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre
Matehuala	+	*	+	+	+	-	-	-	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	21	23	0.91
Precipitación (mm)							1		4																							
Venado	+	+	+	+	-	-	-	+	+	-	+	+	+	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	20	21	0.95
Precipitación (mm)							4							7				4														
Ingeniería	+	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+	+	*	-	+	+	+	-	+	+	-	+	+	+	+	+	+	-	19	23	0.83
Precipitación (mm)							3		7					10				5														
Agronomía	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+	+	*	-	+	+	+	-	*	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	19	20	0.95
Precipitación (mm)					6									4																		
V. Arriaga	+	+	+	+	-	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	+	+	-	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	-	18	21	0.86
Precipitación (mm)							4							6									13									
Microondas			+	+	‡	-	-	-	+	-	+	+	+	‡	+	+	-	‡	+	+	-	+	+	+	+	+	+	*	-	18	18	1
Cerritos			+	‡	+	-	-	‡	-	‡	+	‡	+	‡	+	+	+	‡	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	-	22	22	1
Rioverde	+	*	+	+	+	‡	-	‡	-	+	-	‡	+	‡	+	+	+	‡	+	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	25	25	1
Tamasopo					+	+	‡	‡	+	+	‡	+	+	+	+	+	+	+	+	+	‡	+	+	+	+	+	+	+	25	25	1	
Cd. Valles	+	‡	+	+	+	‡	-	‡	‡	+	-	+	+	+	+	+	+	‡	+	‡	‡	+	‡	+	+	+	+	+	27	27	1	
Total																214	225	0.95														

- Mes sin muestra de precipitación.

+ Mes con muestra de precipitación a la cual se le determino el contenido isotópico.

‡ Mes cuya precipitación se colectó en un compósito con la muestra del mes siguiente.

* Mes con muestra de precipitación que no le fue determinado el contenido isotópico.

Así mismo, en el inicio del proyecto se tenía contemplada una colecta en periodos de tiempo más amplios (bimensual o trimestral) para estaciones mencionadas a causa de su distancia con respecto con la capital del estado. Es por eso que varios de las muestras son un compósito de la precipitación de varios meses (Tabla 8-1)

Es importante mencionar que de los 214 meses que se contemplan con muestreados, se obtuvieron 189 muestras de precipitación y se tienen los valores de la concentración isotópica de 184 de estas muestras, ya que 5 de ellas (Ingeniería y Agronomía muestra de Julio 2009; Rioverde y Matehuala muestra de Julio 2008; Microondas Septiembre 2010) fueron extraviadas durante el proceso de envío al Laboratorio de Hidrología Isotópica de la IAEA en Viena, Austria.

8.2 Estadística descriptiva.

La concentración de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H obtenidas para las 184 muestras de precipitación mensual, son presentadas en el Anexo 1. Los resultados del análisis estadístico realizado a los datos isotópicos se muestran en la tabla 8-2.

8.2.1 $\delta^{18}\text{O}$

Con base en la totalidad de los datos disponibles, el promedio aritmético o media del $\delta^{18}\text{O}$ es de -7.44 ‰ del VSMOW, siendo sus valores extremos -16.90 y 0.12 ‰ del VSMOW. El valor mínimo de $\delta^{18}\text{O}$ (-16.90 ‰ del VSMOW) se obtuvo el mes de junio del año 2010, en la estación ubicada en el municipio de Villa de Arriaga. Por su parte el valor máximo se presentó en la estación de Tamasopo, en el mes de marzo del 2009 (0.12‰). Ambos valores extremos son congruentes con el patrón de distribución de los valores del $\delta^{18}\text{O}$, ya que la región Centro, a la cual pertenece la estación Villa de Arriaga, presenta los valores más bajos isotópicamente hablando (Anexo 1). De la misma forma en la región Huasteca, dentro de la cual se ubica la estación Tamasopo, las muestras de precipitación están enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$.

La desviación estándar de $\delta^{18}\text{O}$ sugiere que los valores varían hasta en un 3.92 ‰ con respecto de la media aritmética. A pesar de que este valor es ligeramente alto con respecto a valores de otras estaciones de la IAEA (IAEA, 1981), esto no es indicativo de la deficiencia en la precisión del análisis. Lo anterior es soportado por los bajos valores de incertidumbre presentados que reporta el laboratorio de la IAEA (Anexo 1), cuya media aritmética es de ± 0.05 ‰.

Tabla 8-2. Resultados de análisis estadístico básico de los datos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H) de las muestras de precipitación.

	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	^3H
Media	-7.44	-48.16	2.45
Mediana	-7.14	-44.51	2.35
Desviación estándar	3.92	32.21	0.64
Varianza de la muestra	15.33	1037.76	0.41
Rango	17.02	137.47	3.07
Mínimo	-16.90	-124.21	1.16
Máximo	0.12	13.26	4.24
No. de datos	184	184	58
Incertidumbre Media	0.05	0.58	0.32

8.2.2 $\delta^2\text{H}$

Los datos de $\delta^2\text{H}$ de las 184 muestras de precipitación fueron analizados estadísticamente, siendo -48.16 ‰ del VSMOW el valor de la media aritmética. El valor máximo de $\delta^2\text{H}$ es 13.26 ‰ del VSMOW y fue registrado en la estación Tamasopo, que como se comentó anteriormente presenta los valores más enriquecidos de isótopos estables. Por su parte, el valor mínimo de $\delta^2\text{H}$ (-124.21 ‰) es presenta de manera concordante en la estación Villa de Arriaga (Ver Anexo 1).

La desviación estándar, al igual que la presentada por los valores de $\delta^{18}\text{O}$, es ligeramente alta (32.21). Este valor, comparado con el valor de la media aritmética, sugiere una gran dispersión de los datos con respecto dicha media, lo cual es reflejo de las condiciones fisiográficas y climáticas.

Finalmente, los valores de incertidumbre reportados por el laboratorio de la IAEA demuestran la alta precisión del análisis (Promedio=0.58) (Ver Anexo 1).

8.2.3 Media Ponderada.

La media ponderada obtenida mediante la ecuación del capítulo 4.2, fue obtenida para cada una de los años de colecta de precipitación, los valores media se reportan en la tabla 8-3. La media es ponderada en base a la cantidad de precipitación registrada en las estaciones meteorológicas del SMN. Este procedimiento es recomendado por la IAEA y tiene como propósito minimizar el efecto que la cantidad de precipitación pueda asignarle a la concentración de los isótopos estables, ya que en general, eventos de lluvia muy intensa o grandes cantidades de precipitación acumuladas en un mes, resultan en valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (IAEA, 1981; Mazor, 1997).

Tabla 8-3. Comparación entre las medias aritméticas y las medias ponderas anuales para cada estación.

Estación	Año	Media Aritmética $\delta^{18}\text{O}$	Media Ponderada $\delta^{18}\text{O}$	Diferencia	Precipitación (mm)
Ingeniería	2008	-11.85	-11.07	-0.8	329.8
	2009	-7.05	-7.00	-0.1	470.2
	2010	-11.86	-10.49	-1.4	401.5
Periodo 2008-2010		-9.68	-9.97		
Agronomía	2008	-12.03	-12.23	0.2	228.7
	2009	-6.65	-6.07	-0.6	298.7
	2010	-12.86	-8.86	-4.0	382.8
Periodo 2008-2010		-8.53	-10.61		
Villa de Arriaga	2008	-13.41	-13.96	0.5	484.4
	2009	-7.46	-6.13	-1.3	204.0
	2010	-13.97	-11.08	-2.9	512.0
Periodo 2008-2010		-9.80	-12.64		
Venado	2008	-9.59	-9.47	-0.1	495.0
	2009	-7.08	-5.61	-1.5	568.5
	2010	-9.51	-8.34	-1.2	455.0
Periodo 2008-2010		-7.47	-8.62		
Matehuala	2008	-8.72	-9.03	0.3	390.5
	2009	-7.15	-6.76	-0.4	459.2
	2010	-8.86	-8.21	-0.7	498.3
Periodo 2008-2010		-7.79	-8.23		
Cd. Valles	2008	-8.06	-7.17	-0.9	1661.0
	2009	-5.02	-4.47	-0.6	946.0
	2010	-6.16	-4.99	-1.2	1626.0
Periodo 2008-2010		-5.2	-6.64		
Tamasopo	2008	-4.25	-3.02	-1.2	458.9
	2009	-4.91	-4.30	-0.6	1107.2
	2010	-6.34	-5.09	-1.3	1833.1
Periodo 2008-2010		-4.5	-5.59		
Rioverde	2008	-7.45	-6.28	-1.2	404.1
	2009	-7.34	-6.06	-1.3	464.2
	2010	-8.43	-6.61	-1.8	1031.2
Periodo 2008-2010		-6.37	-7.95		
Cerritos	2008	-9.64	-9.85	0.2	596.3
	2009	-7.05	-5.93	-1.1	616.0
	2010	-8.76	-8.12	-0.6	647.2
Periodo 2008-2010		-7.52	-8.47		
Microondas	2008	-11.66	-10.62	-1.0	247.0
	2009	-6.66	-6.24	-0.4	358.0
	2010	-10.91	-9.48	-1.4	558.5
Periodo 2008-2010		-8.34	-9.75		
				-0.9	

Los valores de las medias ponderadas obtenidas para $\delta^{18}\text{O}$, presentan una diferencia promedio de 0.9 ‰ con respecto a la media aritmética (Tabla 8-3). Este valor se encuentra ligeramente por encima del promedio global (-0.5 ‰) (Welker, 2000). Sin embargo es concordante con valores para algunas estaciones del Norte de América, donde se registran diferencias que van desde los -0.2 hasta los -0.9 ‰ (IAEA, 1992; Harvey, 2000; Harvey y Welker, 2000).

En general, los años que presentan una diferencia mayor a ± 1 ‰, concuerdan con los años en que se registró una lámina de precipitación mayor al resto (Tabla 8-3), quedando de manifiesto el efecto que la cantidad de precipitación puede tener sobre los valores isotópicos y el grado en que la media ponderada puede normalizar estos valores.

8.2.4 Análisis de Correlación.

En diversas investigaciones ha quedado de manifiesto la influencia que presentan variables como la latitud, de la elevación, distancia de la costa, cantidad de precipitación y temperatura en la variación espacial de la composición isotópica de la precipitación (Dansgaard, 1964; Sheppard et al., 1969; Rozanski et al., 1993). Por esa razón se realizó el análisis de correlación entre los datos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H ponderados y parámetros relativos a cada una de las estaciones colectoras de precipitación, como son la precipitación, temperatura media, latitud, longitud y altitud. En la tabla 8-4 se muestra el coeficiente de correlación entre cada uno de los parámetros señalados.

Los coeficientes de correlación de precipitación y temperatura se encuentran dentro de los rangos que la IAEA presenta en sus reportes técnicos anuales (ej. IAEA, 1981 y 1992).

Es notorio como la longitud y la temperatura son los factores que mayor influencia tiene sobre la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H) de la precipitación. En contraparte, la latitud tiene coeficientes de correlación bastante bajos con respecto a de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, siendo esto una situación poco común, ya que numerosos estudios han constatado la fuerte relación que guarda la distribución del contenido isotópico en la precipitación con la latitud en la que esta ocurra (Dansgaard, 1964; Yurtsever y Gat, 1981; Gonfiantini, 1985; Rozanski et al., 1993; Clark y Fritz, 1997; Araguas-Araguas, 2002).

Tabla 8-4. Coeficientes de correlación entre los valores de concentración de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ y ^3H ponderados, y los parámetros relativos a cada una de las estaciones colectoras de precipitación.

	^3H	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	Temperatura	Precipitación	Latitud (N)	Longitud (W)	Altitud
^3H	1.00							
$\delta^{18}\text{O}$	-0.08	1.00						
$\delta^2\text{H}$	-0.08	1.00	1.00					
Temperatura	-0.58	0.59	0.58	1.00				
Precipitación	-0.45	0.39	0.38	0.78	1.00			
Latitud (N)	0.33	0.01	-0.02	-0.10	-0.24	1.00		
Longitud (W)	0.57	-0.65	-0.65	-0.86	-0.77	0.29	1.00	
Altitud	0.30	-0.55	-0.54	-0.75	-0.73	0.09	0.81	1.00

Dichos estudios muestran como a una escala global los valores son gradualmente empobrecidos conforme el vapor atmosférico viaja de la zona ecuatorial hacia latitudes medias (Araguas-Araguas, 2002), siguiendo un proceso de destilación tipo Rayleigh (Clark y Fritz, 1997). Sin embargo, este trabajo es de carácter local, donde el área de estudio se abarca un rango aproximado de 3° de latitud, por lo que el llamado efecto de latitud no tiene una influencia definitiva en el comportamiento isotópico de la precipitación.

Basados en los coeficientes de correlación, se ha considerado que la longitud, la altitud y la temperatura son los principales factores que controlan la distribución isotópica de la precipitación. En los siguientes apartados se abordarán con mayor detalle estas correlaciones, así como de la que existe entre el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, mostrando el significado que cada una de ellas tiene dentro del ciclo hidrológico del estado y las regiones geográficas que lo conforman.

8.3 Líneas Meteóricas Locales.

8.3.1 Línea Meteórica de la Región Huasteca.

La región Huasteca constituye la parte más oriental del estado y más cercana al litoral del Golfo de México (Figura 8-1), se caracteriza por ser una zona de valles y lomeríos, con gran aporte de humedad proveniente del Golfo de México y Mar Caribe. La línea meteórica de esta región fue elaborada con los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ obtenidos de 40 muestras de precipitación, colectadas en las estaciones ubicadas en Ciudad Valles y Tamasopo.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ oscilan entre 0.12 y -9.71 ‰, siendo -4.85 ‰ el valor del promedio aritmético. Por su parte el $\delta^2\text{H}$ en la Huasteca potosina presenta valores que van desde los 13.25‰ hasta -68.66 ‰ y con media aritmética es -25.80 ‰.

En comparación con el resto de las líneas meteóricas (Figura 8-1), la línea meteórica de la Huasteca presenta una variación relativamente menor entre los valores extremos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (9.83 ‰ y 81.02‰ respectivamente). Esto se identifica gráficamente por la longitud de la línea meteórica en la figura 8-1.

El porcentaje de humedad atmosférica de las fuentes potenciales de vapor de agua para el estado de San Luis Potosí (Océano Pacífico, así como el Golfo de México y Mar Caribe), y los patrones de viento promedio para los meses de junio a septiembre (1950 a 2005) se muestran en la figura 8-2. La región del Océano Pacífico, donde se originan las masas de vapor de agua que llegan a San Luis Potosí (frente a las costas de Guerrero y Oaxaca), presenta valores altos de humedad atmosférica (\approx

75%). Por su parte, el Golfo de México y Mar Caribe presentan valores de humedad más bajos (50-65%).

La variación de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ confirman que la precipitación en la región Huasteca, tiene una fuente de vapor dominante el Golfo de México y Mar del Caribe (Figura 8-2). Estudios realizados en sitios de Estados Unidos cercanos a la costa del Golfo de México (Welker, 2000), presentan valores muy similares en el valor del promedio aritmético de $\delta^{18}\text{O}$ en la Huasteca (-3 ‰ y -4.8 ‰ respectivamente). Lachniet y Patterson (2009), mencionan que los valores enriquecidos encontrados en las costa de Veracruz se relaciona con la cercanía de la fuente de las masas de vapor de agua, que ellos consideran son el Golfo de México y Mar Caribe. Lo anterior permite suponer que los valores positivos identificados en la precipitación en la región Huasteca, pueden ser interpretados de la misma forma en que lo hacen Lachniet y Patterson (2009).

En suma, las regiones cercanas a la costa con rango pequeño de variación altitudinal, como es el caso de la región Huasteca (Figura 8-1), presentan ligeras variaciones en el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, ya que el efecto de altitud tiene una influencia casi inapreciable. (Araguas-Araguas et al., 2000; Longinelli y Selmo, 2003).

La pendiente de la ecuación de la línea meteórica de la región Huasteca (8.62) es ligeramente mayor a LMG (Tabla 8-5). Araguas-Araguas et al. (2000), mencionan que regiones cuyas líneas meteóricas locales posean pendientes mayores de 8, pueden ser encontrados en áreas donde las masas de aire fueron enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ durante la evaporación del agua oceánica bajo condiciones de no equilibrio, y que están caracterizadas por valores de exceso de deuterio mayor al promedio global.

Tabla 8-5. Componentes de la Línea Meteórica del estado de San Luis Potosí y de cada una de sus regiones geográficas.

	Pendiente	Ordenada al Origen	Exceso de Deuterio (<i>d</i>)
Línea Meteórica Global	8.20	11.27	10.0
Línea Meteórica Huasteca	8.62	16.05	13.0
Línea Meteórica Media	8.09	13.35	12.7
Línea Meteórica Centro	8.1	11.47	10.5
Línea Meteórica Altiplano	7.85	8.69	9.8

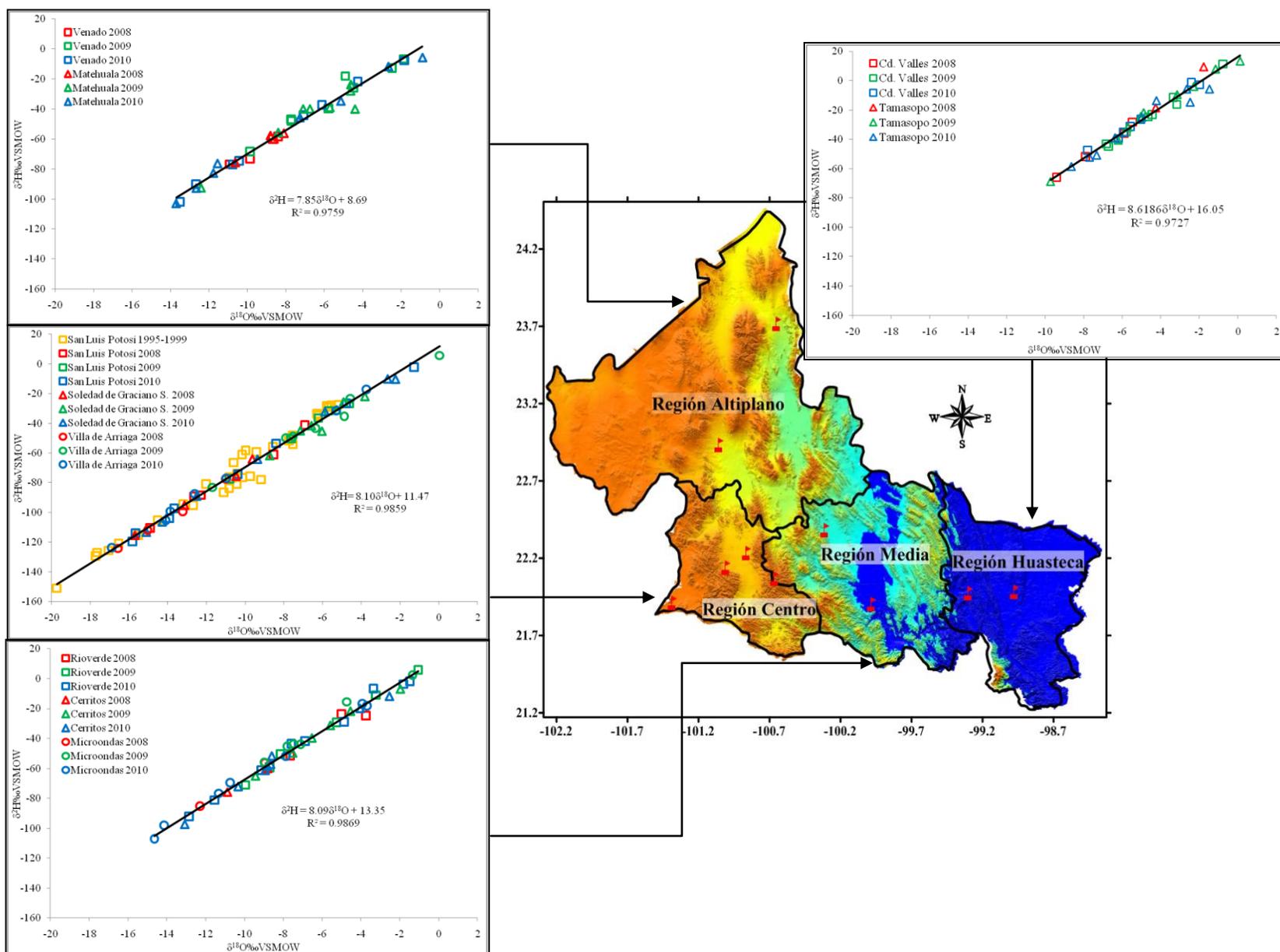


Figura 8-1. Líneas Meteoricas Locales de las 4 regiones geográficas en que se divide el estado.

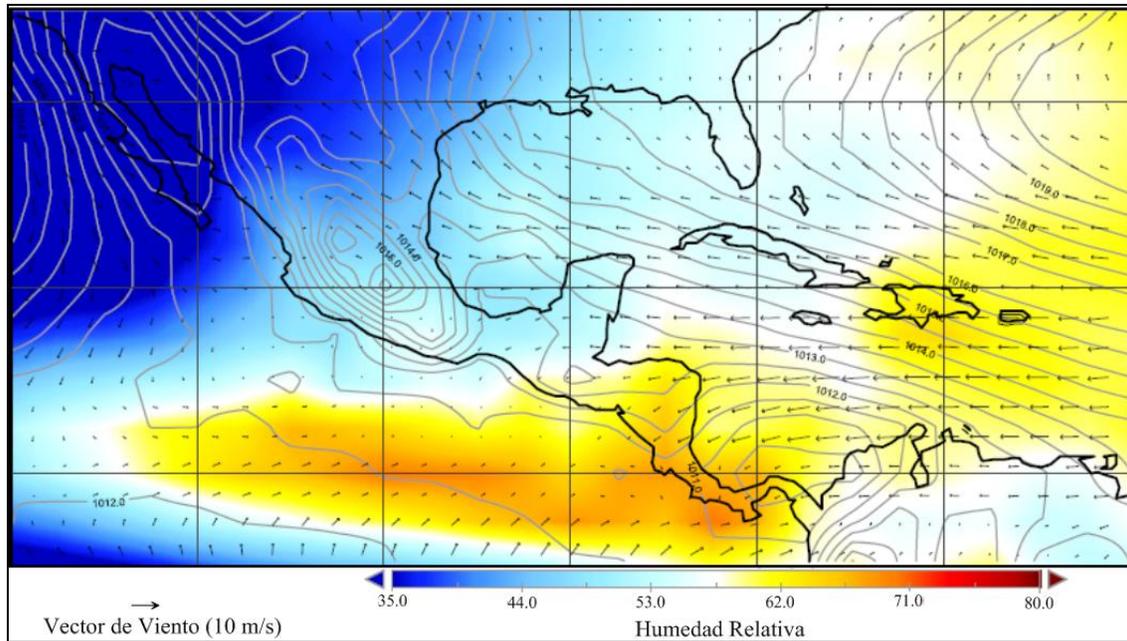


Figura 8-2. Valores promedio de porcentaje de humedad atmosférica y vectores de viento para la región de México y el Caribe. Basado en datos de los meses de junio a septiembre de 1950 hasta el 2005, obtenidos de la página Web del NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>).

Tal es el caso de la región Huasteca, cuyo exceso de deuterio ($d=13$), refleja el alto grado de fraccionamiento isotópico en condiciones de no equilibrio, como una consecuencia del bajo contenido de humedad atmosférica al momento de la evaporación del agua en el océano (Gat y Carmi, 1970; Clark y Fritz, 1997).

8.3.2 Línea Meteorológica de la Región Centro.

Anteriormente la región Centro estaba incluida dentro de la Región Altiplano, ya que la antigua división estaba mayormente basada en la características fisiográficas (PDU-SLP, 2001-2020). Sin embargo, el gobierno del estado en conjunto con el INEGI, realizaron una nueva regionalización, donde tomaron otros criterios como el económico y social (PDU-SLP, 2001-2020). Es así que la región Centro y Altiplano, aunque poseen características similares en topografía y clima, han sido analizadas de manera individual.

Para la construcción de la línea meteorológica de la región Centro, se relacionaron los valores de 54 muestras de precipitación colectadas entre junio de 2008 y octubre de 2010 en las estaciones ubicadas en la Facultad de Ingeniería, la Facultad de Agronomía, ambas perteneciente a la UASLP, y en la presidencia municipal de Villa de Arriaga. En adición, se incluyeron los valores isotópicos

de 33 muestras de precipitación, las cuales fueron colectadas por una estación ubicada en el municipio de San Luis Potosí, y que estuvo en funcionamiento de 1995 a 1999. Dichos valores fueron obtenidos del trabajo que Carrillo-Rivera et al. (2007). En el trabajo de Carrillo-Rivera et al. (2007), se obtuvo una línea meteórica para la cuenca de San Luis Potosí, cuya ecuación es $\delta^2\text{H} = 8.28 \delta^{18}\text{O} + 14.15$.

La línea meteórica obtenida presenta un gran rango de variación del contenido isotópico, que además es el más grande de todas las líneas meteóricas del estado (Figura 8-1). Esta región es caracterizada por encontrarse de sobre una gran meseta (INEGI, 2002), que no presenta mayores variaciones en la elevación del terreno, por tanto, se descarta a la altitud como un factor que produzca valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ tan variables.

Sin embargo, por su posición geográfica, dentro del estado y del país, es posible que esta región este recibiendo humedad del Golfo de México y Mar Caribe, así como del océano Pacífico. Trabajos recientes (Rosanzki y Araguas-Araguas, 1995; Araguas-Araguas et al., 2000), han descrito que la interacción de dos o más masas de vapor de agua, con distinta firma isotópica, debido sus distintas historias, puede originar valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ contrastantes en una misma región (ej., Rindsberger et al, 1983, 1990).

Los valores de las componentes de la línea meteórica del Centro (pendiente =8.1; ordenada al origen=11.47; exceso de deuterio=10.5) son muy similares a la LMG (Tabla 8-5). Valores de exceso de deuterio cercanos a la LMG son encontrados en las zonas oceánicas intertropicales, con temperaturas cercanas a los 25°C y valores de humedad relativa cercana a 80% (Araguas-Araguas, et al., 2000). De acuerdo con la figura 8-2, la humedad relativa en la región del océano Pacífico (frente a las costas de Guerrero y Oaxaca), presenta valores cercanos a de la LMG ($\approx 75\%$), por lo que, el valor de las componentes de la línea meteórica del Centro sugiere que es el océano Pacífico la principal fuente de vapor de agua para la precipitación de la región Centro, cuando menos en el periodo de estudio (2008-2010).

Cabe destacar que el análisis histórico de las precipitaciones de la Ciudad de San Luis Potosí (Llanas-Rivera y Contreras-Servin, 2009), revela que el vapor de agua que condensa en esta región proviene del Golfo de México y Mar Caribe. Sin embargo, según las estadísticas de la actividad ciclónica del Servicio Meteorológico Nacional (SMN, 2011), el año 2009 fue particularmente anormal en la producción de huracanes, ya que el número de huracanes producidos en el océano Atlántico (9) fue casi la mitad del promedio que se venía presentando entre 2000 y 2008 (15.44). Por su parte, en la región nororiental del océano Pacífico, para ese mismo año (2009), se produjeron 17 huracanes, que son casi el doble de los producidos en el océano Atlántico (SMN, 2011). Algunos investigadores como Landsea y Gray (1989) han encontrado que la actividad ciclónica tropical en el

Atlántico norte es muy sensible a la presencia del fenómeno de “El Niño”. Describen dicha influencia como la notable reducción del número de ciclones tropicales en el Golfo de México y Mar Caribe.

Por tanto, la línea meteórica de la región Centro, obtenida con los datos isotópicos de la precipitación del periodo 2008-2010, al parecer es únicamente representativa de las condiciones de ese periodo, lo cual significa que durante este periodo el principal aporte de vapor de agua provino principalmente o en mayor proporción del océano Pacífico. La diferencia entre la línea meteórica local de la región Centro y la obtenida por Carrillo-Rivera et al. (2007) para la cuenca de San Luis Potosí, soportan la afirmación anterior. Finalmente, los datos isotópicos en esta región, así como en el estado de San Luis Potosí, pudieran estar representando un periodo anormal en el origen y cantidad de las precipitaciones, producto del fenómeno de “El Niño”.

8.3.3 Línea Meteórica de la Región Media.

La región Media se encuentra entre 2 sistemas montañosos de la Sierra Madre Oriental (Figura 8-3). La humedad presente en esta región, es un remanente de la proveniente del golfo de México que logra pasar a través de la porción más oriental de la Sierra Madre Oriental (INEGI, 2002).

La línea meteórica de la región Media se elaboró con los datos isotópicos de las muestras colectadas en las estaciones Rioverde, Cerritos y Microondas ($n=50$). La media aritmética de los isótopos estables son: -7.32 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y -45.92 ‰ de $\delta^2\text{H}$. Los valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en esta zona son -1.04 y 5.86 ‰ respectivamente, los valores mínimos son: -14.63 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -107.13 ‰ de $\delta^2\text{H}$.

Estos valores presentan una mayor diferencia entre sus extremos en comparación la línea meteórica de la región Huasteca (Figura 8-3), lo cual puede atribuirse a la gran diferencia de altitud que existe entre las estaciones Cerritos (1165 m.s.n.m.), Rioverde (2190 m.s.n.m.) y Microondas (2634 m.s.n.m.). De acuerdo con diversos estudios (Siegenthaler y Oeschger, 1980; Rozanski et al., 1982; Araguas-Araguas et al., 2000; Welker, 2000; Poage and Chamberlain, 2001), la altitud a la que se produce la precipitación, afecta su composición isotópica, dado que el contenido isotópico será gradualmente empobrecido conforme aumente la altitud (Clark y Fritz, 1997). Este efecto es confirmado con el hecho de que las muestras con los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ fueron colectadas en la estación de Microondas (Figura 8-3 y Anexo 1).

También, es posible que, humedad proveniente del océano Pacífico logre superar la barrera montañosa que separa la región Media (Sierra de Álvarez) y/o se interne por la parte sur de dicha

región, sobre todo en época de huracanes. La interacción de esta humedad con la proveniente del Golfo de México y Mar Caribe, estas últimas consideradas las principales fuentes de humedad en la región Media, también podría propiciar el rango tan amplio de valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ identificad en las precipitaciones (Rosanzki y Araguas-Araguas, 1995; Araguas-Araguas et al., 2000).

Los valores isotópicos más empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la región Media con respecto a la región Huasteca (Figura 8-3), es probablemente una consecuencia del continuo decremento que presentan las precipitaciones conforme las masas de humedad se alejan de la costa (Efecto de Continentalidad) (Siegenthaler y Oeschger, 1980; Rozanski et al., 1992).

La pendiente de la línea meteórica de la región Media es ligeramente menor que el valor de la LMG (Tabla 8-5). Este valor ($s=8.09$), es atribuido a la evaporación de las gotas de agua durante la precipitación (evaporación secundaria) (Friedman, 1962), el cual afectaría el contenido isotópico de las precipitaciones (Clark y Fritz, 1997). Finalmente, la ordenada al origen y el exceso de deuterio son superiores a los valores promedio (13.35 y 12.7 respectivamente) (Tabla 8-5). Ambos parámetros sugieren que la evaporación bajo condiciones de no equilibrio en la fuente, se realizó con valores de humedad atmosférica menores al promedio global ($h=85\%$) (Gat y Carmi, 1970; Merlivat y Jouzel, 1979; Clark y Fritz, 1997). Los valores de humedad atmosférica en las fuentes potenciales de humedad presentados en la figura 8-2 y los valores del exceso de deuterio, confirman que el Golfo de México y el Mar Caribe constituyen la principal fuente de vapor de agua en esta región.

8.3.4 Línea Meteórica de la Región Altiplano.

Como se mencionó anteriormente, la región Altiplano se encuentra en el extremo oeste del estado de San Luis Potosí. Esta región se encuentra ubicada sobre una gran meseta, aunque una parte de ella presenta elevaciones importantes pertenecientes a la Sierra Madre Oriental (Figura 4-3). Así mismo, la mayor parte de esta región se ubica dentro de la región conocida como desierto Chihuahuense, lo cual explica las condiciones de baja precipitación y alta temperatura (INEGI, 2002).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación del Altiplano oscilan entre -0.9 y -13.69 ‰, siendo -7.63 ‰ la media aritmética. Por su parte, el valor máximo y mínimo de $\delta^2\text{H}$ en la precipitación es de -5.67 ‰ y -102.89 ‰, respectivamente, y la media aritmética es -51.24 ‰.

Al comparar la línea meteórica de la región Altiplano con la de otras regiones y con la de la LMG, se identifica que el valor de la pendiente es menor a todas líneas meteóricas antes mencionadas

(Tabla 8-5 y Figura 8-3). El valor de la pendiente ($s=7.85$) sugiere que la evaporación de las gotas de lluvia al momento de condensar, ha reducido el valor de la pendiente en la región Altiplano, con respecto al promedio a nivel global de la relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (Friedman, 1962; Dansgaard, 1964).

Tanto el valor de la ordenada al origen como del exceso de deuterio son menores al de LMG (8.69 y 9.8 respectivamente), lo cual es muy poco común, ya que por lo general la evaporación del agua de mar (en condiciones de baja humedad) genera valores de exceso de deuterio superiores a 10 %. Los valores de humedad atmosférica en el océano Pacífico ($\approx 75\%$), sumadas a las condiciones desérticas presentes en el Altiplano, que pudieran generar un proceso de evaporación secundaria, son factores que confieren ese valor al intercepto y exceso de deuterio (Araguas-Araguas et al., 2000).

8.3.5 Línea Meteórica del Estado de San Luis Potosí.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las 184 muestras de precipitación obtenidas entre 2008 y 2010, así como los 33 pares de datos adicionales de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la precipitación de la Cuenca de San Luis Potosí (la mayoría de eventos independientes), obtenido entre los años 1995 y 1995 (Carrillo-Rivera et al., 2007), fueron relacionados para definir la Línea Meteórica del estado de San Luis Potosí (LMSLP) Figura (8-3). La LMSLP tiene un rango de variación bastante amplio, que gráficamente se distingue por su gran longitud, producto de la heterogeneidad de las condiciones climáticas y características fisiográficas, así como de la posición geográfica del estado con respecto a las diferentes fuentes de las masas de vapor de agua (Dansgaard, 1964; Yurtsever y Gat, 1981; Gonfiantini, 1985; Rozanski et al., 1993).

La ecuación de regresión de la LMSLP ($\delta^2\text{H} = 8.18\delta^{18}\text{O} + 12.8$) es muy parecida a la LMG en términos de la pendiente, sin embargo, el exceso de deuterio (d) es ligeramente superior (LMSLP=11.3; LMG=10) (Tabla 8-5). Esta diferencia de 1.3 unidades por arriba del valor del exceso de deuterio de la LMG, puede ser producto de la condensación de diferentes masas de vapor (las provenientes del océano Pacífico, así como el Golfo de México y Mar Caribe) (Rosanzki y Araguas-Araguas, 1995; Araguas-Araguas, 2000), y su evolución sobre el estado de San Luis Potosí durante el periodo 2008-2010, producto del gradiente de altitud y temperatura que existe en el estado.

El vapor de agua procedente de diferentes fuentes, posee una firma isotópica característica, que es producto del fraccionamiento isotópico durante el proceso de evaporación del agua del océano, el

cual es controlado por la humedad atmosférica, así como la velocidad del viento y la temperatura de la superficie oceánica (Craig y Gordon, 1965; Clark y Fritz, 1997).

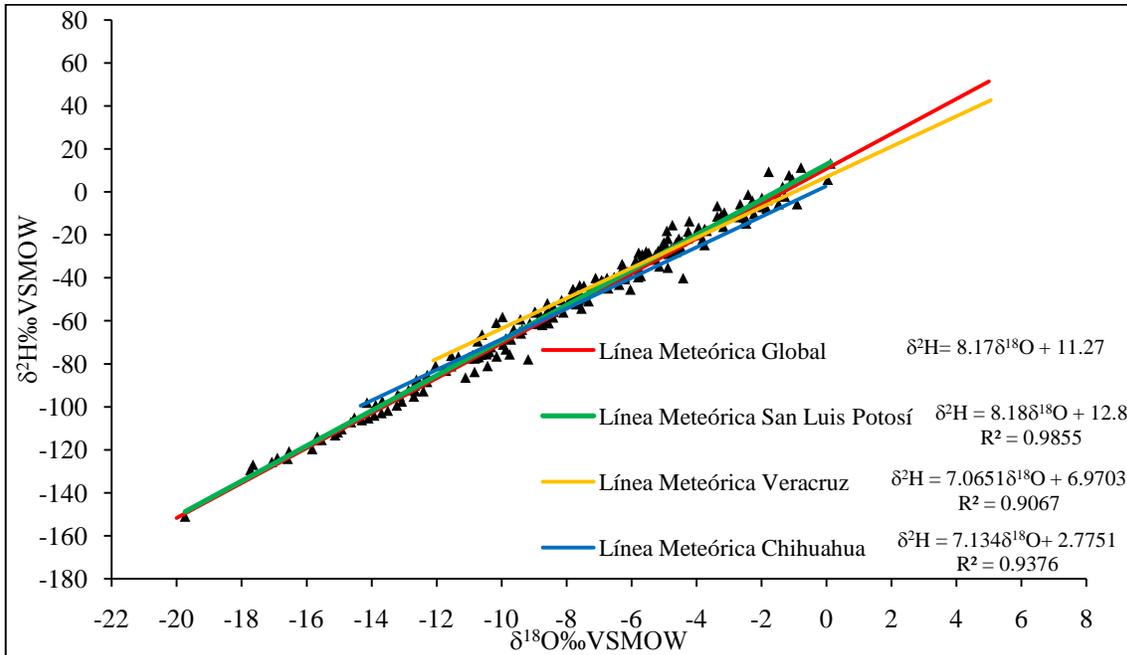


Figura 8-3. Diagrama donde se grafican los valores de $\delta^{18}\text{O}$ contra $\delta^2\text{H}$ de las muestra de precipitación del estado de San Luis Potosí. Así mismo se hace el comparativo con la Líneas Meteóricas Global y locales de Veracruz y Chihuahua. Basado en datos de la GNIP y Carrillo-Rivera et al., 2007.

En el inicio de la década de los 1960's se instalaron en México dos estaciones colectoras de precipitación como parte de la GNIP. Las estaciones ubicadas en el estado de Veracruz y Chihuahua, estuvieron en operación hasta finales de la década de los 1980's, tiempo durante el cual obtuvieron datos que permitieron caracterizar su precipitación. Las líneas meteóricas de ambos sitios fueron obtenidas base a los de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ disponibles en la página web del IAEA (<http://nds121.iaea.org/wiser/>).

En la figura 8-3 se presenta la Línea Meteórica de Chihuahua (LMCH) y la de Veracruz (LMV). Al comparar estas líneas meteóricas con la LMSLP, es claro que la LMCH presentan valores más bajos tanto de pendiente como del intercepto (Figura 8-3). Los bajos valores de la ordenada al origen (2.77), pueden ser atribuible a un proceso de evaporación secundaria provocado por las altas temperaturas y poca humedad al momento de la precipitación (Araguas-Araguas, 2000). Valores de ordenada al origen y pendiente menores al promedio global (LMG) se han reportado para otros sitios en los Estados Unidos, los cuales presenta condiciones de aridez similares a la de la estación de Chihuahua (Simpkins, 1995; Harvey, 2000; Harvey y Welker, 2000).

La ecuación determinada para la LMV (Figura 8-3), es concordante por la reportada por Lachniet y Patterson (2009) para esta misma estación. Los valores de pendiente e intercepto menores a la LMG sugiere que la precipitación se ha enriquecido en $\delta^{18}\text{O}$, posiblemente a causa de la evaporación de las gotas de lluvia por debajo de la base de las nubes.

Por otra parte, la gran variación entre los valores de la media aritmética de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en las estaciones de Chihuahua (-6.57 y -44.13 ‰) y Veracruz (-2.62 y -11.57 ‰), confirman que las masas de vapor provenientes del océano Pacífico son isotópicamente distintas a las provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, lo cual es resultado del movimiento hacia lo polos de los masas de aire tropicales y de la diferencia en la temperatura media de la superficie oceánica, siendo más caliente el golfo de México que el Océano Pacífico (Rozanski et al., 1982).

Otro antecedente que sirve como comparativo es la línea meteórica propuesta por Cortés y Farvolden (1989) para la Cuenca de México (LMCM). La ecuación de regresión de la LMCM ($\delta^2\text{H}=7.95\delta^{18}\text{O} + 11.77$), es similar a la LMSLP, dado que en ambas regiones existe una interacción de varias fuentes humedad (Océano Pacífico, Golfo de México y Mar Caribe) (Araguas-Araguas, 2000).

La LMSLP es esencialmente un promedio de las precipitación que ocurren en las distintas regiones en las que se divide el estado, cuyas líneas meteóricas están controladas por factores mucho más puntuales como la topografía, el origen de las masas de vapor, el proceso de evaporación secundaria durante la caída de las gotas de agua y la estacionalidad de la precipitación.

8.3.6 Relación del Exceso de deuterio y la Humedad

El exceso de deuterio, descrito por Dansgaard (1964) como $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$, de la precipitación colectada en un punto de observación dado, provee información de las condiciones bajo las cuales se produjo la evaporación en el fuente de humedad (temperatura de la superficie del mar, humedad relativa, velocidad del viento) (Jouzeul y Merlivat, 1979; Jouzel et al., 1997; Araguas-Araguas et al., 2000). Diversos autores han utilizado el d incluso para determinar la fuente de humedad y caracterizar los patrones de circulación atmosférica (Jouzel et al., 1986; Petit et al., 1991).

En 1979, Merlivat y Jouzel obtuvieron una línea teórica que representa la relación entre la humedad relativa en la fuente de humedad al momento de la evaporación cinética y el exceso de deuterio (Figura 6-11). La figura 8-4 es una modificación del diagrama de Merlivat y Jouzel (1979), sobre el cual se presentan los valores de exceso de deuterio de cada una de las regiones geográficas del

estado, con el fin de obtener un valor promedio aproximado de las condiciones de humedad en la fuente de evaporación.

En general se observa que para las precipitaciones de periodo 2008-2010 en la región Altiplano y Centro, el valor de humedad relativa al momento de la evaporación del agua oceánica sería muy cercano a 85%, lo cual es concordante con los valores de humedad relativa registrados por el NOAA para la región del Océano Pacífico, que es la fuente potencial de vapor de agua para esta región ($\approx 75\%$) en dicho periodo de muestreo (Figura 8-2). Así mismo, confirma que en la región Altiplano está ocurriendo un proceso de evaporación secundaria, que modifica dicho valor de exceso de deuterio.

Por otra parte, los valores teóricos de h para la región Huasteca y Media son muy cercanos, lo que confirma que el Golfo de México y Mar Caribe constituyen la principal fuente de vapor de agua para las precipitaciones de ambas regiones. Así mismo, la diferencia de h de la región Huasteca y Media con respecto a la región Centro y Altiplano, sugieren que estas 2 últimas regiones reciben precipitaciones derivadas en mayor proporción del aporte de vapor de agua derivado del Océano Pacífico que del Golfo de México y Mar Caribe.

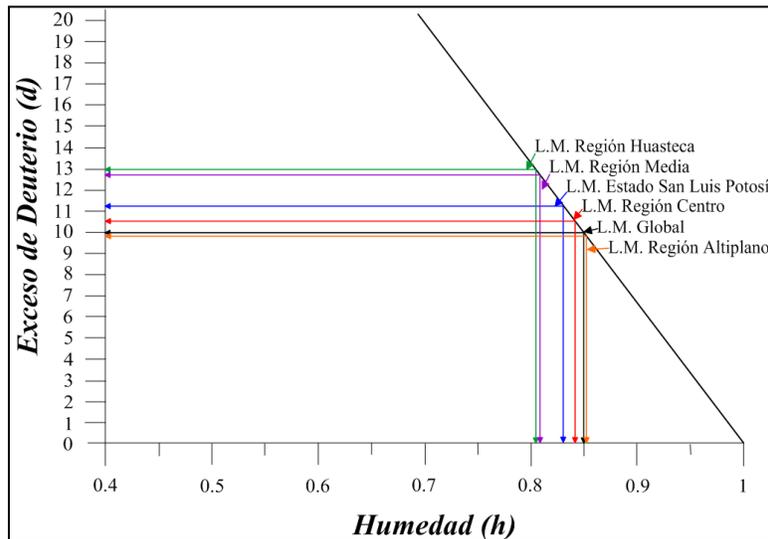


Figura 8-4. Relación entre el exceso de deuterio (d) y la humedad atmosférica (h) durante la evaporación cinética de la superficie oceánica, para cada una de las regiones del estado de San Luis Potosí. Modificado de Merlivat y Jouzel, 1979.

8.4 Variación Temporal de $\delta^{18}\text{O}$.

En la figura 8-5 (a-j) se representan los valores mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ y de la cantidad de precipitación en milímetros, para cada una de las estaciones colectoras. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las estaciones de

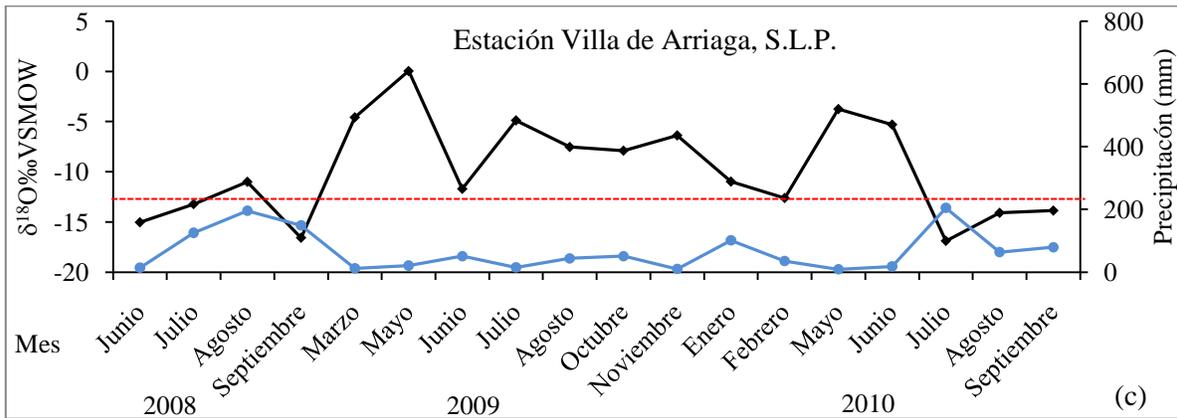
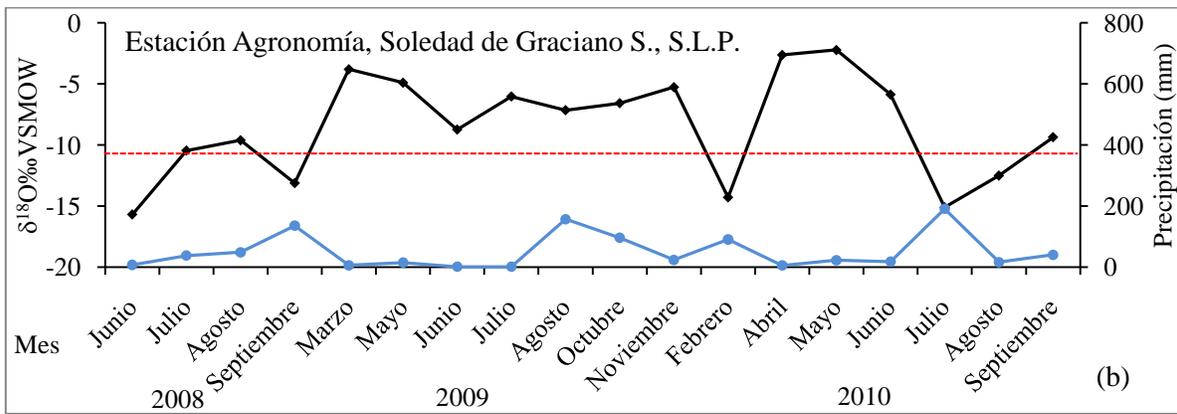
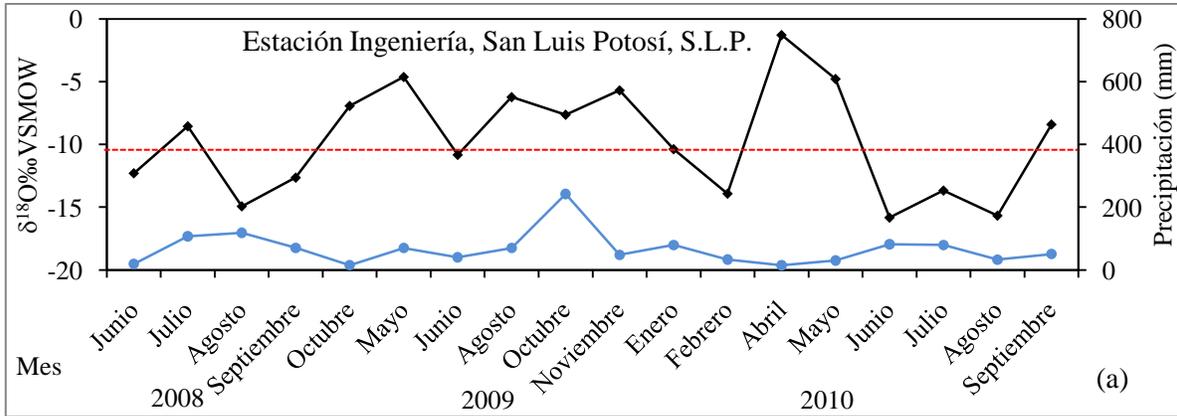
la región Centro [Figura 8-5 (a)-(c)], Altiplano [Figura 8-5 (d)-(e)] y algunas de la región Media [Figura 8-5 (i)-(j)] muestran un patrón de estacionalidad para los años 2008 y 2010. Este patrón se caracteriza por presentar valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones de verano (junio-septiembre), menores a la media ponderada de cada estación (Figura 8-5 a-j). Este efecto de estacionalidad es encontrado en varias regiones del mundo (Dansgaard, 1964), y está ligado con la cantidad de precipitación que se registra en esa época del año (Clark y Fritz, 1997).

Sin embargo, para estas mismas estaciones colectoras, en el 2009 no se presenta este efecto de estacionalidad. Este fenómeno puede ser atribuido a que el 2009 fue un año anormal en la generación de huracanes (SMN, 2011). El aporte de humedad a estas regiones del estado (Centro, Altiplano y Media), fue mayor por parte del océano Pacífico, por lo que, al no contar con las masas de vapor del golfo de México y Mar Caribe, la cantidad de precipitación fue en general más baja, incluso en el verano. Lo anteriormente descrito, sugiere también que el Océano Pacífico es la principal fuente de masas de vapor de agua de la región Centro y Altiplano, y su influencia llega hasta la región Media, ya que como se mencionó anteriormente, las masas de vapor de aguas que tienen como fuente el océano Pacífico (frente a las costas de Guerrero y Oaxaca), están enriquecidas en isótopos estables, debido al alto porcentaje de humedad atmosférica presentes al momento de la evaporación del agua oceánica.

En contraste, los valores mensuales de $\delta^{18}\text{O}$ de las estaciones de la región Huasteca y la estación Rioverde, presentan un efecto de estacionalidad en los tres años de muestreo [Figura 8-5 (f)-(h)]. La estacionalidad en los valores de $\delta^{18}\text{O}$, aunque un poco imperceptible a simple vista, se describe por valores menores a la media aritmética en los meses de verano, producto de los grandes volúmenes de precipitación que se producen en estas regiones durante esta época del año (Efecto de cantidad) (Dansgaard, 1964).

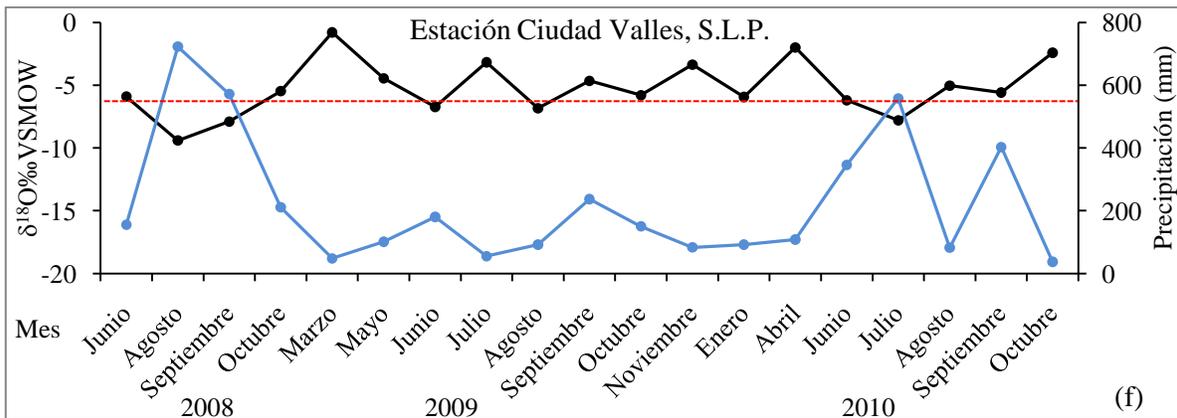
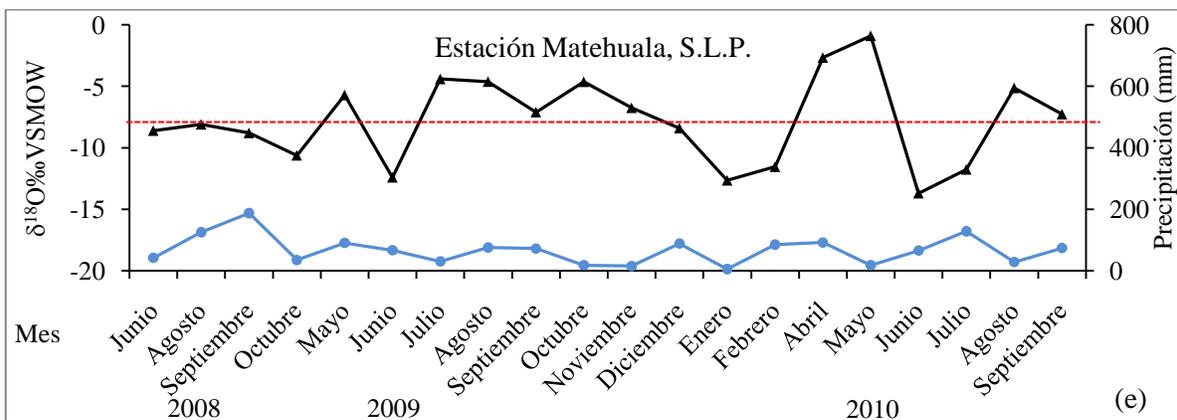
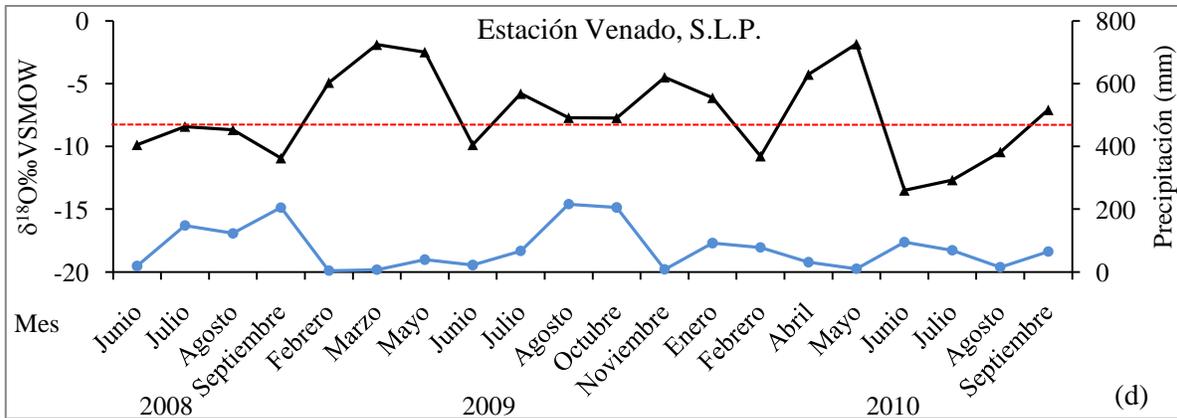
Finalmente, es apreciable un valor muy negativo en los meses de enero y febrero del año 2010 de todas las estaciones colectoras. Durante estos meses se registraron altos niveles de precipitación (anormal para esa época del año), asociados a la entrada de una masa de aire frío (frente frío No. 22) y al aporte de aire húmedo del Golfo de México (SMN, 2010), que junto a las bajas temperaturas pudieron provocar los valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$ (efecto de cantidad).

Cabe mencionar que la estacionalidad de los valores isotópicos es mucho más marcada en sitios ubicados en altas latitudes, por lo que, la baja variación isotópica estacional en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí es comprensible (Clark y Fritz, 1997).



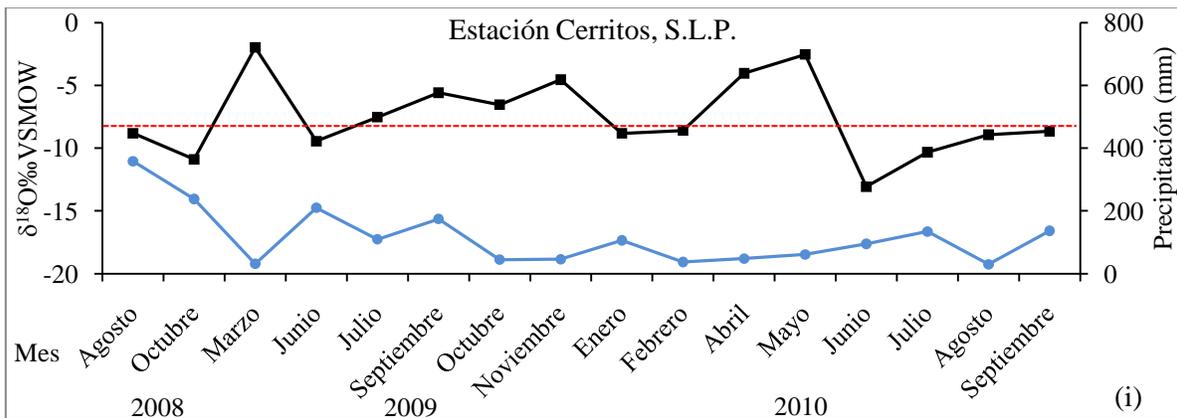
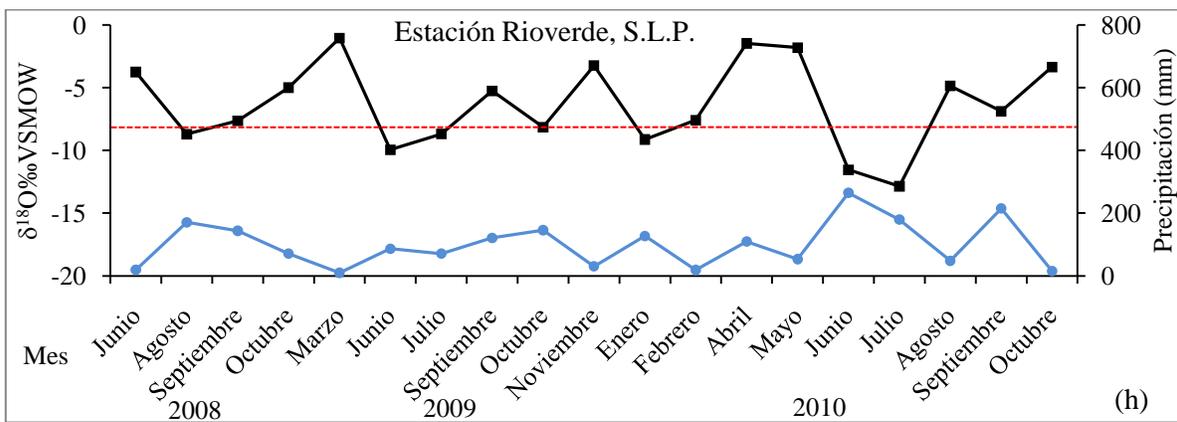
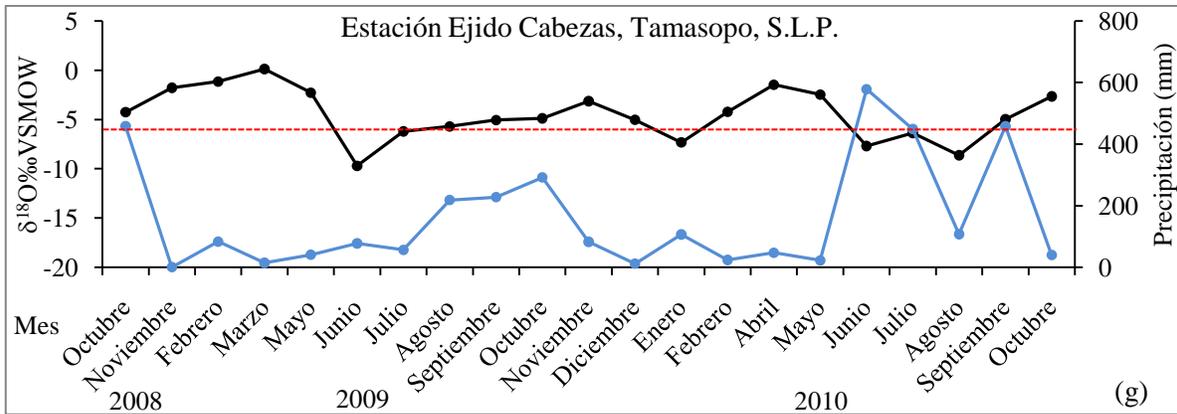
— δ¹⁸O
 — Precipitación (mm)
 — Media Ponderada

Figura 8-5. Diagrama que muestra la variabilidad mensual de δ¹⁸O y la cantidad de precipitación para la estación (a) Ingeniería, (b) Agronomía, (c) Villa de Arriaga, (d) Venado, (e) Matehuala, (f) Ciudad Valles, (g) Tamasopo, (h) Rioverde, (i) Cerritos y (j) Microondas.



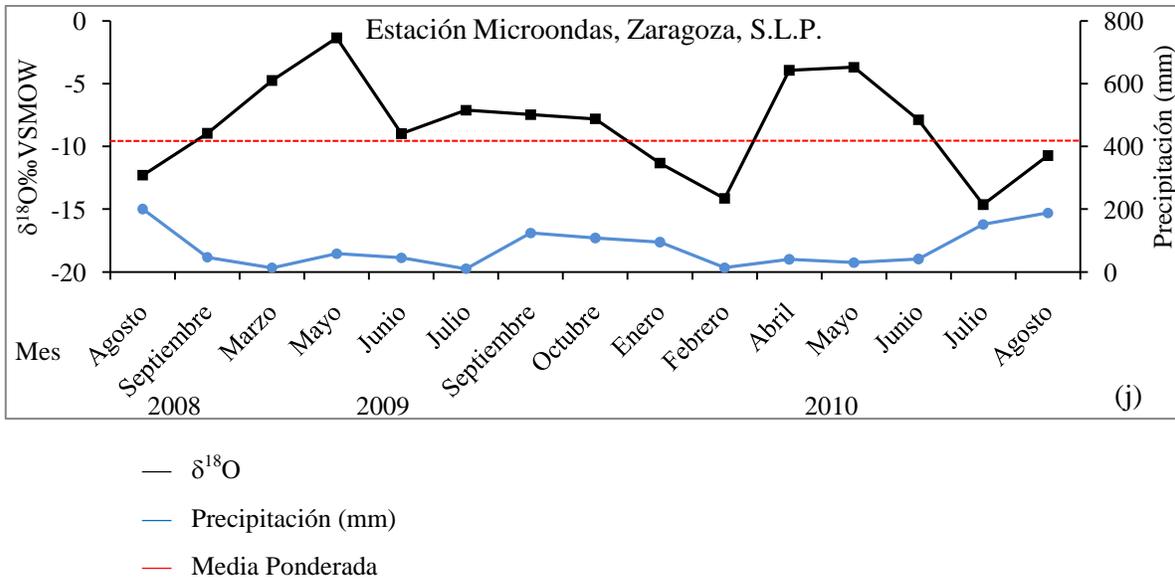
- $\delta^{18}\text{O}$
- Precipitación (mm)
- Media Ponderada

Continuación.



— δ¹⁸O
 — Precipitación (mm)
 — Media Ponderada

Continuación.



Continuación.

8.5 Efecto de Cantidad

El llamado efecto de cantidad, explica la dependencia de la composición isotópica y la cantidad de precipitación (Mazor, 1997). Dansgaard (1964) describió por primera vez esta relación, al identificar que las mayores precipitaciones en términos de lámina, estaban empobrecidas en isótopos estables. En las regiones tropicales, dentro de la cual se encuentra el estado de San Luis Potosí, el grado de reducción del contenido isotópico con la cantidad de precipitación generalmente presenta un buen grado de correlación (Araguas-Araguas et al., 2000).

Para determinar el efecto que la cantidad de precipitación tiene sobre el contenido isotópico de la misma, se elaboraron diagramas de correlación lineal [Figura 8-6 (a) y (b)], los cuales relacionan estas dos variables. A nivel estatal la correlación entre estas dos variables (Cantidad de precipitación y $\delta^{18}\text{O}$) es casi nula ($R^2=0.02$).

Por su parte, en las estaciones de la región Occidental del estado, por lo general la cantidad tiene muy baja correlación con el valor de $\delta^{18}\text{O}$, con excepción de la estación Villa de Arriaga ($R^2=0.41$), cuya moderada correlación entre ambas variables puede explicarse por su posición geográfica, ya que se ubica en la parte más occidental del estado.

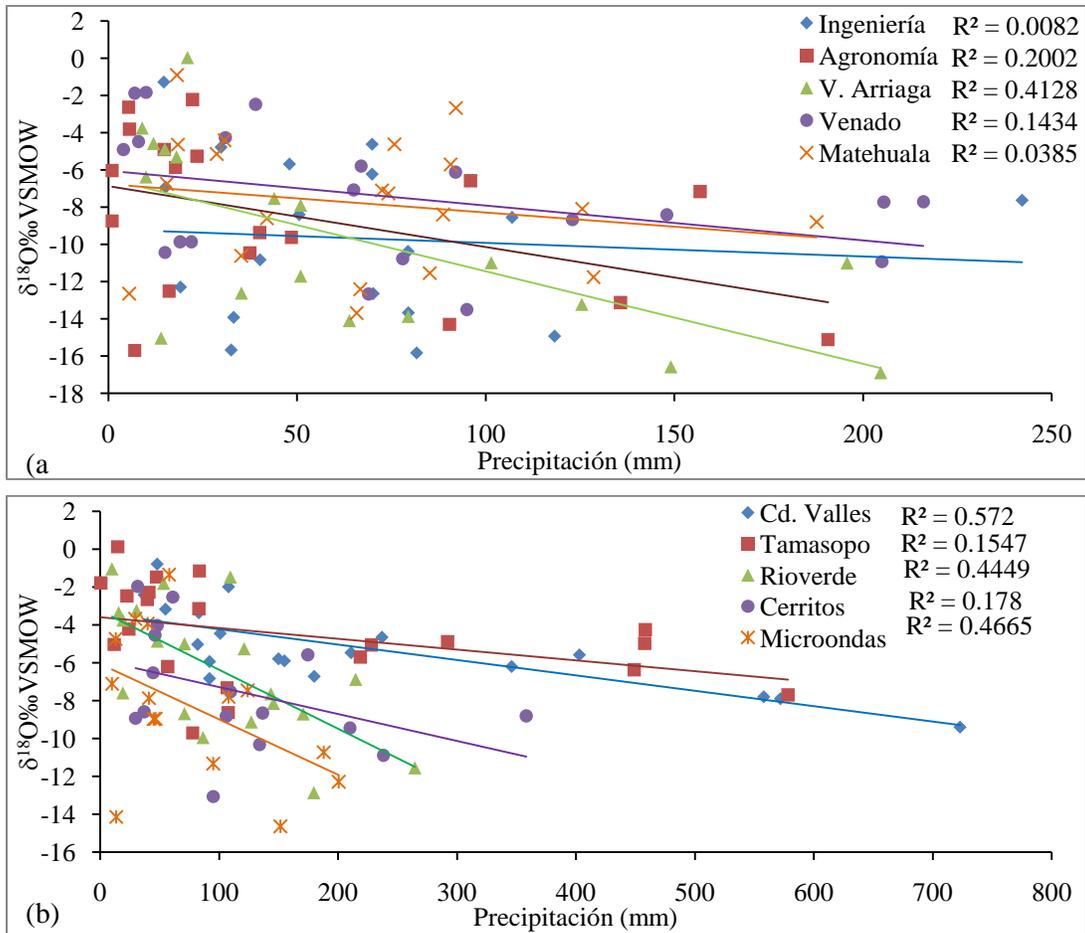


Figura 8-6. Relación lineal entre la cantidad de precipitación y el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ para las estaciones de la (a) región Occidental del estado y (b) de la Vertiente del Golfo de México y Mar Caribe.

En la vertiente del Golfo de México y Mar Caribe, se encontró una relación moderada en las estaciones de Ciudad Valles ($R^2=0.57$), Rioverde ($R^2=0.44$) y Microondas ($R^2=0.46$). Tanto para la estación Ciudad Valles y Rioverde, el efecto de cantidad en el contenido isotópico es lógico, ya que son, junto con la estación Tamasopo, las estaciones donde mayor cantidad de precipitación se registró durante el periodo de muestreo. Así mismo, las figuras 8-5(f) y (h), soportan este resultado, ya que por lo general, durante los meses de mayor precipitación se encuentran valores empobrecidos de $\delta^{18}\text{O}$ y viceversa, aunque son visibles también algunas excepciones a este patrón.

8.6 Efecto de Temperatura.

La temperatura dentro de la nube constituye el factor que condiciona la condensación y el fraccionamiento isotópico; sin embargo, por obvias razones esta temperatura no puede ser medida

rutinariamente. Es por eso que el contenido isotópico generalmente es correlacionado con la temperatura ambiente. En el apartado 6.5.4 se ha descrito la relación que existe entre la temperatura ambiente y el contenido isotópico en la precipitación. Así mismo, en la ecuación propuesta por Yurtsever y Gat (1981) ($\delta^{18}O = (0.338 \pm 0.028)T_{mensual} - 11.9\text{‰ VSMOW}$), describe que el contenido de $\delta^{18}O$ decrece en 1 ‰ por cada 1.1 a 1.7°C que desciende la temperatura (Clark y Fritz, 1997). Sin embargo, Rozanski et al. (1992) observaron que la relación entre $\delta^{18}O$ y temperatura también depende de la latitud del sitio a la que se produce la condensación de las masas de vapor.

En la figura 8-7 se presenta la correlación lineal de los valores promedio ponderados de cada año de las todas estaciones colectoras, con la temperatura ambiente promedio anual. El coeficiente de determinación ($R^2=0.34$) indica que en este caso la temperatura ambiente no constituye un factor muy importante en la distribución del contenido isotópico de la precipitación. La pobre correlación lineal encontrada entre $\delta^{18}O$ y la temperatura ambiente, es concordante con lo descrito por Dansgaard (1964), Rozanski et al. (1992) y Araguas-Araguas et al. (2000), que mencionan que una mayor correlación se presenta a latitudes altas y medias. Así mismo, dicho valor de coeficiente de determinación sugiere que los principales controles de la distribución isotópica en la precipitación son de tipo espacial (Latitud, Latitud o Altitud).

Aunque el valor de R^2 para la correlación lineal entre $\delta^{18}O$ y T es bajo, cabe mencionar que el gradiente estatal (-1‰ cada -1.75°C) se encuentra dentro del rango a escala global que describen Clark y Fritz (-1 ‰ por cada -1.1 a -1.7°C) (1997). Sin embargo, para la estación Veracruz se determinó un gradiente de -0.58‰/°C (Lachniet y Patterson, 2009), el cual es menor al identificado para el estado de San Luis Potosí. Esta pequeña pendiente puede ser atribuida a pequeñas variaciones en la temperatura durante el año en esa región del país (Rozanski et al., 1993).

8.7 Efecto de Continentalidad.

El efecto de continentalidad es resultado de la evolución de las masas de vapor cuando se adentran desde la costa hacia el continente, que sigue el proceso de la destilación Rayleigh, dando como resultado valores cada vez más bajos $\delta^{18}O$ y δ^2H conforme se alejan de la fuente de humedad (Océanos).

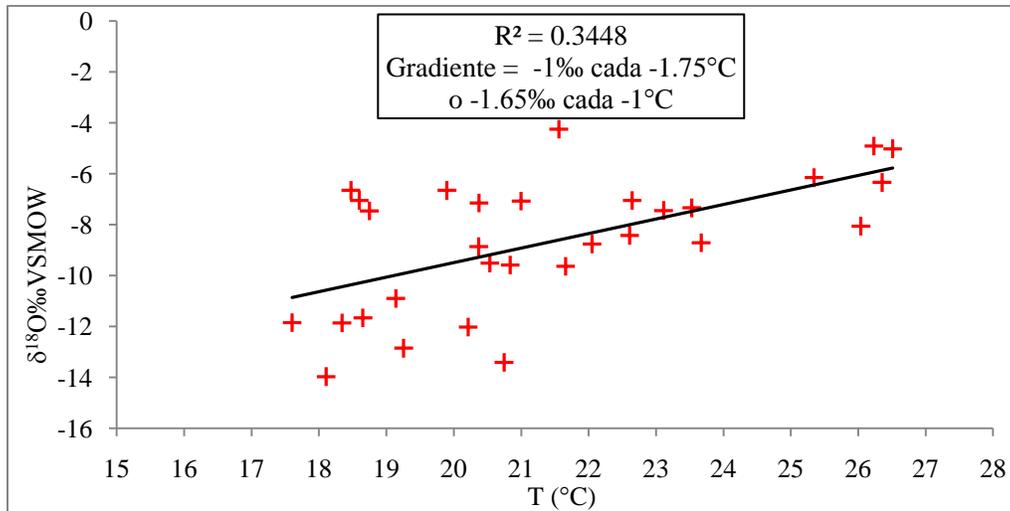


Figura 8-7. Relación lineal entre los valores promedio ponderados anuales de $\delta^{18}\text{O}$ y los valores promedio anuales de Temperatura.

Para conocer el efecto que tiene la distancia con respecto a la fuente de origen, en la variabilidad de $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones del estado, se elaboró una diagrama de correlación lineal entre el valor promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación, contra la posición geográfica con respecto al meridiano de Greenwich, en este caso representado por la Longitud (W) (Figura 8-8).

El coeficiente de determinación entre ambos parámetros ($R^2=0.75$) para esta zona, indica que las precipitaciones del estado de San Luis Potosí se empobrecen en isótopos pesados, conforme la Longitud (W) se incrementa. Es decir, las precipitaciones son enriquecidas en las estaciones de la Huasteca y se empobrecen conforme el vapor se condensa durante su desplazamiento hacia las regiones Media, Centro y Altiplano.

Lo anterior confirma lo expresado en otros apartados, donde se asegura que las masas de vapor provenientes del Golfo de México y Mar Caribe constituyen la principal fuente de humedad para las precipitaciones engran parte del estado, y que el enfriamiento adiabático sobre el terreno potosino produce un empobrecimiento gradual en isótopos pesado, tal como lo explica la destilación Rayleigh (Gat, 1996).

El gradiente del efecto de continentalidad es muy variable, ya que otros factores, como la cantidad de precipitación, temperatura y evapotranspiración, pueden afectar esta relación (Victoria et al., 1991; Araguas-Araguas et al., 2000). Salati et al. (1979), observó un empobrecimiento de 0.075 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100 km hacia el interior de la cuenca del Amazonas. Para las precipitaciones modernas del continente Europeo se ha encontrado un gradiente de cerca de -2 ‰ por cada 1000 km (Rozanski et al., 1982); por su parte, un valor de -1.5 ‰ por cada 100 km se observó en la vertiente

del Pacífico norte de los Estados Unidos (Welker, 2000), y 1.25 ‰ por cada 100 km decrece el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de Belice y Guatemala (Lachniet y Patterson, 2009)

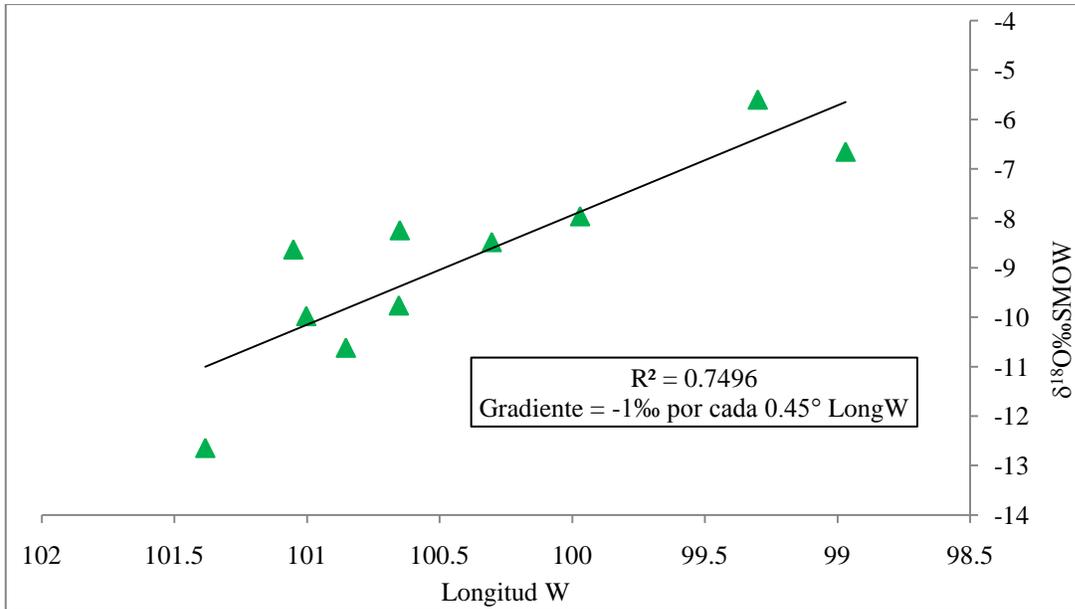


Figura 8-8. Relación entre el valor promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación y su posición al oeste con respecto al meridiano de Greenwich en coordenadas geográficas.

En estado de San Luis Potosí, se ha determinado que un gradiente de -1‰ por cada 0.45° de Longitud (W), lo cual significa que las precipitaciones se empobrecen -2‰ de $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100 km que se desplaza el vapor hacia el oeste.

8.8 Efecto de Altitud.

El descenso de la temperatura con el incremento de la elevación en las regiones montañosas conduce a una mayor condensación y por lo tanto a un progresivo decremento de los isótopos pesados de las precipitaciones (Araguas-Araguas et al., 2000).

Para evaluar el efecto que tiene la elevación, se correlacionó linealmente el valor promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la elevación de cada una de las estaciones colectoras de precipitación (Figura 8-9). Este análisis fue realizado separando las estaciones de acuerdo la división que se hace del estado, en el cual agrupan a la región Huasteca y Media dentro de la vertiente del Golfo de México y Mar Caribe, y las regiones Centro y Altiplano en la región

Occidental del estado. La causa del análisis por separado se debe a que cada vertiente tiene una variación de altitud distinta, por su parte, en la vertiente del Golfo de México la altitud varía desde 100 hasta 2634 m.s.n.m. Mientras que en la región Occidental del estado la elevación va desde los 1641 a 2165 m.s.n.m.

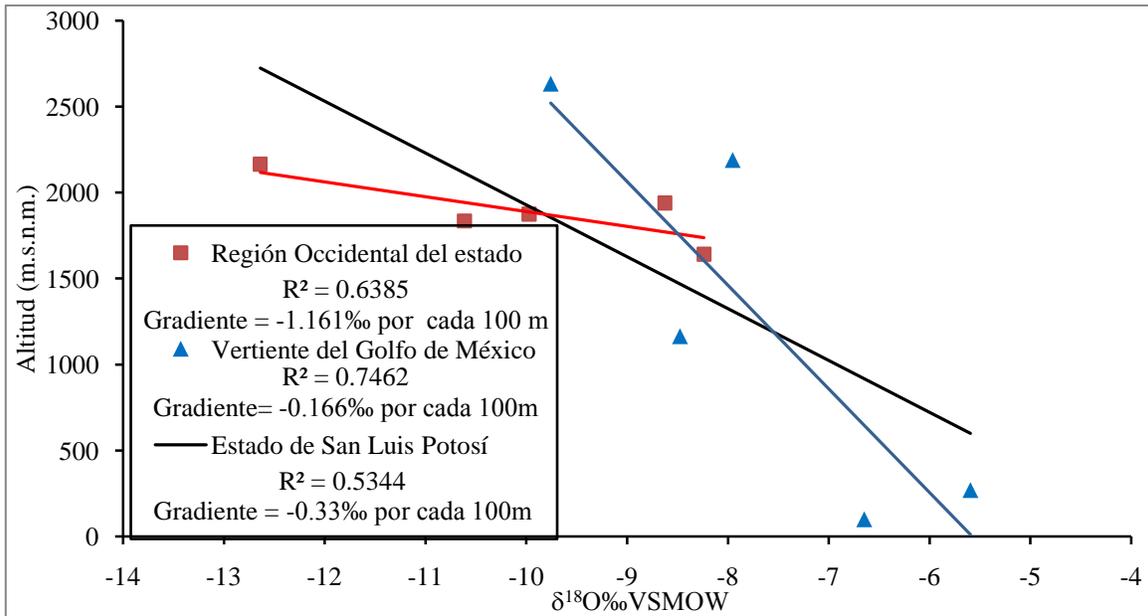


Figura 8-9. Relación lineal entre el valor promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$ de las estaciones (Vertiente del Golfo de México y región Occidental del estado) y su elevación con respecto al nivel medio de mar.

Los valores del coeficiente de determinación entre $\delta^{18}\text{O}$ y la altitud sugieren que existe gran correlación para las estaciones de la vertiente del Golfo de México ($R^2=0.74$), y una correlación moderada para la vertiente del Océano Pacífico ($R^2=0.63$). A nivel estatal se puede considerar que la relación que presente la altitud en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ es moderada ($R^2=0.53$).

El valor del gradiente de altitud para la vertiente del Océano Pacífico, de -1.16% de $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100 m que aumenta la elevación, es un valor que se encuentra por encima del rango promedio para el gradiente vertical (-0.15 a -0.5% de $\delta^{18}\text{O}$) (Holdsworth et al., 1991). La variación altitudinal entre las estaciones de la vertiente del Océano Pacífico es de apenas 524 m, lo cual sugiere que la diferencia que existe entre los valores isotópicos extremos son producto de la mezclas de masas de vapor de distinta fuente y no del gradiente altitudinal.

Por su parte, el gradiente para la vertiente del Golfo de México (-0.16% de $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100m), como el del estado de San Luis Potosí (-0.33% de $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100m) se encuentran dentro del rango propuesto por Holdsworth et al. (1991), y dentro del rango de valores que se han encontrado en estudios recientes (Tabla 8-6).

Tabla 8-6. Valores de los gradientes de ^{18}O -altitud obtenidos en estudios recientes en distintas regiones del mundo.

Sitio	País	Gradiente $\delta^{18}\text{O}$ (‰ por 100 m)	Referencia
SE California	Estados Unidos	-0.2	Friedman et al., 1992
Centro de Chile	Chile	-0.3	Stowhas y Moyano, 1993
Alpes Italianos	Italia	-0.2	Dray et al., 1998
Alpes	Nueva Zelanda	-0.2	Chamberlain et al., 1999
Italia	Italia	-0.2	Longinelli y Selmo, 2003
N-Adriático	Croacia y Eslovenia	-0.3	Večra et al., 2006
S-Adriático	Croacia y Eslovenia	-0.24	Večra et al., 2006
Montañas Rocallosas	Canadá	-0.3	Moran, et al., 2007
Centro América	Belice y Guatemala	-0.25	Lachniet y Patterson, 2009
Himalaya	India	-0.36	Kumar, et al., 2010

8.9 Tritio en la precipitación.

El tritio (^3H) es el isótopo radiactivo del hidrógeno con masa atómica igual a 3, y vida media de 12.43 años (Unterweger et al., 1980). Es producido de manera natural en la alta atmósfera por el bombardeo de los átomos de nitrógeno con un flujo de neutrones de la radiación cósmica (Clark Fritz, 1997). En este proceso también produce el Carbono-12 (Ecuación 40).



En la atmósfera el ^3H se combina con el oxígeno estratosférico para formar la molécula de agua (Ecuación 41).



Hasta inicios de la década de los 1950's el ^3H era generado de manera natural (cosmogénico), y su valor oscilaba entre 5 y 10 UT (Unidades de Tritio) (Ingraham, 1998). Sin embargo, con el inicio de las pruebas termonucleares en 1951, una gran cantidad de ^3H fue generado en la atmósfera, llegando a alcanzar valores de 10,000 UT en el año de 1963 en la precipitación de algunas estaciones del hemisferio norte, región donde se realizaron la mayor parte de estas pruebas nucleares (IAEA, 1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1983, 1986, 1990). A partir de ese año (1963), y debido el cese de las pruebas termonucleares, la cantidad de ^3H termonuclear se ha reducido, hasta alcanzar valores muy cercanos a los cosmogénicos (Figura 8-10) (Ingraham, 1998).

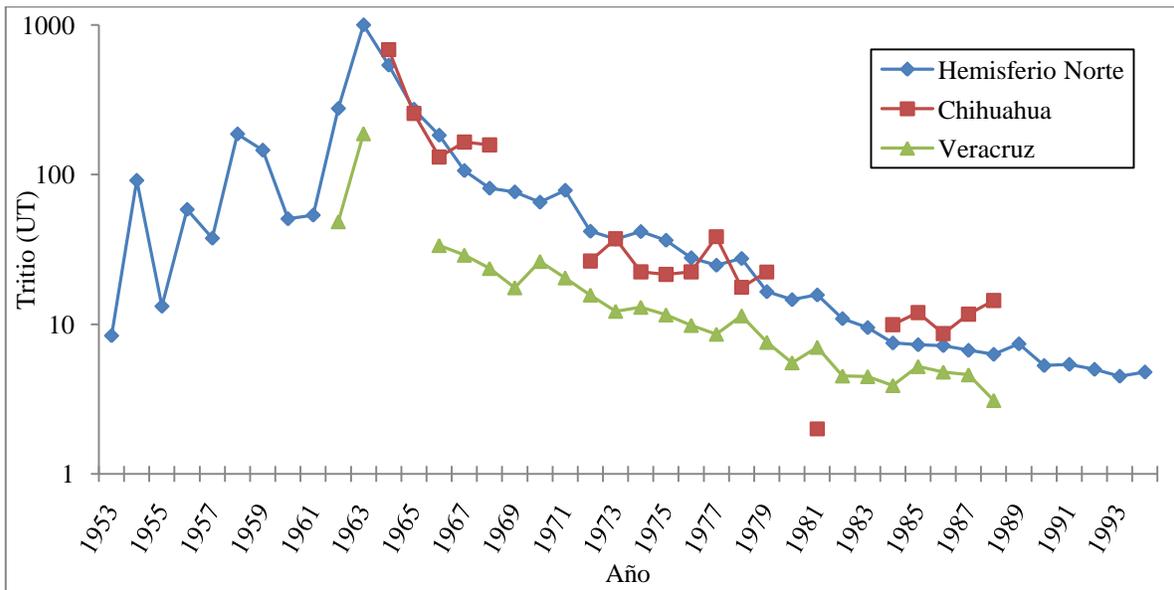


Figura 8-10. Tritio en la precipitación de las estaciones de Veracruz y Chihuahua, y su comparación con el valor promedio del hemisferio norte desde 1953 a 1994. Elaborada en base a datos obtenidos en la página Web de la IAEA (<http://nds121.iaea.org/wiser/>).

Las estaciones instaladas por la IAEA en Veracruz y Chihuahua, que colectaron muestras de precipitación entre los años de 1962 a 1988 (<http://nds121.iaea.org/wiser/>), muestran que el ^3H presenta un pico que llega casi a las 1000 UT en el año 1963. A partir de ese año, el contenido de ^3H en la precipitación de ambas estaciones comienza a descender gradualmente. Este patrón es idéntico al patrón que sigue el ^3H en el hemisferio norte (Figura 8-10). Lo anterior sugiere que el tritio termonuclear incrementó notablemente el valor de dicho isótopo en la precipitación de nuestro país.

En el mismo gráfico (Figura 8-10), se identifica que aunque los valores de ^3H en la estación de Veracruz siguen un patrón idéntico al hemisferio norte, los valores son menores de dicho promedio,

y más bajos también, que los valores registrados en la precipitación de Chihuahua. Esta diferencia se debe a que la circulación en la estratósfera está constreñida latitudinalmente, lo que da como resultado un bandeo latitudinal del ^3H en las precipitaciones (Eriksson, 1966).

8.9.1 Tritio en el estado de San Luis Potosí.

De las 184 muestras de precipitación colectadas entre junio de 2008 y octubre de 2010, 58 fueron analizadas para determinar el contenido de ^3H en la precipitación. Como se presenta en el anexo 1, los valores de ^3H son muy bajos y no presentan anomalías mayores. Lo anterior fue una de las principales causas que estableció la IAEA para no realizar el análisis de ^3H a todo el conjunto de muestras. Así mismo, en el laboratorio de la IAEA se realizó la corrección de la concentración de ^3H , en base a su decaimiento radiactivo, a la fecha de la toma de las muestras.

El promedio aritmético de ^3H en el estado de San Luis Potosí es 2.43 UT, con una incertidumbre de ± 0.32 UT. El valor máximo de ^3H (4.24 UT), se registró en la estación de Villa de Arriaga, mientras que el valor más bajo (1.16 UT) pertenece a la muestra del mes de agosto del 2009 de la estación de Ciudad Valles (Tabla 8-2 y Anexo 1).

Al comparar el valor promedio de ^3H en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí con valores de otras regiones del mundo (Figura 8-11), se observa que todos ellos, incluyendo el valor de ^3H de San Luis Potosí, se encuentran dentro del rango de valores de ^3H cosmogénico (Ingraham, 1998), muy parecidos a los valores de años previos a las pruebas termonucleares.

En la figura 8-11 se comprueba que los valores de ^3H presentan una distribución latitudinal (Eriksson, 1966), ya que las estaciones a latitudes mayores poseen mayor cantidad de ^3H en sus precipitaciones. Por su parte, el valor de ^3H en San Luis Potosí, concuerda con los valores de ^3H en precipitaciones recientes de estaciones ubicadas a similar latitud (Figura 8-11).

Como ya se mencionó anteriormente, las concentraciones de ^3H presentan gran relación con la latitud del sitio en que se colecte la muestra (Eriksson, 1966). Para evaluar el efecto que presenta el contenido isotópico en la precipitación del estado de San Luis Potosí, con la variación de la latitud, se relacionó linealmente los valores del promedio isotópico ponderado por estación con respecto a su latitud (Figura 8-12). El valor del coeficiente de determinación obtenido ($R^2=0.23$), indica que en este caso, la latitud no es un factor importante en la distribución del ^3H en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí. Lo anterior posiblemente está relacionado con el hecho de que la diferencia de latitud no es muy grande o a que localmente otros factores influyen en la distribución del ^3H .

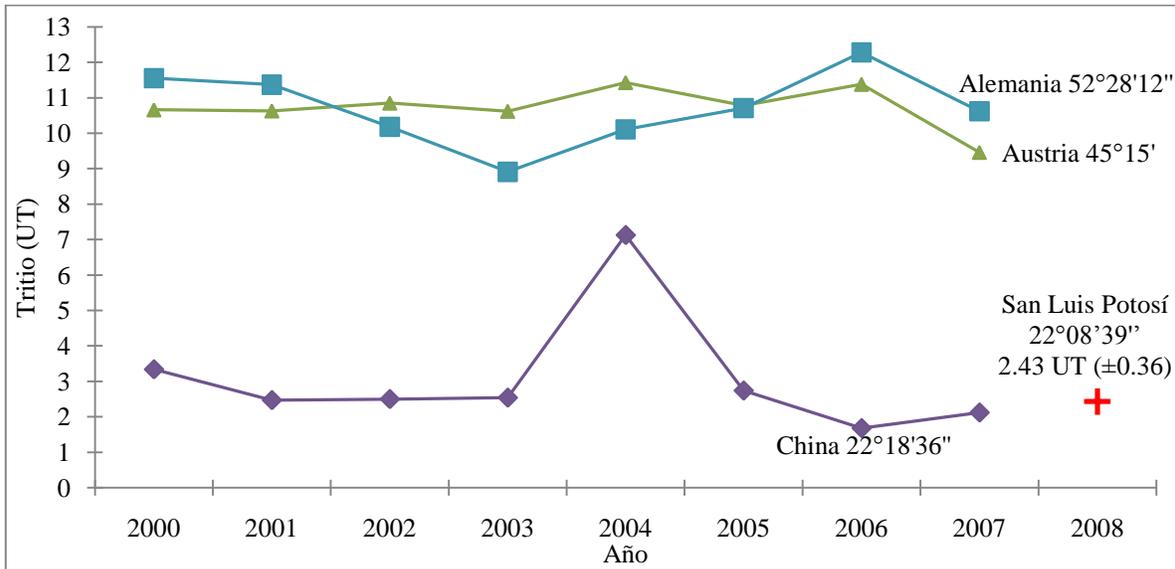


Figura 8-11. Valores de ^3H en las precipitaciones modernas de estaciones ubicadas en Alemania, Austria y China, y su comparativo con los valores de San Luis Potosí. Elaborada en base a datos obtenidos en la página Web de la IAEA (<http://nds121.iaea.org/wiser/>).

Ferronsky y Polyakov (1982), sugirieron que el ^3H en las precipitaciones puede presentar un efecto de continentalidad inverso, que se describe como el aumento del contenido de ^3H en los sitios más lejanos a la costa. Este efecto se debe a que la principal fuente ^3H es la atmósfera y no el océano, como sucede con los isótopos estables (Ferronsky y Polyakov, 1982).

En la figura 8-13, se muestra la relación lineal entre los valores promedio de ^3H y la distancia de cada estación con respecto a la costa, representada esta última por la Longitud (W). La correlación entre ambos parámetros ($R^2=0.42$), sugiere que el efecto continentalidad inverso presenta una moderada influencia sobre la distribución del ^3H en las precipitaciones del estado.

8.10 Generación del modelo de distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación del estado de San Luis Potosí.

Estudios previos han establecido que la variación espacial en la composición isotópica de la precipitación es principalmente dependiente de la latitud, de la elevación, distancia de la costa, efecto de cantidad, temporalidad y reciclaje del agua por evaporación (Dansgaard, 1964; Sheppard et al., 1969; Rozanski et al., 1993)

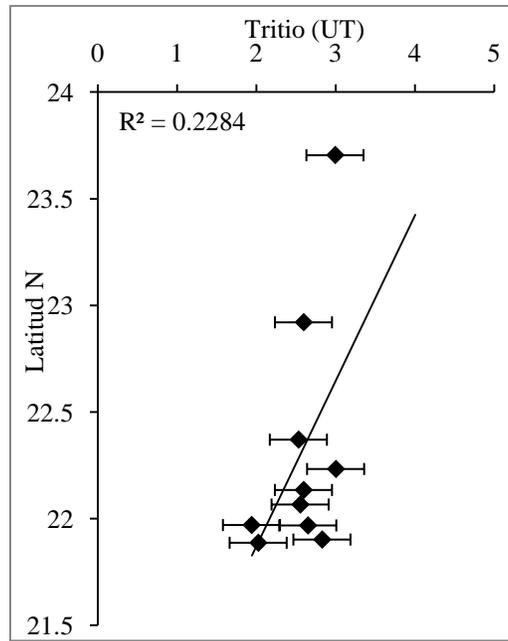


Figura 8-12. Relación que guardan los valores de ^3H con respecto a la latitud (N) a la que se encuentra ubicada cada estación colectora de precipitación.

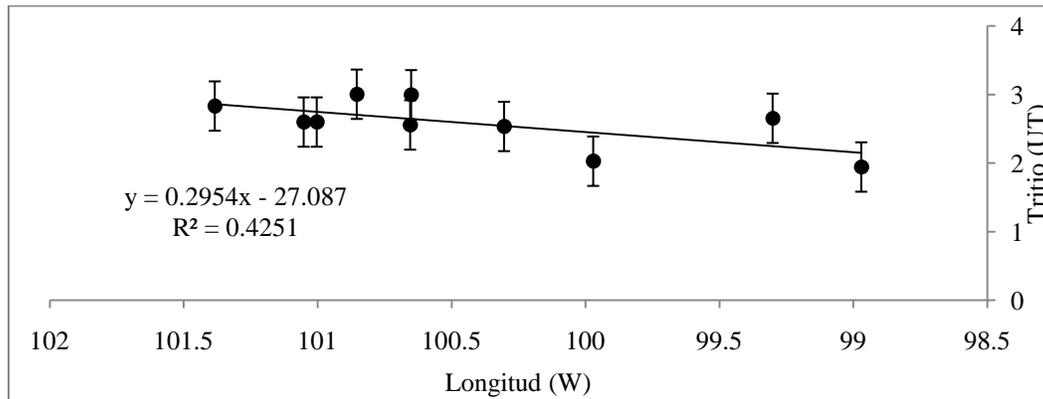


Figura 8-13. Relación entre los valores de ^3H en las precipitaciones, con respecto a la longitud (W) a la que se ubica cada estación.

La metodología descrita en la tema 7.6, que se encuentra basada en los estudios realizado por Bowen y Wilkinson (2002) y Bowen y Revenaugh (2003), se aplicó a para obtener el mapa de distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ a nivel estatal. Sin embargo, al tratar de aplicar dicha metodología al total de las estaciones presentes en el estado (10 estaciones), se presentaron discrepancias entre los parámetros que deberían ser tomados como factores control de dicha distribución. Es por ello que se dividió el estado en 2 zonas de estudio; la Vertiente del Golfo de México y la región Occidental.

8.10.1 Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de la Vertiente del Golfo de México.

La Vertiente del Golfo de México incluye las estaciones ubicadas en Ciudad Valles, Tamasopo, Rioverde, Cerritos y en el Cerro de las Microondas. Siguiendo la metodología de regresión de 2 pasos propuesta por Bowen y Wilkinson (2002), se determinó que para esta región del estado, el factor que mayor peso tiene sobre la distribución del $\delta^{18}\text{O}$ es la Longitud (W).

La relación entre la Longitud (W) (en coordenadas decimales) de las estaciones y $\delta^{18}\text{O}$ se describe por una ecuación polinomial de segundo orden, tal y como se presenta en la ecuación 42 y figura 8-14, y cuyo coeficiente de determinación (R^2) es 0.9064.

$$\delta^{18}\text{O} = -1.3988(\text{LONG})^2 + 277.06(\text{LONG}) - 13726$$

Ecuación 42

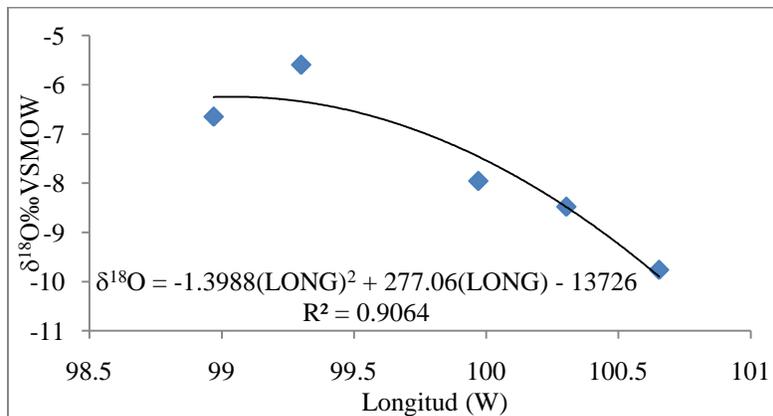


Figura 8-14. $\delta^{18}\text{O}$ graficado contra la Longitud de las estaciones de la Vertiente del Golfo de México. Dicha relación es descrita de mejor forma por una ecuación polinomial de 2° orden.

Mediante la ecuación 43 se obtuvieron valores calculados de $\delta^{18}\text{O}$ para cada una de las estaciones que integran la vertiente del Golfo de México. Los residuales, derivados de restar el valor calculado al valor real, son presentados en la tabla 8-7.

Así mismo, es conocida la relación que existe entre el decremento de $\delta^{18}\text{O}$ con la latitud y elevación del cada sitio, las cuales reflejan la influencia de la destilación Rayleigh de las masas de vapor de agua (Dutton et al., 2005). En base a este antecedente y siguiendo la metodología de Bowen y Wilkinson (2002) se evaluó la relación existente entre estos 2 parámetros (Latitud y Altitud) y el residual de cada una de las estaciones (Tabla 8-7). Para ello se realizó un análisis de regresión

múltiple, donde la latitud (en coordenadas decimales) y altitud (en m.s.n.m.) fueron tomadas como variables independientes y el residual como la variable dependiente. Tal y como describe Bowen y Wilkinson (2002), el valor del intercepto asignado fue 0. Los resultados de esta regresión múltiple se muestran en la tabla 8-8 y en la ecuación 43.

Tabla 8-7. Valores de los residuos obtenidos de restar el valor calculado al valor real de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación de la Vertiente del Golfo de México.

Estación	Residual
Valles	0.05391655
Tamasopo	1.20006572
Rioverde	-0.03308665
Cerritos	0.47107228
Microondas	0.6045611

Tabla 8-8. Estadísticas de la regresión múltiple entre los valores residuales y la latitud y altitud de las estaciones de la Vertiente del Golfo de México.

	Coefficientes
Intercepción	0
Altitud	-0.01034325
Latitud	0.02681499
Estadísticas de la regresión	
Coefficiente de correlación múltiple	0.7396986
Coefficiente de determinación R^2	0.54715402

$$\text{RES} = -0.01034(\text{ALT}) + 0.02681(\text{LAT})$$

Ecuación 43

La dependencia del $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a la Longitud, Latitud y Altitud es descrita de mejor manera con la unión de las ecuaciones 42 y 43.

$$\delta^{18}\text{O} = -1.3988(\text{LONG})^2 + 277.06(\text{LONG}) - 0.01034(\text{ALT}) + 0.02681(\text{LAT}) - 13726$$

Ecuación 44

Utilizando la ecuación 44 se calcularon nuevos valores de $\delta^{18}\text{O}$ para cada una de la estaciones, y posteriormente se compararon con los valores reales para determinar certeza del modelo de regresión (Figura 8-15).

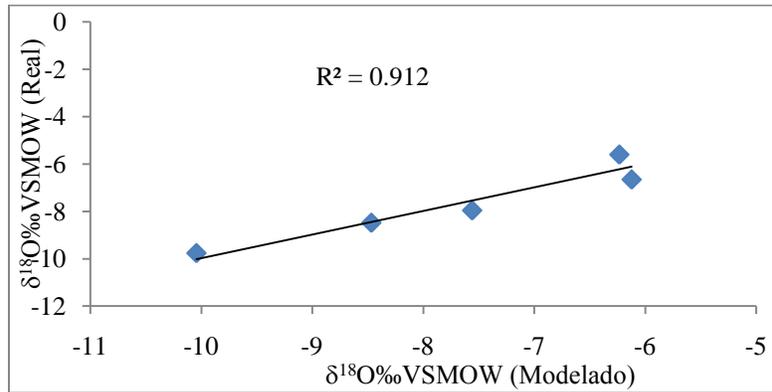


Figura 8-15. $\delta^{18}\text{O}$ medido contra $\delta^{18}\text{O}$ calculado con la ecuación 45, para la Vertiente del Golfo de México.

El valor del coeficiente de determinación obtenido es de 0.912 (Figura 8-15), lo cual indica que la ecuación 44 puede proporcionar valores de $\delta^{18}\text{O}$ razonablemente cercanos a los reales.

8.10.2 Distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de la región Occidental del estado.

Las estaciones que se agrupan en esta zona son las de las regiones Altiplano (Venado y Matehuala) y Centro (Agronomía, Ingeniería y Villa de Arriaga). Como se presenta en la figura 8-16, para las estaciones de la región Occidental del estado, la tendencia es inversa, ya que conforme se incrementa la latitud, el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ disminuye. Esta relación es descrita por una ecuación polinomial de segundo orden (Ecuación 45), la cual tiene un ajuste de 0.90.

$$\delta^{18}\text{O} = -2.0747(\text{LAT})^2 + 96.736(\text{LAT}) - 1135.6 \quad \text{Ecuación 45}$$

Con base en la ecuación 45 se obtuvieron valores modelados, que fueron restados a los valores reales de cada una de las estaciones, obteniendo así los residuales (tabla 8-9). A diferencia de las estaciones de la región Occidental del estado, con base en la figura 8-17 es claro que sólo la altitud el factor que tiene un efecto importante sobre los valores residuales de la tabla 8-9.

$$\text{RES} = -0.0141(\text{ALT}) \quad \text{Ecuación 46}$$

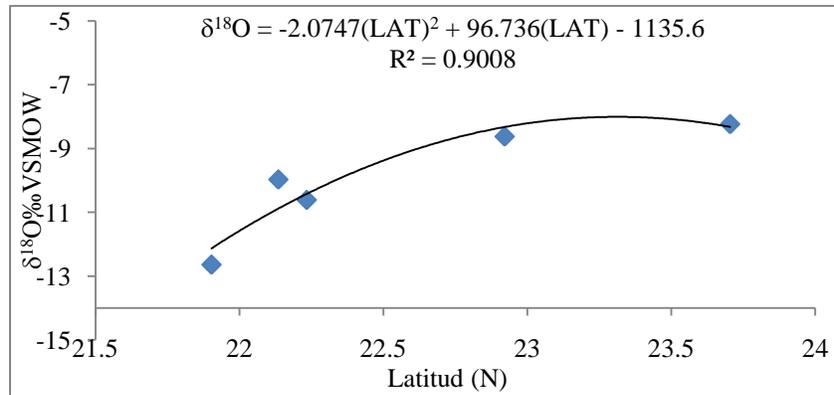


Figura 8-16. $\delta^{18}\text{O}$ graficado contra la Latitud de las estaciones de la región Occidental del estado. La relación entre ambos parámetros es descrita por una ecuación polinomial de 2° orden.

Tabla 8-9. Valores de los residuos obtenidos de restar el valor calculado al valor real de $\delta^{18}\text{O}$ de cada estación de la región Occidental del estado.

Estación	Residual
Ingeniería	0.89096882
Agronomía	-0.21017713
Villa de Arriaga	-0.52867202
Venado	-0.32270977
Matehuala	0.06453765

La ecuación 46, obtenida de relacionar la Altitud de las estaciones y los valores residuales, es de tipo lineal con intercepto igual a cero. Enseguida, se anexó la ecuación 45 a la ecuación 46 para obtener la ecuación final (Ecuación 47) y se obtuvieron valores modelados con dicha ecuación.

$$\delta^{18}\text{O} = -2.0747(\text{LAT})^2 + 96.736(\text{LAT}) - 0.0141(\text{ALT}) - 1135.6 \quad \text{Ecuación 47}$$

Para determinar el ajuste de la ecuación final (Ecuación 47), se colocaron en una gráfica los valores reales de las estaciones, contra los valores modelados (Figura 8-18). El valor del coeficiente de determinación ($R^2=0.99$) demostró que con esta ecuación es posible calcular valores de $\delta^{18}\text{O}$ bastante cercanos los reales.

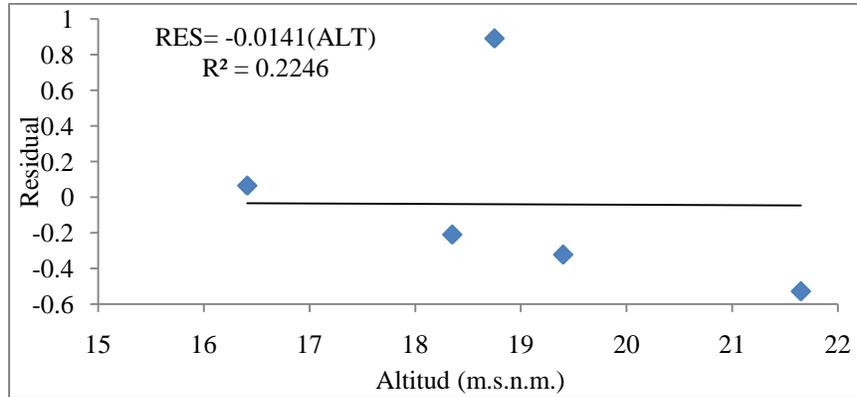


Figura 8-17. Residual contra la Altitud de las estaciones de la región Occidental del estado. La regresión es de tipo lineal con el valor de intercepto igual a cero.

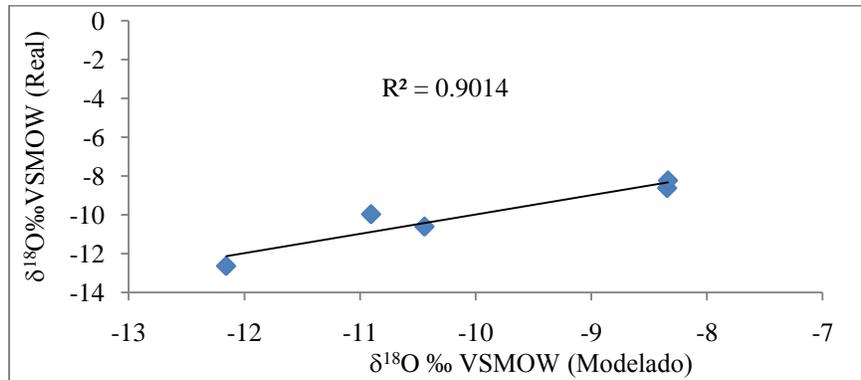


Figura 8-18. $\delta^{18}\text{O}$ medido contra $\delta^{18}\text{O}$ calculado con la ecuación 48, para las estaciones de la región Occidental del estado.

El modelo de distribución espacial de $\delta^2\text{H}$ en la precipitación del estado de San Luis Potosí fue generado siguiendo la misma metodología con la que se obtuvo el modelo de $\delta^{18}\text{O}$. Las ecuaciones del modelo de regresión son:

Ecuación Región Occidental:

$$\delta^2\text{H} = -17.271 (\text{LAT})^2 + 804.89 (\text{LAT}) - 0.0949 (\text{ALT}) - 9431.2$$

Ecuación Vertiente del Golfo de México:

$$\delta^2\text{H} = -8.889 (\text{LONG})^2 + 1757.6 (\text{LONG}) - 0.0704 (\text{ALT}) + 0.0772 (\text{LAT}) - 86916$$

El mapa de distribución del $\delta^2\text{H}$ en el estado de San Luis Potosí se presenta en el Anexo 2.

Por su parte, el modelo de regresión para estimar la distribución espacial del ^3H en la precipitación no pudo ser obtenido por la metodología de Bowen y Wilkinson (2002), ya que ninguno de los factores tomados como control para los isótopos estables (Latitud,

longitud y altitud), tuvo una correlación aceptable con el ^3H presente en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Esto no significa que un modelo de regresión no pueda predecir su distribución, sin embargo, dicho modelo no fue calculado en este proyecto de tesis debido a que el tiempo necesario para obtenerlo rebasaría el tiempo límite propuesto para la conclusión de este proyecto.

8.10.3 Generación del mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$.

Para la generación del mapa de la distribución espacial de $\delta^{18}\text{O}$ se utilizó en un modelo digital de elevaciones obtenido de la cartografía del Instituto Nacional de Estadísticas y Geografía (INEGI). Primeramente, se generó una malla de 200 m de distancia entre cada punto. El sistema de coordenadas de los centros de las celdas fue cambiado a coordenadas geográficas en formato decimal.

A la tabla de atributos de cada punto (Latitud, Longitud y Altitud), se le aplicó la ecuación 44 y 47, cada una por separado. De esta manera se obtuvieron valores modelados de $\delta^{18}\text{O}$ para cada punto del estado de San Luis Potosí, dividido en 2 vertientes. El procedimiento antes descrito fue realizado en el Software Surfer 9, desarrollado por Golden Software, Inc., utilizando Kriging para la generación de la interpolación.

Finalmente, el mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$ es presentado en una resolución de 0.5‰ y paletas distintas para identificar fácilmente las diferencias en la distribución de ambas vertientes (Figura 8-19 y 8-20).

8.10.4 Interpretación del mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$.

El mapa distribución de $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 8-19), muestra para la vertiente del Golfo de México, un patrón similar al que presentan las isoyetas en el estado (Figura 4-4). Esto concuerda con el hecho de que las masas de vapor de agua, provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, siguen el proceso de destilación Rayleigh al momento que se van internado y precipitando sobre el continente.

Por su parte, la región Occidental del estado presenta 2 patrones de distribución del $\delta^{18}\text{O}$. El primero, entre las coordenada 21.5° y 23.3° de latitud norte (Figura 8-19), cuyo contenido isotópico aumenta conforme aumenta la latitud, es contrario a la distribución latitudinal normal reportada por

Rozanski et al. (1993), que describe el decremento en la concentración de $\delta^{18}\text{O}$ en las precipitaciones conforme las masas de vapor de agua se alejan de la línea del ecuador. El segundo patrón presente en la región Occidental del estado, visible a partir de la coordenada 23.3° hasta los 24.5° de latitud norte, es concordante con la distribución latitudinal presente a escala global (Rozanski et al., 1993). La razón de la presencia de la distribución isotópica en la precipitación de la región Occidental del estado, puede ser el aporte de masas de vapor provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, cuyo contenido isotópico es mayor al vapor del agua del Océano Pacífico, produce valores isotópicos anormalmente enriquecidos en la precipitación de la región Altiplano. En la figura 8-19, se aprecia que algunas líneas de isovalores de $\delta^{18}\text{O}$ (8, 8.5 y 9 ‰), presentan una continuidad de la vertiente del Golfo de México hacia la región Occidental del estado, lo cual soporta la interpretación anterior.

La tabla 8-10 contiene los valores isotópicos (promedio ponderado) de la precipitación del año 2000, en las inmediaciones de la ciudad de Querétaro, ubicada al sur de San Luis Potosí. Es posible observar la distribución latitudinal de los isótopos estables en la precipitación descrita por Rozanski et al. (1993), en donde los valores isotópicos se hacen más negativos, conforme se incrementa la latitud. Al correlacionar la tendencia de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la tabla 8-10 con la figura 8-19, se infiere que la tendencia de las precipitaciones a empobrecerse en isótopos estables, presenta una anomalía, ya que no continúa hacia la porción sur del estado de San Luis Potosí (región Centro). La razón que ocasiona esta condición, es probablemente por la influencia de las masas de vapor de agua del Golfo de México y Mar Caribe que llegan ocasionalmente hasta la región Centro.

Adicionalmente, la distribución de $\delta^{18}\text{O}$ es afectada por la distribución de los accidentes orográficos. La influencia de los afloramientos montañosos más prominentes del estado es apreciable en la figura 8-20, como zonas con valores bajos de $\delta^{18}\text{O}$, producto del enfriamiento adiabático que sufren las masas de vapor de agua al ascender sobre los flancos de dichas montañas.

Tabla 8-10. Valores de contenido isotópico en la precipitación de la Cuenca de Querétaro, Querétaro. Tomado de Cortés, 2002.

Estación	Coordenadas (UTM)		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
	Longitud (W)	Latitud (N)		
Juriquilla,	348688	2286491	-11.88	-88.17
UTEQ	353616	2284517	-12.15	-87.04
CONCyTEQ	355300	2277618	-11.02	-82.25
CEA	352624	2277600	-10.32	-74.6
Corregidora	350557	2273140	-10.36	-74.95
Cimatario	358000	2270500	-10.61	-73.87
CQRN	373820	2268950	-9.74	-71.32

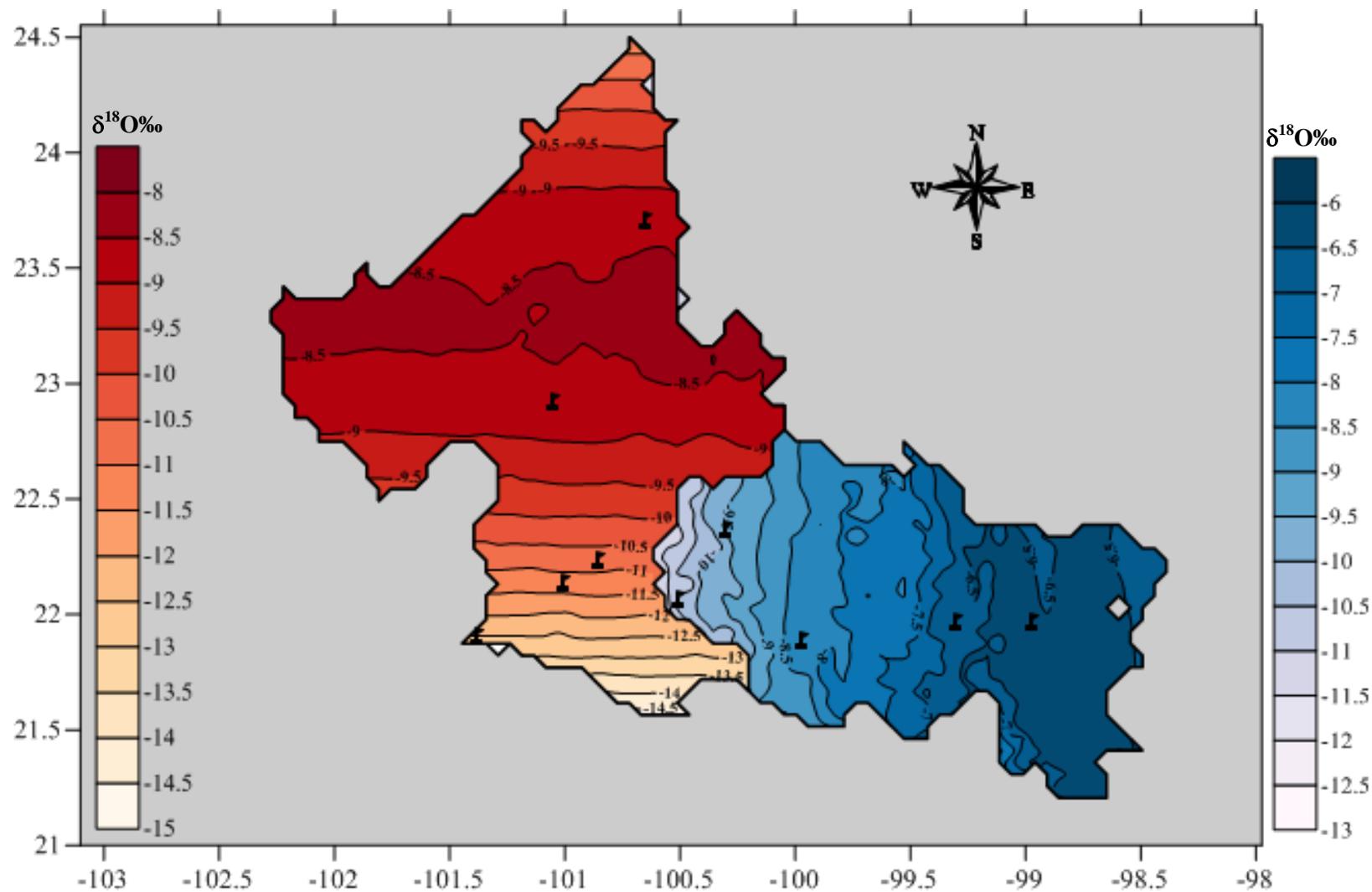


Figura 8-19. Mapa de distribución del promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$, tanto para la vertiente del Golfo de México y la región Occidental del estado de San Luis Potosí. Elaborado con datos de Planer-Friedrich, 2000; Knauthe, 2003; Ramos-Leal, 2008; Hernández-Martínez, 2008; Martínez-Hernández, 2008;

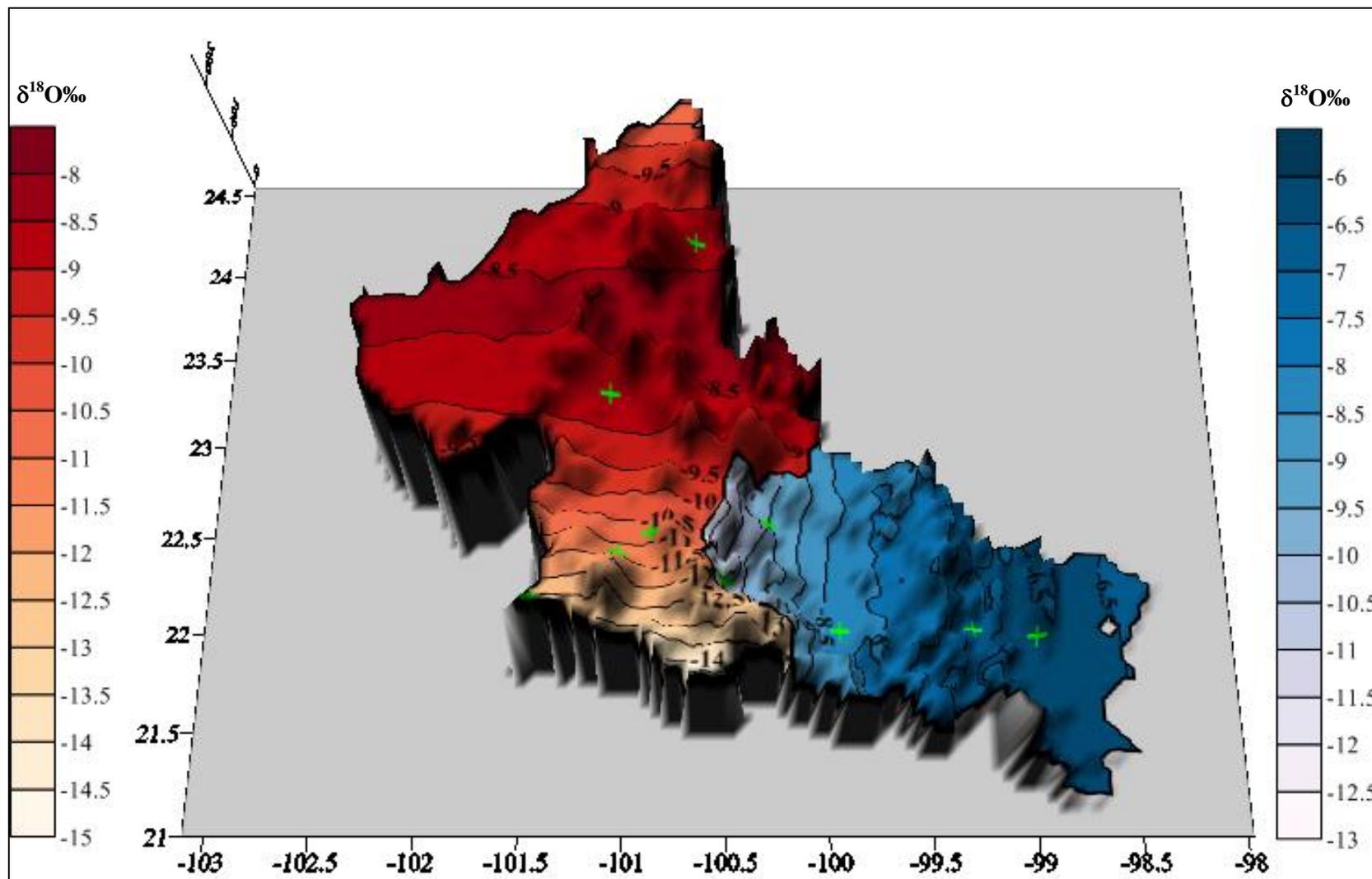


Figura 8-20. Mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$ tanto para la vertiente del Golfo de México y la región Occidental del estado de San Luis Potosí en 3D.

8.10.5 Evaluación del modelo.

La comparación de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ presentes en el agua subterránea con los encontrados en la precipitación, en una escala regional, generalmente muestra la conexión que existe entre el agua subterránea y la señal (isotópica en este caso) de entrada del agua meteórica (Clark y Fritz, 1997). En ciertas circunstancias, el promedio isotópico del agua subterránea diferirá del que se presente en la precipitación, sin embargo, cuando la recarga natural es rápida y a través de zonas preferenciales, el contenido isotópico del agua que se infiltra no será mayormente afectado por la evaporación; en estos casos el valor isotópico promedio del agua subterránea somera recargada localmente, será muy cercano al valor promedio ponderado de la precipitación local (Clark y Fritz, 1997).

En base a lo anterior, y en estudios previos, donde se ha comparado los valores del agua subterránea somera con valores obtenidos con modelos de distribución isotópica en la precipitación (ej. Fritz et al, 1986), se decidió evaluar el ajuste de los modelos de regresión obtenidos para la Vertiente del Golfo y para la región Occidental del estado de San Luis Potosí, mediante la comparación con valores isotópicos de aguas subterráneas someras de diferentes regiones del estado de San Luis Potosí.

Wassenaar, et al. (2007), propusieron un modelo para predecir la distribución espacial de la composición isotópica en las aguas subterráneas someras de la República Mexicana (Figura 8-21). Este modelo fue realizado en base al contenido isotópico de 243 muestras de agua subterránea somera colectada en pozos y norias, 4 de las cuales se encuentran en el estado de San Luis Potosí. El patrón que muestra la figura 8-21 para la región centro oriental del país, donde se sitúa San Luis Potosí, es similar en términos generales al patrón obtenido en el modelo de distribución espacial de los isótopos estables en la precipitación del estado (Figura 8-19). Dicho patrón se describe como el decremento en el contenido isotópico, de este a oeste, tanto en las aguas subterráneas como en las precipitaciones.

No obstante, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las 4 muestras del estado de San Luis Potosí que se incluyeron para la elaboración del modelo nacional (Figura 8-21), no coinciden con los valores obtenidos por el modelo de las precipitaciones de San Luis Potosí, tal y como se presenta en la figura 8-22 (identificados por la cruz en color verde). La diferencia entre los valores isotópicos (Modelados y de las aguas subterráneas) es mayor a $\pm 2\%$ para el $\delta^{18}\text{O}$. Tal diferencia, puede ser atribuida a que el agua subterránea muestreada en el trabajo de Wassenaar, et al. (2007), pudo haber sido afectada por la evaporación durante la recarga, lo cual incrementaría el contenido isotópico con respecto al valor promedio de la precipitación.

De este modo, para validar el modelo de la composición isotópica de la precipitación, se compararon los valores obtenidos mediante su ecuación de regresión, contra los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 17 muestras de agua subterránea somera del estado (5 Altiplano, 1 Centro, 6 Media y 5 Huasteca) (Figura 8-22). Los datos isotópicos de las muestras de agua subterránea somera que se utilizaron en esta comparación fueron obtenidos de estudios recientes (ej. Planer-Friedrich, 2000; Knauth, 2003; Wassenaar et al., 2007; Ramos-Leal, 2008; Hernández-Martínez, 2008; Martínez-Hernández, 2008). Las muestras de agua subterráneas elegidas son representativas de aguas de reciente, lo cual es comprobable por: i) su contenido de ^3H , que es muy cercano al valor de ^3H promedio encontrado en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí, ii) la relativa baja salinidad que presentan y iii) el contexto hidrogeológico de referencia.

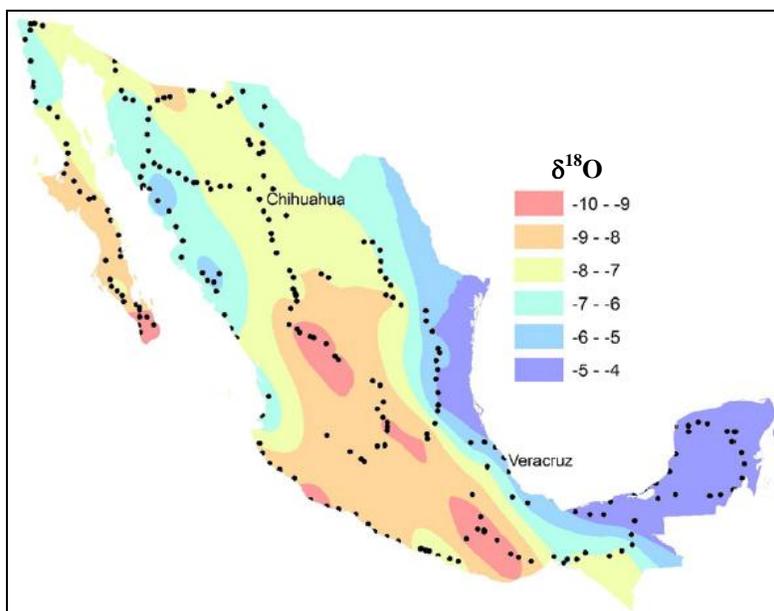


Figura 8-21. Distribución de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas subterráneas someras de la república Mexicana. Tomado de Wassenaar et al., 2007.

Para la región Huasteca, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas subterráneas ajustan muy bien con el modelo de regresión (Figura 8-22), siendo 0.3 ‰ la mayor diferencia entre los valores isotópicos del agua subterránea con la precipitación promedio. Las muestras de agua subterránea en este caso corresponden con manantiales cársticos, por lo que se comprueba que su recarga es de tipo local y/o intermedio; además de que la infiltración de la precipitación se lleva a cabo rápidamente a través de las aberturas asociadas con la carsticidad que prevalece ampliamente en esta región. En dirección hacia el occidente en la región Media, las muestras de agua subterránea que se utilizaron para

comparación corresponden con agua subterránea colectada en pozos someros y manantiales, en estos casos se contó con información que indica la presencia de ^3H en la muestra en valores cercanos a los identificados en la precipitación de esa región, lo que sugiere que representan agua subterránea de relativa reciente infiltración; la diferencia entre la composición isotópica de la precipitación y la del agua subterránea es de hasta 0.9 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$. Las mayores diferencias identificadas entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas y los valores modelados para la precipitación, pueden atribuirse a procesos de evaporación al momento de la recarga (para los pozos se identificó la presencia de NO_3 en valores superiores al valor de fondo, lo que sugiere una posible mezcla con agua evaporada y concentrada de retornos de riego), y/o a que la zona de recarga de dicha agua se encuentra en un punto con distintas condiciones (altitud y climáticas) a las que se presentan en el sitio de muestreo, por lo tanto la firma isotópica será distinta. Esto es especialmente válido para las dos muestras de esta región con valores de -9.28 -9.4‰ de $\delta^{18}\text{O}$, que representan agua subterránea de un importante manantial cárstico que existe en esa región y conocido localmente como La Media Luna; la diferencia con respecto al agua subterránea con zona de recarga local comprueba que la recarga natural para el manantial cárstico se ubica en las sierras que conforman la porción occidental de la región Media del estado; la presencia de ^3H sugiere que el flujo de agua es relativamente rápido porque la distancia desde la zona de recarga hasta la de descarga es de varios kilómetros.

En la región Centro, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ presente en la única muestra de agua subterránea considerada, difiere en 0.2 ‰ del valor modelado para las precipitaciones de esta zona. Esta muestra de agua subterránea representa un manantial que se ubica en las estribaciones de la sierra, la descarga se identifica a partir de fracturas en rocas volcánicas. Finalmente, para la región Altiplano, el valor de la diferencia máxima de $\delta^{18}\text{O}$ entre el agua subterránea y el modelo para la precipitación es de 0.9‰, en este caso también se incluyeron algunos pequeños manantiales asociados con descargas cársticas que existen en la Sierra de Catorce y que son captados para el abastecimiento de pequeñas comunidades en los alrededores de la ciudad de Matehuala. Otras muestras corresponden con pozos en los que el agua subterránea manifiesta

En base al ejercicio de comparación entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas subterráneas someras y los valores obtenidos en base al modelo de regresión, se identifica que las diferencias entre dichos valores no son mayores a ± 1 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$. En suma, cabe hacer mención que 12 de las 17 muestras de aguas subterráneas, poseen una diferencia menor a ± 0.5 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$, y tan solo 5 presentan diferencias más amplias. Por tanto, la gran concordancia entre los valores isotópicos de la precipitación y agua subterránea somera, se considera que valida los modelos de regresión obtenidos para la distribución isotópica de la precipitación del estado de San Luis Potosí.

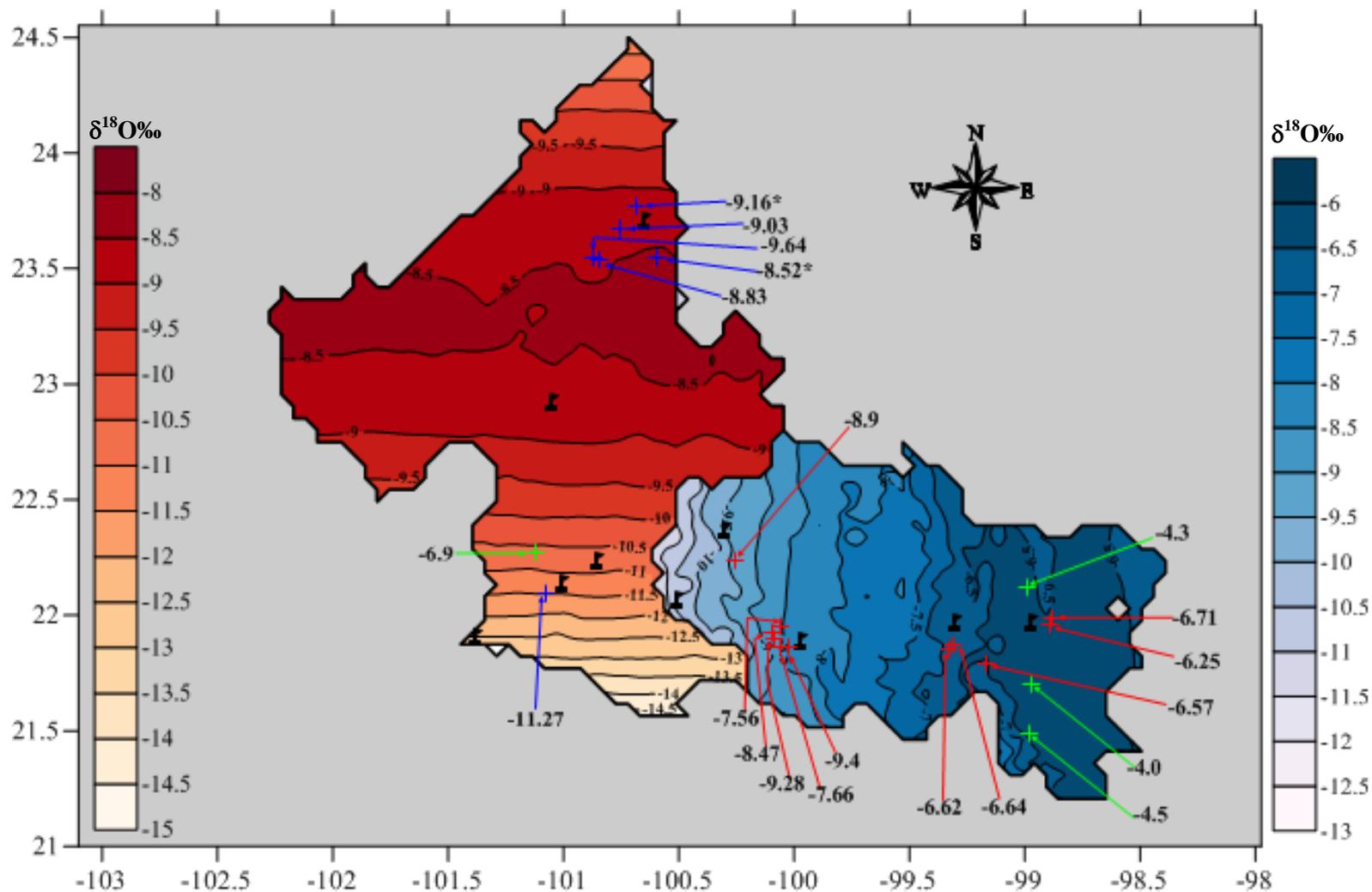


Figura 8-22. Comparación de los valores del promedio ponderado de $\delta^{18}\text{O}$, obtenidos con el modelo de regresión, con datos de $\delta^{18}\text{O}$ en aguas subterráneas someras. Elaborado con datos de Planer-Friedrich, 2000; Knauthe, 2003; Wassenaar et al., 2007; Ramos-Leal, 2008; Hernández-Martínez, 2008; Martínez-Hernández, 2008.

9. CONCLUSIONES.

La campaña de muestreo en la Red de Isótopos en la Precipitación del estado de San Luis Potosí, realizada en 10 estaciones colectoras a partir del mes de junio del 2008, logró integrar 189 muestras mensuales de precipitación hasta el mes de octubre del 2010. La representatividad del muestreo puede catalogarse como muy buena, ya que el 95 % de los meses con lluvia fueron muestreados.

El análisis estadístico básico aplicado a los valores isotópicos de las muestras de precipitación, sugiere que los valores extremos, tanto de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, presentan un alto rango de variación, representado por una desviación estándar muy por encima de los valores reportados por la IAEA para otras estaciones de la GNIP. La media ponderada de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, obtenida para cada estación y año, presenta una diferencia de 0.9 % con respecto a la media aritmética, similar a la diferencia encontrada en algunas estaciones de Norteamérica.

El análisis de correlación, aplicado a los datos isotópicos, así como a los valores de temperatura, precipitación, latitud, longitud y altitud, señala a la longitud (W) como el factor de mayor influencia sobre los datos isotópicos. En segundo término, la temperatura ambiente mensual presenta una correlación moderada con los valores de los isótopos ambientales de la precipitación. Este mismo análisis describe la relación moderada que presenta la altitud con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. La importante correlación, representada por un coeficiente de correlación igual a 1, entre el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, es la esperada, ya que la concentración de ambos isótopos en la precipitación varía paralelamente.

Las precipitaciones de la región Huasteca presentan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ más altos del estado de San Luis Potosí. La media aritmética de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ similares a algunos sitios cercanos a la costa del Golfo de México, se relacionan con la cercanía de esta región con la fuente de las masas de vapor de agua, que es el Golfo de México y Mar Caribe. La línea meteórica local de la Huasteca presenta valores de pendiente (8.62) y ordenada al origen (16.5), mayores al promedio global (LMG). Ambos parámetros, en conjunto con el alto valor del exceso de deuterio (13), reflejan el alto grado de fraccionamiento isotópico, debido al bajo contenido de humedad atmosférica el momento de la evaporación del agua oceánica para formar las masas de vapor que posteriormente constituirán la precipitación.

Los valores isotópicos de las precipitaciones de la región Centro presentan un rango de variación muy amplio, atribuido a la interacción de masas de vapor de agua provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, así como del Océano Pacífico. Las componentes de la línea meteórica del Centro (pendiente =8.1; ordenada al origen=11.47; exceso de deuterio=10.5) son muy similares a los de la LMG. Estos valores son característicos de regiones, cuya fuente de humedad son las zonas

oceánicas intertropicales, con temperaturas cercanas a los 25°C y valores de humedad relativa cercana a 80%. Tales porcentajes de humedad atmosférica son encontrados en el Océano Pacífico, frente a las costas del Guerrero y Oaxaca, lo cual señala a esta zona como la principal fuente de vapor de agua para la región Centro.

La variación entre los valores extremos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la región Media, moderadamente amplia, se atribuye a la interacción y mezcla de masas de vapor de agua provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, así como del remanente de humedad del Océano Pacífico que logra superar las barreras orográficas que separan a la región Media. La diferencia altitudinal que existe entre las estaciones colectoras, rasgo característico de la región, puede influir también en la variación de los valores isotópicos. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la región Media están empobrecidos con respecto de la región Huasteca, lo que indica que las masas de vapor de agua provenientes del Golfo de México y Mar Caribe son empobrecidas gradualmente en isótopos estables, conforme se internan en continente (Efecto de continentalidad). La pendiente de la línea meteórica de la región Media, ligeramente inferior a la LMG, es atribuida un proceso de evaporación secundaria, el cual afectaría el contenido isotópico de las precipitaciones, en particularmente a las menores a 20 mm. La ordenada al origen y el exceso de deuterio son superiores a los valores promedio a la LMG, lo que sugieren que la evaporación del agua oceánica se realiza con valores de humedad atmosférica menores al promedio global ($h=85\%$).

Las condiciones de relativa baja precipitación anual y alta temperatura en la región Altiplano, en conjunto con una baja humedad atmosférica producen la evaporación de las gotas de lluvia al momento de la precipitación (Evaporación secundaria) este proceso modifica la pendiente de la línea meteórica local de dicha región, y le asigna un valor menor al promedio global (LMG). El valor de la ordenada al origen y el exceso de deuterio (8.69 y 9.8 respectivamente), son ligeramente menores al de LMG, debido a que la humedad atmosférica al momento de la evaporación del agua en el océano Pacífico, se aproxima al valor promedio marcado para la LMG (85%), y que el proceso de evaporación secundaria modifican la relación relación isotópica en la precipitación de dicha zona.

La línea meteórica del estado de San Luis Potosí (LMSLP) presenta un amplio rango de variación, producto de la heterogeneidad de las condiciones climáticas y características fisiográficas, así como de la posición geográfica del estado con respecto a las diferentes fuentes de masas de vapor de agua. La pendiente de la ecuación de la LMSLP es similar a la LMG, sin embargo el valor de la ordenada al origen y exceso de deuterio son ligeramente superiores al promedio global, lo cual se atribuye a la interacción y mezcla de masas de vapor de agua provenientes del Golfo de México, Mar Caribe y Océano Pacífico.

El utilizar el valor del exceso de deuterio de las líneas meteóricas locales en el diagrama de Merlivat y Jouzel (1979), fue posible inferir las condiciones de humedad atmosféricas promedio presentes al momento de la evaporación del agua oceánica. En las regiones Centro y Altiplano, la humedad atmosférica en la fuente de evaporación es muy cercana al promedio global (85%). Por su parte, los valores de humedad atmosférica inferidos para la fuente de vapor de agua de las regiones Huasteca y Media son ligeramente superiores al 80%. Al comparar estos valores, con la humedad relativa promedio de las fuentes de vapor de agua potenciales para el estado de San Luis Potosí, se confirma que el Océano Pacífico es la principal fuente de vapor de agua de la región Altiplano y Centro, mientras que el Golfo de México y Mar Caribe son la principal fuente de humedad en la Huasteca y región Media.

La estacionalidad de los valores isotópicos en la precipitación de todas las estaciones del estado no es muy marcada, debido a que este efecto es más notorio en sitios ubicados en latitudes mayores. Sin embargo, en la mayoría de las estaciones es apreciable un decremento en el contenido isotópico durante el verano, consecuencia de los grandes volúmenes de precipitación que se producen durante esa época del año.

La relación entre la cantidad de precipitación y el contenido isotópico (Efecto de cantidad) en conjunto para el estado de San Luis Potosí es casi nulo ($R^2=0.02$). Las estaciones ubicadas en la región Occidental del estado poseen de coeficientes de correlación bajos. Por el contrario, las estaciones de la vertiente del Golfo de México presentan correlaciones que van de bajas a moderadas. El efecto de cantidad en la vertiente del Golfo de México es lógico ya que es donde se registró mayor cantidad de precipitación durante el periodo de muestreo.

El efecto que tiene la temperatura sobre el contenido isotópico de las precipitaciones es mejor identificado en regiones ubicadas a mayores latitudes. En el estado de San Luis Potosí, el coeficiente de correlación entre estos parámetros, es apenas de 0.34. No obstante al valor bajo de R^2 , el gradiente estatal (-1‰ cada -1.75°C) se encuentra dentro del rango promedio descrito por Clark y Fritz (1997).

El efecto de continentalidad, producto de la evolución de las masas de vapor cuando se adentran desde la costa hacia el continente, afecta en gran medida la distribución del contenido isotópico en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Esto es soportado por el alto valor de R^2 (0.75), que se presenta entre la correlación de $\delta^{18}\text{O}$ y la longitud (W). El gradiente del efecto de continentalidad en el estado de San Luis Potosí indica que las precipitaciones se empobrecen -2 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100 km que se desplazan las masas de vapor desde la costa hacia el oeste, adentrándose en territorio potosino. Dicho gradiente se encuentra dentro del rango de valores reportados por otros autores.

La relación entre la variación altitudinal y la variación en el contenido isotópico de la precipitación para la vertiente del Golfo de México es mayor ($R^2 = 0.74$), que la presentada en la región Occidental del estado ($R^2 = 0.63$), y en el estado ($R^2 = 0.53$). El gradiente altitudinal para el estado de San Luis Potosí (-0.33 ‰ de $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100m) se encuentran dentro del rango propuesto por Holdsworth et al. (1991) y dentro del rango de valores que se han encontrado en estudios recientes. Con respecto al ^3H en la precipitación, las estaciones de la IAEA, ubicadas en Chihuahua y Veracruz, muestran una pico en la concentración de casi 1000 UT en el año 1963. A partir de ese año, el contenido de ^3H desciende gradualmente, siguiendo un patrón idéntico al valor promedio de ^3H para las precipitaciones del hemisferio norte. Las pruebas termonucleares son las responsables de la generación de tal cantidad de ^3H en la atmósfera. Los datos de ^3H , obtenidos para la precipitación del estado de San Luis Potosí, muestran valores bajos que sugieren el origen cosmogénico del ^3H . El valor promedio de ^3H en San Luis Potosí (2.43 UT), concuerda con valores de ^3H en la precipitación colectada en estaciones de la GNIP ubicadas a similar latitud en otras partes del mundo. La relación entre el valor promedio de ^3H en la precipitación de cada estación, y el valor de latitud y longitud, señaló que solo el efecto de continentalidad inverso afecta la distribución del ^3H en las muestras de precipitación.

La metodología de regresión de 2 pasos propuesta por Bowen y Wilkinson (2002), permitió obtener el mapa de distribución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ promedio en la precipitación del estado de San Luis Potosí. Dicho mapa es el primero que se realiza en México y presenta un gran nivel de detalle, tanto espacial como temporalmente, utilizando exclusivamente datos isotópicos de precipitación.

Debido a discrepancias entre los factores control, fue necesario obtener un mapa de distribución para la Vertiente del Golfo de México y otro para la región Occidental del estado. Las ecuaciones de cada zona del estado presentan un ajuste mayor al 90% ($R^2 = 0.91$ y 0.90 , respectivamente).

El mapa de distribución para la vertiente del Golfo de México muestra un patrón que sugiere que las masas de vapor de agua, provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, siguen el proceso de destilación Rayleigh al momento que se van internado y precipitando sobre el continente. En la región Occidental del estado se presenta una configuración anormal, caracterizada por un patrón latitudinal contrario al mostrado a nivel global, principalmente en la región Centro, y uno que es concordante con la distribución latitudinal global (Región Altiplano). El análisis hecho al mapa de distribución espacial y datos isotópico de la precipitación de la Cuenca de Querétaro, señala que la distribución latitudinal en el estado de San Luis Potosí, en especial en la región Occidental, es afectada por la entrada masas de vapor de agua provenientes del Golfo de México y Mar Caribe, que logran internarse hasta la región Altiplano, donde producen valores isotópicos anómalos. La comparación entre los valores isotópicos obtenidos con el modelo de regresión y valores de agua

subterránea somera moderna del estado de San Luis Potosí, muestran una diferencia no mayor a 1% de $\delta^{18}\text{O}$, sin embargo, mayor parte de las muestras de aguas subterránea (12 de 17) presentan diferencias menores a $\pm 0.5 \text{ ‰}$ de $\delta^{18}\text{O}$. El gran nivel de concordancia entre los valores isotópicos mencionados, validan los modelos de regresión para la precipitación del estado de San Luis Potosí. La importancia del estudio, y en especial del modelo de distribución del contenido isotópico en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí, radica en las aplicaciones que la información generada puede tener en el campo de la investigación hidrogeológica del estado. Ejemplo de estas aplicaciones son:

- i. **Identificación de zonas de recarga.** Al comparar los valores isotópicos del agua subterránea somera que abastece a determinada población, con los valores isotópicos del modelo de distribución de las precipitaciones del estado de San Luis Potosí, o simplemente mediante la utilización de la ecuación de regresión de dicho modelo, se pueden identificar las zonas de recarga. Ya que la ecuación de regresión utiliza como variables las coordenadas geográficas y altitud, se pueden obtener, mediante un simple despeje, el sitio en la que precipita e infiltra el agua que es extraída para el abasto de una población dada. Estas y todas las aplicaciones e interpretaciones en las que se emplee la información generada en este proyecto, deben ser complementadas y corroboradas con herramientas y conocimientos hidrogeológicos.
- ii. **Identificación de mecanismos de recarga.** La presencia de valores isotópicos en agua subterránea somera distintos a los calculados para la precipitación en ese mismo sitio puede deberse a procesos que alteran la concentración relativa de los isótopos durante la recarga. Un ejemplo claro es la presencia de valores de $\delta^{18}\text{O}$ menos negativos de los estimados mediante el modelo de regresión. Este fenómeno puede ser ocasionado por un proceso de evaporación durante la recarga, lo cual implicaría que la infiltración del agua no es lo suficientemente rápida. Una forma de poder precisar si el contenido isotópico del agua subterránea fue modificado por la evaporación, es graficar los valores de los isótopos estables en la Línea Meteorica Local de la región que corresponde, si estos valores se encuentran desplazados a la derecha de la LML, se considera como indicativo de evaporación. Así mismo, si en una grafica de $\delta^{18}\text{O}$ contra el ion Cloro, ambos varían de forma paralela indicara de manera contundente que el proceso de evaporación ha alterado el contenido isotópico y químico de dicha agua.
- iii. **Herramienta en la toma de decisiones.** Mediante la utilización de la información isotópica obtenida en este proyecto, como se menciona en los dos ejemplos anteriores, se puede mejorar el manejo y conservación de los sistemas de flujo subterráneo. Un ejemplo

es la utilización de los datos isotópicos como herramienta en el Programa de Pagos por Servicios Ambientales Hidrológicos (PSAH), en donde se bonifica a los propietarios de terrenos, considerados como zonas de recarga de los acuíferos, por mantener en condiciones adecuadas dichas áreas. De esta manera, los encargados de tomar decisiones podrán identificar con más exactitud las zonas que deben ser conservadas.

10. BIBLIOGRAFÍA.

- Aggarwal, P.K., Gat, J.R. y Froehlich, K., 2005. Isotopes in the water cycle: past, present and future of a developing science. Springer. 348 p.
- Aggarwal, P.K., Froehlich, K. y Gonfiatini, R., 2011. Contribution of the International Atomic Energy Agency to the development and the practice of isotope hydrology. *Hydrogeology Journal*, 19, 5-8.
- Andreu, B., Ruiz-Peña, O., Del Arenal, R. y Gálvez-Cruz, L., 1981. Estudio con técnicas isotópicas de las aguas subterráneas, del Valle del Mezquital, México. In: *Proceeding of the Interamerican Symposium on Isotope Hydrology*. pp. 18-22.
- Araguas-Araguas, L., Froehlich, K y Rozanski, K, 2000. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrological Processes*. 14, 1341-1355.
- Baertschi, P. 1976. Absolute ^{18}O content of Standard Mean Ocean Water. *Earth and Planetary Science Letters*. 31, 341-344.
- Baumgartner, A. and Reichel E., 1975. *The World Water Balance*. Elsevier, Amsterdam, pp. 179.
- Berden, G. y Engeln, R., 2009. *Cavity Ring-Down Spectroscopy. Techniques and applications*. Blackwell Publishing LTD. 323p.
- Berner, E.K, y Berner, R.A., 1987. *The Global Water Cycle*. Prentice-Hall. p.16.
- Berner, E.K, y Berner, R.A., 1996. *Global environment: water, air, and geochemical cycles*. Prentice-Hall. 376 p.
- Birks, S. J., Gibson, J. J., Gourcy, L., Aggarwal, P. K. and Edwards, T. W. D., 2002. Maps and animations offer new opportunities for studying the global water cycle. *Eos Trans. AGU Electron. Suppl.*, 83(37).
- Birks, S. J., Gibson, J. J., Gourcy, L., Aggarwal, P. K. and Edwards, T. W. D., 2002. Maps and animations offer new opportunities for studying the global water cycle, *Eos Trans. AGU Electron. Suppl.*, 83(37).
- Bombén, A.M., 1997. Centelleo Líquido. En: *Apuntes del curso Metodología y Aplicación de Radioisótopos*. Ente Nacional Regulador Nuclear, Argentina.
- Boronina, A., Balderer, W., Renard, P. y Stichler, W., 2005. Study of stable isotope in the Kouris catchment (Cyprus) for the description of the regional groundwater flow. *Journal of Hydrology*. 308, 214-226.

- Bortolami, G.C., Ricci, B., Susella, G.F. y Zuppi, G.M., 1979. Isotope hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy. En *Isotope Hydrology, 1978*, IAEA Symposium 228, Junio 1978. 1, 327-350.
- Bowen, G.J. y Revenaugh, J., 2003. Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research*. 39(10)
- Bowen, G.J. y Wilkinson, B., 2002. Spatial distribution of $\delta^{18}\text{O}$ in meteoric precipitation. *Geology*. 30, 315-318.
- Bowen, G., 2003-2011. Water Isotopes Org. [Fecha de consulta: 20 de enero de 2011]. Disponible en: <http://wateriso.eas.purdue.edu>
- Carrillo-Rivera, J.J., Varsányi, I., Kovács, L.O. y Cardona, A., 2007. Tracing Groundwater Flow Systems with Hydrogeochemistry in Contrasting Geological Environments. *Water Air Soil Pollut.* 184,77–103.
- Carrillo-Rivera, J. J., Cardona, A., Huizar-Alvarez, R. y Graniel, E., 2008. Response of the interaction between groundwater and other components of the environment in Mexico. *Environmental Geology*. 55, 303-319.
- Chamberlain, C.P., Poage, M.A., Craw, D., Reynolds, R.C., 1999. Topographic development of the Southern Alps recorded by the isotopic composition of authigenic clay minerals, South Island, New Zealand. *Chem. Geol.* 155, 279–294.
- Clark, I.D., 1987. Groundwater resources in the Sultanate of Oman: origin, circulation times, recharge processes and paleoclimatology. Isotopic and geothermal approaches. Unpublished doctoral thesis. Université de Paris-Sud, France. 264p.
- Clark, I.D., Fritz, P., Michel, F.A. y Souther, J.G., 1982. Isotope hydrology and geothermometry of the Mount Meager geothermal area. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 19, 1454-1473.
- Clark, I.D. y Fritz, P. 1997. *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publishers, 328.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), 2008. Estadísticas del Agua en México 2008. 227 p.
- Cook, P.G. y Herezeg, A.L., 2000. *Environmental tracers in subsurface hydrology*. Kluwer Academic Publishers, Boston. 529 p.
- Cortés, A. y Durazo, J., 2001. Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México. *Ingeniería Hidráulica en México*. 16, 93-102.
- Cortés, A. y Farvolden, R. N., 1989. Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de la Cruces, México. *Journal of Hydrology*. 107, 147-153.
- Cortés, A., Arizabalo, R.D. y Rocha, R., 1989. Estudio hidrogeoquímico isotópico de manantiales en la cuenca de México. *Geofísica Internacional*. 28, 265-282.

- Cortés, A., Durazo, J. y Farvolden, R.N., 1997. Studies of isotopic hydrology of the basi of México and vicinity: annotated bibliography and interpretation. *Journal of Hydrology*. 198, 346-376.
- Cortés, A., Durazo, J. y Kralisch, S., 2007. Rapid isotopic changes in groundwater, upper Rio Guanajuato catchment, México. *Geofísica Internacional*. 46, 77-85.
- Craig, H. y Gordon, L., 1965. Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere. En: E. Tongiorgi, (Eds), *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Spoleto. 9-130.
- Craig, H., Boato, G. y White, D.E., 1956. Isotopic geochemistry of thermal water. *National Academy of Science*. 19, 29-36.
- Craig, H. 1961a. Standard for reporting concentrations for deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science*, V. 33, 1833:1834.
- Cressman, G. P., 1959. An operative objective analysis system. *Mon. Weather Rev.* 87, 367– 374.
- Crosson, E.R., Haar, P., Marcus, G.A., Schevettman, H.A., Paldus, B.A., Spence, T.G. y Zare, R.N., 1999. Pulse stacked cavity ring-down spectrometry. *Review of scientific instruments*. 70, 4-10.
- Cruz-San Julian, J., Araguas-Araguas, L., Rozansky, K., Benavente, J., Cardenal, J., Hidalgo, M.C., García-López, S., Martínez-Garrido, J.C., Moral, F. y Olias, M., 1992. Sources of precipitation over South-Eastern Spain and groundwater recharge. An isotopic study. *Tellus*. 44b, 226-236.
- Dansgaard, W., 1953. The abundance of O18 in atmospheric water and water vapour . *Tellus*. 5, 461-469.
- Dansgaard, W., 1954. The abundance of O18 in fresh water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 6, 241-260.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotope in precipitation. *Tellus*. 16, 436-468.
- Dray, M., Jusserand, C., Novel, J.P. y Zuppi, G.M., 1998. Air mass circulation and the isotopic “shadow effect” in precipitation in the French and Italian Alps. In: *Proceedings of Symposium on Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and Lithosphere*, 1998. IAEA, Vienna, pp. 107–117.
- Dubois, J.D. y Flück, J., 1984. *Geochemistry: utilisation of geothermal resources of the Baden area*. Basel, Swiss National Energy Research Foundation. 165p.
- Durazo, J., 2007. The modern isotopic precipitation of Central México and its hydrological manifestations in its highlands lands, Valley of Toluca. *Sometida a Geofísica Internacional*, enero 2007.

- Epstein, S., 1956. Variations of the O^{18}/O^{16} ratios of fresh water and ice. National Academy of Science. 19, 20-25.
- Eriksson, E., 1965. Deuterium and oxygen-18 in precipitation and other natural waters. Some theoretical considerations. Tellus. 17, 498-512.
- Eriksson, E., 1966. Major pulses of tritium in the atmosphere. Tellus. 17, 118-130.
- Faure, G., 1998. Principles and applications of Geochemistry. Ed. Prentice Hall. 600 p.
- Ferronsky, V.I. y Brezgunov, V.S., 1989. Stable isotopes and ocean dynamics. En: P. Fritz, P. y J.-Ch Fontes (Eds.), Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier. 3, 1-26.
- Ferronsky, V.I. y Polyakov, V.A., 1982. Environmental isotopes in the hydrosphere. Translated by S.V. Ferronsky, John Wiley and Sons, New York, 466p.
- Fondear. [Fecha de consulta: 22 de febrero de 2011]. Disponible en: <http://www.fondear.org/infonautic/mar/Meteo/CelulasConvectivas/Celulas1.jpg>
- Fontes, J.-Ch. y Olivry, J.C., 1977. Gradient isotopique entre 0 et 4000 m dans les précipitations du Mont Cameron. Comptes Rendus Réunion Annuelle Sciences de la Terre. Société géologie française, Paris. 171.
- Friedman, I., 1953. Deuterium content of natural waters and others substances. Geochimica et Cosmochimica Acta. 4, 89-103.
- Friedman, I., Machta, L. y Soller, R., 1962. Vapor water exchange between water droplet and its environment. Journal Geophysical Research. 67, 2761-2770.
- Friedman, I., Smith, G.I., Gleason, J.D., Warden, A. y Harris, J.M., 1992. Stable isotope composition of waters in southeastern California 1. Modern precipitation. J. Geophys. Res. 97, 5795-5812.
- Gao, J., Tian, L., Liu, Y. y Gong, T., 2009. Oxygen isotope variation in the water cycle of the Yamzho Lake Basin in Southern Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin. 54, 2758-2765.
- García de Miranda, E., 1986. Apuntes de Climatología. 5a. ed. México, Talleres Gráficos Offset Larios S.A.
- Gat, J.R. y Carmi, I., 1970. Evolution of isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J. Geophys. Res. 75, 3039-3078.
- Gat, J.R., 1971. Comments on the stables isotope method in regional groundwater investigations. Water Resources Researches. 7, 980-993.
- Gat, J.R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrological cycle. Earth Planet. Science. 24, 225-262.

- Giauque, F.W., Johnston, H.L., 1929a. An isotope of oxygen, mass 18. Interpretation of the atmospheric absorption bands. *J. Am. Chem. Soc.* 51, 1436–1445.
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D. y Burse, G.G., 1993. Estimating evaporation using stable isotopes: Quantitative results and sensitive analysis for two catchments in Northern Canada. *Nordic Hydrology*. 24, 79-94.
- Gilfillan, E.S.Jr., 1934. The isotopic composition of the sea water. *Journal American Chemical Society*. 56, 406-408.
- Gonfiatini, R., 1965. Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate. *Atti. Soc. Toscana Sci. Nat. Pisa Ser. A*. 72, 550-569.
- Gonfiatini, R., 1986. Environmental isotopes in lake studies. En: P. Fritz, P. y J.-Ch Fontes (Eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Elsevier. 2, 113-168.
- Gourcy, L.L., Groening, M. y Aggarwal, P.K., 2005. Stable oxygen and hydrogen isotopes in precipitation. En: P.K. Aggarwal; J.R. Gat y K.F.O. Froehlich (Eds.). *Isotope in water cycle, past, present and future of a development science*. IAEA-Springer, 2005. 52-71.
- Gupta, S.K. y Deshpande, R.D., 2003. Synoptic hydrology of India from the data of isotopes in precipitation. *Current Science*, 85, 1591-1595.
- Hage, K.D., Gray, J. y Linton, C., 1975. Isotopes in precipitation in Northwestern North America. *Monthly Weather Review*. 103, 958-966.
- Hageman, R., Nief, G. y Roth, E., 1970. Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus*. 22, 712-715.
- Hernández-Martínez, J.L., 2008. Efecto de la evolución geoquímica en la calidad del agua subterránea en la porción central de la zona Media del estado de San Luis Potosí. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Harvey, F.E. y Welker, J.M., 2000. Stable isotopic composition of precipitation in the semi-arid north-central portion of the US Great Plains. *Journal of Hydrology*. 238, 90-109.
- Harvey, F.E. y Welker, J.M., 2000. Stable isotopic composition of precipitation in semi-arid north-central portion of the U.S. Great Plains. *Journal of Hydrology*. 238, 90-109.
- Harvey, F.E., 2000. Use of NADP archive samples to determine the isotope composition of precipitation: characterizing the meteoric input functions for use in ground water studies. *Ground Water*. 39, 380-390.
- Henry, J.G. y Heinke, G.W., 1996. *Ingeniería Ambiental*. Person. 2da ed. 761 p.
- Holdsworth, G., Fogarasi, S. y Krouse, H.R., 1991. Variation of isotope stable of water with altitude in the Saint Elias Mountains of Canada. *Journal of Geophysical Research*. 96, 7483-7494.

- Holecheck, J.L., Pieper, R.D. y Herbel, C.H., 1998. Range management: principles and practices. Prentice Hall. Upper Saddle River.
- Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática (INEGI), 2002. Síntesis de Información Geográfica del Estado de San Luis Potosí en Formato Digital.
- Ingraham, N.L., 1998. Isotopic variation in precipitation. En: Isotope Tracers in Catchment Hydrology. (Edts.) Kendall, C. y MacDonnell, J.J. Elsevier. 87-118.
- International Agency of Energy Atomic (IAEA). [Fecha de consulta: 21 de octubre de 2010]. Disponible en: <http://nds121.iaea.org/wiser/>
- International Agency of Energy Atomic (IAEA), 1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1979, 1983, 1986 y 1990. World survey of isotope concentration in precipitation. IAEA Technical Reports Series Nos.: 96, 117, 129, 147, 165, 192, 226, 264, y 311.
- International Agency of Energy Atomic (IAEA), 1981. Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. Technical Report No. 206.
- International Agency of Energy Atomic (IAEA), 1992. Statistical treatment of environmental isotope data in precipitation. Technical Report No. 331.
- Issar, A., Quijano, J.L., Gat, J.R. y Castro, M., 1984. The isotopic hydrology of the groundwater of Central México. Journal of Hydrology. 71, 201-224.
- IRI/LDEO Climate Data Library. [Fecha de consulta: 13 de febrero de 2011]. Disponible en: <http://ingrid.ldeo.columbia.edu>
- Jacob, H. y Sonntag, C., 1991. An 8-year record of the seasonal variation of 2H and 18O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. Tellus. 43b, 291-300.
- Johannesson, K.H., Cortés, A. y Kirloy, K.C., 2004. Reconnaissance isotopic and hydrochemical study of Cuatro Ciénegas groundwater, Coahuila, México. Journal of South America Earth Science. 17, 171-180.
- Johnson, K. R. e Ingram, B.L., 2004. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation of China: implications for the paleoclimate reconstructions. Earth and Planetary Science Letters. 220, 365-377.
- Kendall, C. y Doctor D.H., 2003. Stable isotopes applications in hydrologic studies. En: Treatise on Geochemistry. Ed. Elsevier. Vol. 5, 319-364.
- Kendall, C. y McDonnell J.J., 1998. Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier Science BV. pp. 87-118.
- Kirschenbaum, I., 1951. Physical properties and analysis of heavy water. McGraw-Hill Book Co. p. 398.

- Knauthe, U., 2003. Determination of groundwater recharge with geochemical and isotopic methods in the arid area of Matehuala, Mexican Altiplano. Thesis. University of Mining and Technology Freiberg- UASLP.
- Kumar, U.S., Kumar, B., Rai, S.P. y Sharma, S., 2010. Stable isotope ratios in precipitation and their relationship with meteorological conditions in the Kumaon Himalayas, India. *Journal of Hydrology*. 391, 1-8.
- Lachniet, M.S. y Patterson W.P., 2009. Oxygen isotope values of precipitation and surface waters in northern Central America (Belize and Guatemala) are dominated by temperature and amount effects. *Earth and Planetary Science Letter*. 284, 435-446.
- Lachniet, M.S. y Patterson, W.P., 2009. Oxygen isotopes values of precipitation and surface waters in Central America (Belize and Guatemala) are dominated by temperature and amount effects. *Earth and Planetary Science Letters*. 284, 435-446.
- Lal, D., 2005. Hydrologic process studies using radionuclides produced by cosmic rays. En: P.K. Aggarwal; J.R. Gat y K.F.O. Froehlich (Eds.). *Isotope in water cycle, past, present and future of a development science*. IAEA-Springer, 2005. 52-71.
- Langmuir, D. 1997. *Aqueous Environmental Geochemistry*. Prentice-Hall, 600.
- Landsea, C.W. y Gray, W.M., 1989. Eastern north Pacific tropical cyclone climatology-low frequency variations. Report of W.G. 6.3 (Northeast Pacific Ocean) of IWTC-II, World Meteorological Organization, Genova.
- Llanas-Rivera, J. y Contreras-Servín, C., 2009. Variabilidad climatológica en la ciudad de San Luis Potosí durante el periodo 1878-2000 y su relación con el fenómeno de El Niño. En: *Boletín de Sistemas de Información Estadística y Geográfica*. INEGI. 2, 249-272.
- Longinelli, A. y Selmo, E., 2003. Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map. *Journal of Hydrology*. 207, 75-88.
- Mark, L.E., 2008. Cavity Ring-Down Spectroscopy and the retrieval of aerosol optical properties from biomass burning during flame. Tesis de Maestría. Colorado State University.
- Martínez-Hernández, J.E., 2008. Identificación de la recarga natural e inducida en la cuenca de San Luis Potosí. Tesis de Maestría. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Mazor, E. 1997. *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology: The Applied Approach*. Marcel Dekker, Inc., 413.
- Merlivat, L. y Jouzel, J., 1979. Global climatic interception of the deuterium – oxygen-18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*. 84, 5029-5033.

- Merlivat, L., 1970. L'Étude qualitative de bilans de lacs á l'aide des concentrations en deuterium et oxygene-18 dans l'eau. En: Isotope Hydrology. IAEA Symposium 129, Marzo 1970. 89-107.
- Mook, W. G., 2002. Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. Theory, Methods, Review, U.N. Educ. Sci. and Cult. Org./IAEA, Paris. Vol. I, 1-24.
- Morales, P., Casar, I., Cienfuegos, E. y Ramos, S., 1991. Interrelación entre las aguas meteóricas y subterráneas en la porción nor-occidental del estado de Morelos. Reporte Interno. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Moran, T.A., Marshall, S.J., Evans, E.C. y Sinclair, K.E., 2007. Altitudinal gradient of stable isotopes in Lee-Slope precipitation in the Canadian Rocky Mountains. Arctic, Antarctic and Alpine Research. 39, 455-467.
- Moser, H. y Stichler, W., 1970. Deuterium and oxygen-18 contents as index of the properties of snow blankets. En: Snow Mechanics, Proceedings. Grindelwald Symposium, Abril 1970. IAHS Publications. 114, 122-135.
- National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA). [Fecha de consulta: 25 de mayo de 2011]. Disponible en: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>
- Nativ, R. y Riggio, R., 1990. Precipitation in the southern High Plains: Meteorologic and isotopic features. Journal of Geophysical Research. 95(D13), 22 559–22 564.
- Nativ, R. y Riggio, R., 1990. Precipitation in the southern High Plains: meteorologic and isotopic features. Journal of Geophysical Research. 95, 22559–22564.
- Oliver, R.D., Nieva, F., Flores, H.F., Verma, S.P., Santoyo, E. y Portugal, E., 1987. Evaluación hidrogeoquímica en la cuenca de México y parte del Alto Lerma. Geos-Boletín de la Unión Geofísica Mexicana. 1, 27.
- Payne, B.R., 1974. La interacción del agua de riego con el agua subterránea y el Río Tula en el Valle del Mezquital. Final report, Isotope Hydrology Section, International Atomic Energy Agency, Viena, 19 pp.
- Petit, J.R., White, J.W., Young, N.W., Jouzel, J. y Korotkevitch, Y.S., 1991. Deuterium excess in recent Antarctic snow. J. Geophys. Res. 96, 5113-5123.
- Plan de Desarrollo Urbano del Estado de San Luis Potosí (PDU-SLP), 2001-2020.
- Planer-Friedrich, B., 2000. Hydrogeological and Hydrochemical investigations in the Rioverde basin, Mexico. Thesis. University of Mining and Technology Freiberg- UASLP.

- Poage, M. A. y Chamberlain, C.P., 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change. *American Journal of Science*. 31, 1-15.
- Quijano, J.L., 1983. C-14 study of groundwater on the Valleys of Mezquital and Mexico. Research Contract No. 3122/RB to the Dirección General de Usos del Agua y Prevención de la Contaminación de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, México. 8 pp.
- Ramos-Leal, J.A., 2008. Caracterización Hidrogeoquímica de la descarga Subterránea en la Zona de la Huasteca, San Luis Potosí. Proyecto CONACYT-Fondo Institucional.
- Rindberger, M., Jaffe, S., Rahamim, S. y Gat, J.R., 1990. Patterns of isotopic composition of precipitation in time and space: data from the Israeli storm water collection program. *Tellus*. 43B, 263-271.
- Rindberger, M., Magaritz, M., Carmi, I. y Gilad, D., 1983. The relation between air mass trajectories and the water isotope composition of rain in Mediterranean Sea area. *Geophysical Research Letters*. 10, 43-46.
- Rindberger, M., Jaffe, Sh., Rahamim, Sh., y Gat, J.R., 1990. Patterns of the isotopic composition on precipitation in time and space: data from the Israel storm water collection program. *Tellus*. 42b, 263-271.
- Rozanski, K. y Araguas-Araguas, L., 1995. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South American continent. *Bull. Inst. Fr.* 24, 379-390.
- Rozanski, K., Araguas-Araguas, L. y Gonfiantini, R., 1992. Relationship between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*. 258, 981-985.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L. y Gonfiantini, R. 1993. Isotopic patterns in modern global precipitations. En: *Continental Isotope Indicators of Climate*, American Geophysical Union Monograph.
- Rozanski, K., Sonntag, C. y Münnich, K.O., 1982. Factors controlling stable isotopes composition of European precipitation. *Tellus*. 34, 142-150.
- Rozansky, K. y Araguas-Araguas, L., 1995. Spatial and temporal variability of stable isotope composition of precipitation over the South America continent. *Bull. Inst. fr. Etudes andines*. 24, 379-390.
- Rudolph, D.L., Cherry, J.A. y Farvolden, R.N., 1991. Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico City. *Water Resources Research*. 27, 2187-2201.
- Ryan, M.C., 1989. An investigation of nitrogen compounds in the groundwater in the Valley of Mexico. *Geofísica Internacional*. 28, 417-433.

- Salati, E., Dall'olio, A., Matsui, E. y Gat, J.R., 1979. Recycling of water in the Amazon Basin, an isotopic study. *Water Resour. Res.* 15, 1250-1258.
- Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.J. y Kauahikaua, J.P., 1996. Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii. *Water Resources Research.* 32, 3525-3537.
- Seigenthaler, U. y Oeschger, H., 1980. Correlation of the ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature.* 285, 314-317.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. y Taylor, H.P., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology.* 64, 755-777.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L. y Taylor, H.P., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology.* 64, 755-777.
- Shiklomanov, I.A., 1993. World freshwater resources. In: P.H. Gleick (Editor), *Water in Crisis*, Oxford University Press, New York, Oxford, 473 pp.
- Siegenthaler, U., Schotterer, U. y Oeschger, H., 1983. Sauerstoff-18 und tritium als natürliche Tracer für Grundwasser: Gas-Wasser-Abwasser, 63, 477-783.
- Simpkins, W., 1995. Isotopic composition of precipitation in central Iowa. *Journal of Hydrology.* 172, 185-207.
- Stanger, G., 1986. The hydrogeology of the Oman Mountains. Unpublished Ph D. thesis. Open University, U.K. 572p.
- Stowhas, L. y Moyano, J.C., 1993. Simulation of the isotopic content of precipitation. *Atmos. Environ.* 27A, 327-333.
- Takahashi, K., 1998. Oxygen isotopes ratios between soil water and stem water of the tree in pot experiments. *Ecological Research.* 13, 1-5.
- Tarbuck, E.J. y Lutgens, F.K., 2005. *Ciencias de la Tierra*. Pearson. 8va ed. 736 p.
- Teijeiro, M.F., Rodríguez- Arévalo, J. y Castaño, S., 2009. La Red Española de Vigilancia de Isótopos en la Precipitación (REVIP): distribución isotópica espacial y aportación al conocimiento del ciclo hidrológico. *Ingeniería Civil.* 155, 87-97.
- Teranes, J.L. y McKenzie, J.A., 2000. Lacustrine oxygen isotope record of 20th-century climate change in central Europe: evaluation of climatic control on oxygen isotopes in precipitation. *Journal of Paleolimnology.* 26, 131-146.
- Tian, L., Yao, T., Numaguti, A. y Sun, W., 2001. Stable isotope variation precipitation on the Tibetan Plateau. *Journal of the Meteorological Society of Japan.* 79, 959-966.

- Unterweger, M.P., Coursey, B.M., Shima, M.J. y Mann, W.B., 1980. Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of standards tritiated water standards. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*. 31, 611-614.
- Urey, H.C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of Chemical Society*, 562:581.
- Urey, H.C.; Brickwedde, F.G. y Murphy, G.M.; (1932). A Hydrogen Isotope of Mass 2. *Physical Review*. 39, 1932-1934.
- Večra, P., Bronić, I.K., Horvatinčić, N. y Barešić, J., 2006. Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia y Croatia: Comparison of continental and marine stations. *Journal of Hydrology*. 330, 457-469.
- Vélez, M.V. y Rhenals, R. L., 2008. Determinación de la recarga con isótopos ambientales en los acuíferos de Santa Fé de Antioquia. *Boletín de Ciencias de la Tierra*. 24, 37-54.
- Victoria, R.L., Martinelli, L.A., Mortatti, J. y Richey, J., 1991. Mechanism of water recycling in the Amazon Basin: isotopic insights. *Ambio*. 20, 384-387.
- Vreča, P., Bronić, I.K., Horvatinčić, N. y Barešić, J., 2006. Isotopic characteristics of precipitation in Slovenia and Croatia: Comparison of continental and marine stations. *Journal of Hydrology*. 330, 457-469.
- Vuille, M. y Werner, M., 2005. Stables isotopes in precipitation recording South America summer monsoon and ENSO variability: observations and model results. *Climate Dynamics*. 25, 401-413.
- Walker, J.M., 2000. Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) characteristics of weekly precipitation collected across the USA: an initial analysis with application to water source studies. *Hydrological Processes*. 14, 1449-1464.
- Wassenaar, L.I., Van Wilgenburg, S.L., Larson, K. y Hobson, K.A., 2009. A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}\text{O}$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*. 102, 123-136.
- Yonge, J.C., Glodenberg, L. y Krouse, H.R., 1989. An isotope study of water bodies along a traverse of southwestern Canada. *Journal of Hydrology*. 106, 245-255.
- Yurtsever, Y. y Gat, J.R., 1981. Atmospheric waters. En: J.R. Gat y R. Gonfiatini (eds.), *Stable isotope hydrology, deuterium and oxygen-18 in the water cycle*. IAEA Technical Reports Series No. 210.
- Zalicki, P. y Zare, R.N., 1995. Cavity Ring-Down Spectroscopy for quantitative absorption measurements. *J. Chem. Phys.* 102, 27-17.

ANEXO 1.

Estación	Año	Mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	^3H (UT)	Incertidumbre ^3H (UT)	Volumen Colectado (ml)	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
Ingeniería.	2008	Junio	-12.29	0.04	-88.41	0.4			880	19.1	19.0
		Julio	-8.55	0.05	-61.09	0.5	2.99	0.44	4110	107.0	18.3
		Agosto	-14.93	0.05	-110.42	0.5	1.87	0.34	3090	118.3	19.5
		Septiembre	-12.64	0.05	-89.14	0.5	2.16	0.40	3530	70.2	16.4
		Octubre	-6.92	0.05	-41.07	0.6	2.07	0.31	720	15.2	14.8
	2009	Mayo	-4.62		-26.70				4040	69.9	20.4
		Junio	-10.82		-77.49				2148	40.2	21.6
		Agosto	-6.22	0.05	-36.40	0.5	1.87	0.26	3950	69.9	19.3
		Octubre	-7.63	0.05	-50.35	0.6	3.05	0.25	4030	242.2	17.3
		Noviembre	-5.69		-31.61				2560	48.0	14.3
	2010	Enero	-10.37		-74.34				3960	79.4	12.2
		Febrero	-13.92		-104.08				3860	33.2	12.6
		Abril	-1.28		-2.11				1000	14.7	19.3
		Mayo	-4.78		-26.50				1450	29.9	23.3
		Junio	-15.83		-119.66				4050	81.7	21.6
		Julio	-13.67		-97.29				4175	79.5	17.9
Agosto		-15.67		-114.01				2400	32.6	20.6	
Septiembre		-8.40		-53.55				2700	50.6	19.0	
Agronomía	2008	Junio	-15.70	0.05	-115.43	0.5	1.39	0.32	1200	7.0	21.9
		Julio	-10.46	0.05	-75.52	0.5	2.45	0.45	3708	37.5	19.8
		Agosto	-9.62	0.05	-64.00	0.6	2.34	0.38	3880	48.5	21.1
		Septiembre	-13.13	0.05	-95.14	0.5	3.09	0.42	4030	135.7	18.1
	2009	Marzo	-3.81		-22.08				620	5.6	14.5
		Mayo	-4.91		-25.77				4130	14.8	20.9
		Junio	-8.75		-61.90				1500	1.0	21.2
		Julio	-6.03		-45.44				315	1.0	20.7
		Agosto	-7.16	0.05	-45.11	0.5	3.38	0.24	3710	156.8	20.3
		Octubre	-6.58	0.05	-41.70	0.6	2.86	0.25	4020	96.0	17.7
		Noviembre	-5.27		-31.01				2450	23.5	13.9
	2010	Febrero	-14.30		-106.19				3500	90.4	12.3
		Abril	-2.63		-10.03				1850	5.4	18.2
		Mayo	-2.23		-10.24				2170	22.3	22.4
		Junio	-5.87		-32.06				1920	17.8	22.0
		Julio	-15.12		-113.23				4250	190.7	19.0
Agosto	-12.52		-88.91				2800	16.1	20.5		
Septiembre	-9.37		-64.07				1450	40.1	20.4		

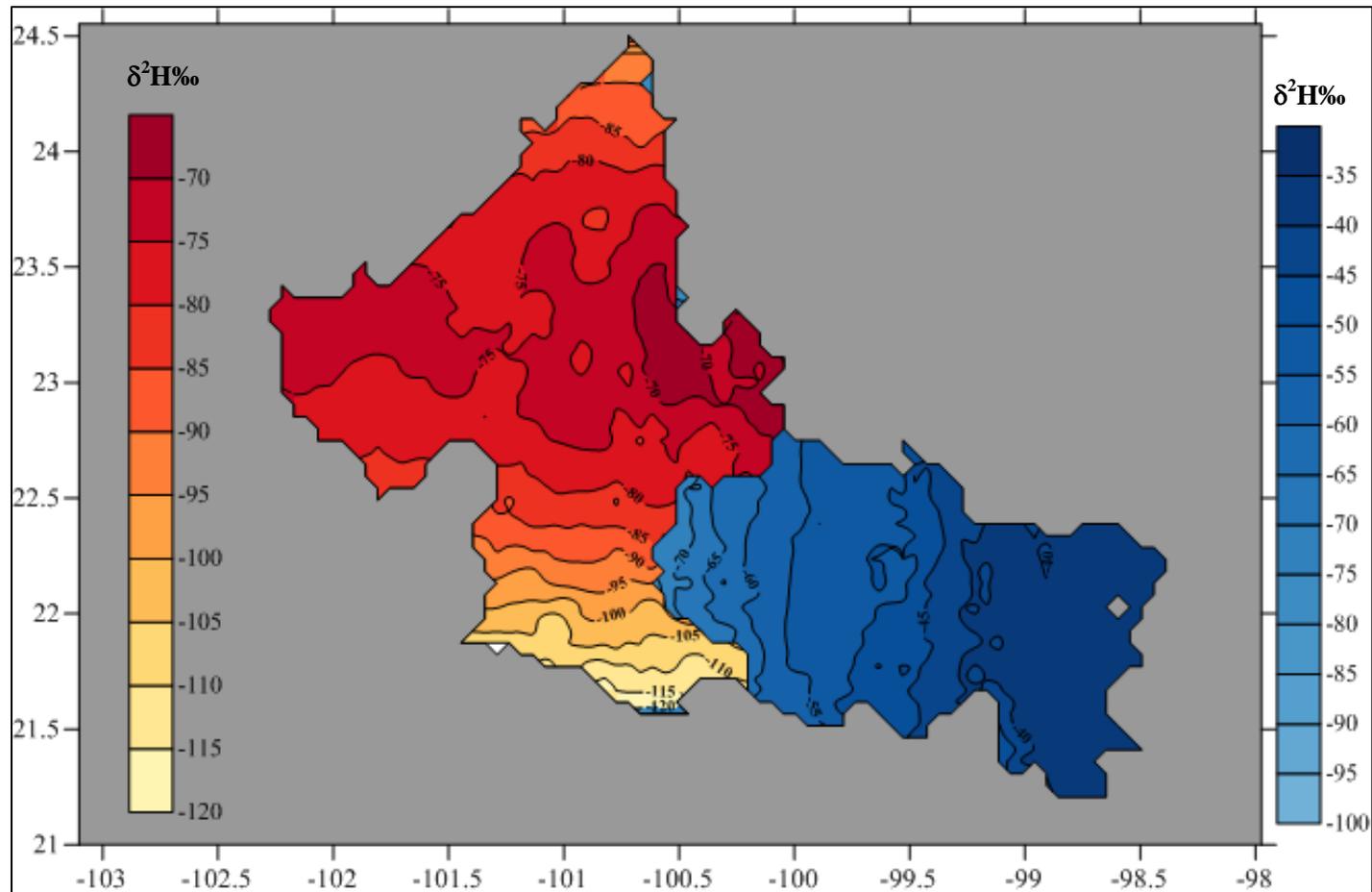
Estación	Año	Mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	^3H (UT)	Incertidumbre ^3H (UT)	Volumen Colectado (ml)	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
Villa de Arriaga	2008	Junio	-15.04	0.05	-111.84	0.6	2.41	0.30	2620	14.0	21.2
		Julio	-13.23	0.05	-99.38	0.5	2.61	0.41	3910	125.5	21.3
		Agosto	-11.00	0.05	-77.41	0.6	3.14	0.40	3940	195.8	20.5
		Septiembre	-16.58	0.05	-124.21	0.5	1.93	0.38	4000	149.1	20.1
	2009	Marzo	-4.58		-23.34				940	12.0	14.6
		Mayo	0.04		5.72				750	21.0	21.3
		Junio	-11.71		-83.21				4123	51.0	20.7
		Julio	-4.88		-35.26				910	15.0	20.5
		Agosto	-7.53	0.05	-48.90	0.5	2.33	0.28	2400	44.0	20.4
		Octubre	-7.90	0.05	-49.85	0.5	4.24	0.28	4000	51.0	20.0
	2010	Noviembre	-6.38		-43.16				800	10.0	13.8
		Enero	-10.99		-76.83				4300	101.5	11.5
		Febrero	-12.62		-87.48				2960	35.3	11.9
		Mayo	-3.75		-17.21				1550	9.0	21.6
		Junio	-5.30		-31.49				950	18.1	21.5
		Julio	-16.90		-123.82				4200	204.7	20.8
Agosto		-14.10		-105.33				3560	63.9	19.6	
Septiembre	-13.87		-99.18				4200	79.5	19.9		
Venado	2008	Junio	-9.87	0.05	-73.29	0.6	3.78	0.47	1365	19.0	23.7
		Agosto	-8.68	0.05	-60.05	0.6	2.56	0.47	2058	148.0	22.4
		Julio	-8.41	0.05	-58.38	0.8	3.48	0.49	4020	123.0	21.7
		Septiembre	-10.93	0.05	-76.83	0.6	1.68	0.36	4150	205.0	20.2
	2009	Febrero	-4.91	0.05	-18.10	0.7			350	4.0	16.1
		Marzo	-1.89		-6.66				400	7.0	18.6
		Mayo	-2.48		-12.74				2640	39.0	21.6
		Junio	-9.87		-68.26				2400	22.0	25.1
		Julio	-5.79		-39.65				4002	67.0	24.3
		Agosto	-7.71	0.05	-47.95	0.5	2.84	0.24	3960	216.0	23.8
		Octubre	-7.73	0.05	-46.84	0.5	2.58	0.25	3850	205.5	22.1
		Noviembre	-4.48		-25.81				1710	8.0	16.5
	2010	Enero	-6.12		-37.18				4185	92.0	14.6
		Febrero	-10.77		-77.01				4230	78.0	15.0
		Abril	-4.27		-21.58				2450	31.0	20.1
		Mayo	-1.84		-7.72				500	10.0	24.6
		Junio	-13.50		-101.79				4100	95.0	24.9
		Julio	-12.67		-90.04				4200	69.0	20.2
Agosto		-10.44		-74.61				1860	15.0	22.1	
Septiembre	-7.08		-44.14				3800	65.0	22.7		

Estación	Año	Mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	^3H (UT)	Incertidumbre ^3H (UT)	Volumen Colectado (ml)	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
Matehuala	2008	Junio	-8.61	0.05	-59.85	0.7	2.33	0.43	2300	42.0	24.7
		Agosto	-8.10	0.05	-56.07	0.6	2.46	0.41	7030	125.6	25.3
		Septiembre	-8.80	0.05	-57.63	0.6	2.85	0.44	7310	187.7	26.8
		Octubre	-10.62	0.05	-75.67	0.7	2.12	0.31	2270	35.2	17.9
	2009	Mayo	-5.72		-39.04				4007	90.7	19.7
		Junio	-12.41		-92.76				3442	66.8	24.1
		Julio	-4.41		-40.14				500	30.8	24.3
		Agosto	-4.63	0.05	-23.74	0.6	2.84	0.26	3880	75.8	24.0
		Septiembre	-7.11	0.05	-40.05	0.6	4.07	0.26	3560	72.5	22.1
		Octubre	-4.64	0.05	-27.95	0.5	2.47	0.26	1260	18.4	20.4
		Noviembre	-6.75		-40.03				2500	15.5	15.4
		Diciembre	-8.40		-55.74				2250	88.7	13.1
	2010	Enero	-12.65		-92.69				3210	5.5	12.3
		Febrero	-11.55		-76.26				1150	85.2	13.7
		Abril	-2.67		-11.67				1450	92.1	19.4
		Mayo	-0.90		-5.68				500	18.2	23.7
		Junio	-13.70		-102.90				3310	65.8	24.5
		Julio	-11.76		-82.67				4300	128.6	22.4
		Agosto	-5.14		-34.67				1700	28.7	23.6
		Septiembre	-7.27		-45.68				4185	74.2	23.3
	Cd. Valles	2008	Junio	-5.9	0.05	-36.08	0.7	2.01014	0.24	4240	155.0
Agosto			-9.4	0.05	-65.86	0.6	1.61663	0.30	12021	723.0	30.4
Septiembre			-7.9	0.05	-51.75	0.6	2.3394	0.33	20450	572.0	24.7
Octubre			-5.5	0.05	-28.32	0.8	2.77132	0.29	12750	211.0	21.9
2009		Marzo	-0.8		11.33				2510	48.0	21.4
		Mayo	-4.5		-23.02				3625	101.0	28.2
		Junio	-6.7		-44.88				10430	180.0	29.4
		Julio	-3.2		-16.22				3410	55.0	29.3
		Agosto	-6.8	0.05	-43.10	0.6	1.16376	0.20	8840	92.0	30.2
		Septiembre	-4.7	0.05	-24.74	0.7	1.85329	0.24	12800	237.0	27.3
		Octubre	-5.8	0.05	-34.99	0.6	1.97136	0.26	10090	150.0	24.3
		Noviembre	-3.4		-11.41				3410	83.0	22.0
2010		Enero	-5.9		-35.22				6150	92.0	21.0
		Abril	-2.0		-2.76				7100	108.0	21.4
		Junio	-6.2		-39.50				23560	346.0	28.9
		Julio	-7.8		-47.55				21100	558.0	26.8
		Agosto	-5.0		-26.24				5110	82.0	28.2
	Septiembre	-5.6		-31.30				23150	403.0	27.0	
Octubre	-2.4		-1.23				2200	37.0	24.2		

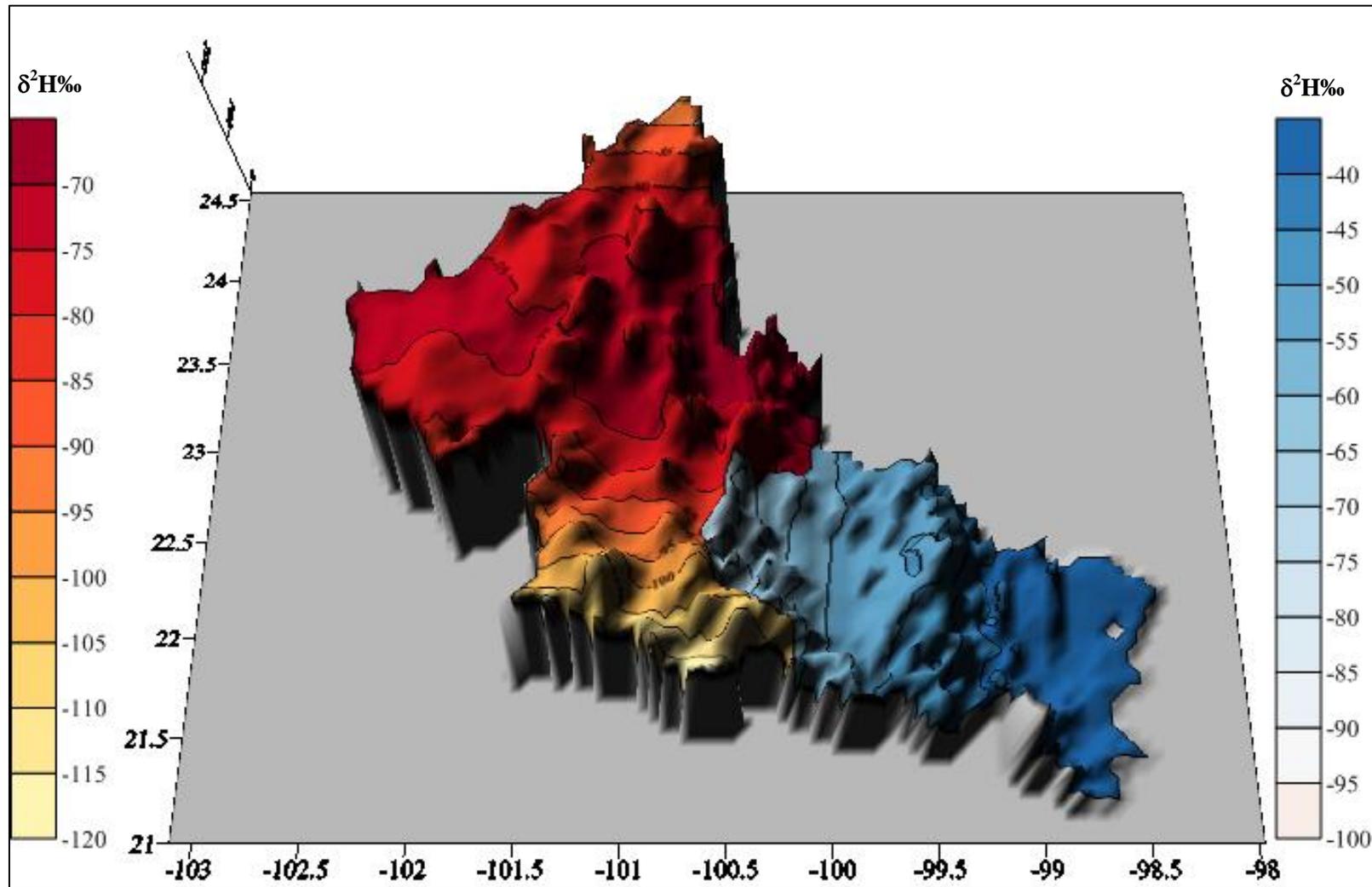
Estación	Año	Mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	^3H (UT)	Incertidumbre ^3H (UT)	Volumen Colectado (ml)	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
Tamasopo	2008	Octubre	-4.3	0.05	-18.43	0.6	2.36424	0.36	4020	458.4	23.6
		Noviembre	-1.8	0.04	9.38	0.8	2.54523	0.36	3370	0.5	19.5
	2009	Febrero	-1.2	0.05	7.82	0.7	3.76616	0.34	2240	83.4	21.3
		Marzo	0.1		13.26				1150	14.8	25.4
		Mayo	-2.3		-4.06				1920	40.9	29.5
		Junio	-9.7		-68.66				4148	77.8	30.8
		Julio	-6.2		-40.54				8205	56.8	29.9
		Agosto	-5.7	0.05	-31.68	0.5	1.50949	0.26	7680	218.7	30.3
		Septiembre	-5.1	0.05	-25.34	0.5	2.18646	0.23	3950	228.0	27.4
		Octubre	-4.9	0.05	-21.83	0.5	1.94125	0.26	4740	292.0	25.5
		Noviembre	-3.1		-9.58				4150	83.0	21.5
		Diciembre	-5.0		-24.42				4280	11.8	20.7
	2010	Enero	-7.3		-50.86				4260	106.7	18.8
		Febrero	-4.2		-13.61				1370	24.1	19.7
		Abril	-1.5		-5.68				3500	47.3	25.3
		Mayo	-2.5		-14.66				4100	22.5	29.6
		Junio	-7.7		-52.27				17000	578.3	31.2
		Julio	-6.4		-38.98				8450	449.0	29.2
		Agosto	-8.6		-58.63				7870	107.7	29.5
Septiembre		-5.0		-24.89				8470	457.8	28.0	
Octubre	-2.7		-5.73				2100	39.7	25.9		
Rioverde	2008	Junio	-3.75	0.05	-24.71	0.7	1.90	0.29	1090	19.1	25.3
		Agosto	-8.71	0.05	-59.15	0.6	2.00	0.23	11080	170.7	25.7
		Septiembre	-7.64	0.05	-51.59	0.8	2.17	0.29	4120	143.5	22.0
		Octubre	-5.00	0.03	-23.56	0.3	1.86	0.31	2920	70.8	19.5
	2009	Marzo	-1.05		5.87				400	9.8	19.7
		Junio	-9.95		-71.04				4032	86.4	26.9
		Julio	-8.69		-59.46				4025	70.8	26.5
		Septiembre	-5.26	0.05	-29.24	0.5	1.93	0.25	5520	121.0	25.6
		Octubre	-8.15	0.05	-50.41	0.5	2.10	0.20	3430	145.7	23.8
	Noviembre	-3.24		-10.93				700	30.5	18.6	
	2010	Enero	-9.13		-61.18				4200	127.0	15.0
		Febrero	-7.59		-43.49				990	19.0	17.2
		Abril	-1.48		-1.81				3660	109.4	22.3
		Mayo	-1.81		-3.69				2200	53.3	26.7
		Junio	-11.55		-81.09				4370	264.6	27.0
		Julio	-12.86		-92.19				4250	179.6	24.3
		Agosto	-4.86		-28.80				4800	48.0	25.0
Septiembre		-6.88		-41.65				4190	214.8	24.6	
Octubre	-3.36		-6.54				700	15.5	21.4		

Estación	Año	Mes	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	Incertidumbre $\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	^3H (UT)	Incertidumbre ^3H (UT)	Volumen Colectado (ml)	Precipitación (mm)	Temperatura (°C)
Cerritos	2008	Agosto	-8.81	0.03	-59.96	0.4	2.35	0.37	12570	358.2	24.2
		Octubre	-10.89	0.05	-75.92	0.5	2.10	0.41	8650	238.1	19.1
	2009	Marzo	-1.97		-6.97				1930	31.5	18.2
		Junio	-9.44		-65.02				6610	210.0	27.5
		Julio	-7.53		-49.63				4775	109.5	25.8
		Septiembre	-5.59	0.05	-31.26	0.6	2.99	0.26	10280	174.5	24.2
		Octubre	-6.53	0.05	-39.63	0.5	2.12	0.22	2640	44.5	23.6
	2010	Noviembre	-4.54		-21.76				1560	46.0	16.6
		Enero	-8.82		-58.44				4660	106.0	12.5
		Febrero	-8.59		-51.81				1310	37.0	15.0
		Abril	-4.03		-20.01				2650	48.0	23.8
		Mayo	-2.53		-11.88				7600	61.0	25.9
		Junio	-13.07		-97.53				12300	95.0	26.3
		Julio	-10.32		-72.25				5200	134.0	24.1
		Agosto	-8.93		-61.41				1800	29.7	25.1
Microondas	2008	Septiembre	-8.65		-57.34				6300	136.5	23.7
		Agosto	-12.29	0.05	-85.22	0.7	3.13	0.44	10800	200.5	20.1
	2009	Septiembre	-8.96	0.05	-56.10	0.7	2.45	0.43	14880	46.5	17.3
		Marzo	-4.74		-15.44				4940	13.0	14.3
		Mayo	-1.35		2.42				7550	58.0	21.2
		Junio	-8.98		-55.85				2648	45.0	21.8
		Julio	-7.11		-43.89				3947	10.0	21.5
		Septiembre	-7.46	0.05	-43.68	0.5	2.12	0.25	19000	124.0	20.8
	2010	Octubre	-7.80	0.04	-45.17	0.4	2.40	0.24	6500	108.0	19.7
		Enero	-11.33		-76.58				11600	95.0	13.5
		Febrero	-14.14		-98.07				1260	13.5	14.7
		Abril	-3.93		-16.63				2000	40.0	19.8
		Mayo	-3.69		-18.07				1470	29.5	22.7
		Junio	-7.88		-51.78				3810	41.0	22.3
		Julio	-14.64		-107.13				22550	151.5	20.4
Agosto	-10.73		-69.55				5400	188.0	20.6		

ANEXO 2.



Distribución espacial de $\delta^2\text{H}$ en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí.



Distribución espacial de $\delta^2\text{H}$ en las precipitaciones del estado de San Luis Potosí. Mapa en 3D.

