



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

Instituto de Ingeniería

Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería

**Caracterización isotópica de las aguas naturales en el estado de Baja
California**

Tesis

Para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Presenta

Erick Jonathan Ramírez Del Castillo

Directora de Tesis

Dra. Concepción Carreón Diazconti

Mexicali B.C. Junio de 2018

Agradecimientos

A mi comité de Sinodalías integrado por:

Dr. Jaime Alonso Reyes Lopez

Dr. Jorge Ramirez Hernández

Dr. Rafael Onofre García Cueto

Dra. Jesús Eliana Rodríguez Burgueño

por su disponibilidad, enseñanza y apoyo.

Un especial agradecimiento a la Dra. Concepción Carreón Diazconti, mi directora de tesis, por toda su orientación, apoyo, paciencia y enseñanza.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el financiamiento otorgado.

Al Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California (UABC) Campus Mexicali por creer en mí.

Al Dr. Thomas Kretschmar y al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo) por permitirme realizar una estancia en el Laboratorio de Análisis Isotópico

A la M.C. Ana Karina Espinoza Villalva por su apoyo en la medición de las muestras isotópicas y enseñanza.

Al M.C. Paulo Gaona y a la M.C. Theresa Frommen, por su disponibilidad en la facilitación de datos isotópicos.

Resumen

El estado de Baja California depende principalmente de dos fuentes de agua para el desarrollo de sus actividades domésticas y económicas, el agua del río Colorado y el agua subterránea. Como parte de un tratado internacional con los Estados Unidos de Norteamérica (Ramírez Hernández, 2006), el río Colorado provee un volumen anual de aproximadamente 1,850 hm³ vía la presa derivadora Morelos (1,677 hm³) y el canal Sánchez Mejorada (172 hm³). Una parte de esta agua es exportada hacia las ciudades de la costa del Pacífico (4 m³/s) y hay planes de aumentar estas exportaciones para tratar de satisfacer parcialmente las demandas de dicha zona. El resto del agua que arriba a la región mediante este río es distribuida a lo largo del valle de Mexicali a través de una red de canales agrícolas, las tres plantas de tratamiento de agua de Mexicali y 26 sistemas de tratamiento en el valle y San Felipe (CESPM, sitio web). Estos volúmenes de agua fueron estimados en condiciones de precipitación “normal” y pueden ser reducidos cuando se presenten las sequías anticipadas por los modelos de cambio climático (Ramírez Hernández, 2006). Por su parte, el agua subterránea proviene principalmente de acuíferos costeros e intermontanos, los que a su vez dependen de la recarga mediante la infiltración de la precipitación local, la que ha sido estimada para toda la península entre 131 y 189 mm/año (baja), dependiendo de la serie de precipitación seleccionada (Carreón et al., 2013). Sin embargo, al menos cinco de los acuíferos que sostienen a las actividades económicas predominantes de la región [Guadalupe, Ojos negros, Valle de Mexicali, Maneadero y San Quintín] han sido declarados en condiciones de sobreexplotación (CONAGUA, 2007) e incluso, algunos presentan intrusión marina u otra forma de salinización. Ante la amenaza en la disponibilidad del agua debido a la baja precipitación en una región con un rápido crecimiento urbano, se han discutido diversas opciones de mitigación y adaptación.

Palabras Clave: Isótopos, deuterio, 18-oxígeno, Mexicali, Baja California.

Índice

Capítulo 1	Introducción.....	5
1.1	Antecedentes.....	6
1.1.1	Sitio de estudio	7
1.2	Objetivo General	8
1.2.1	Objetivos específicos	8
1.3	Justificación.....	8
1.4	Hipótesis	8
Capítulo 2	Marco teórico conceptual	9
2.1	Generalidades sobre los isótopos ambientales en el agua.	9
2.2	Estándares, proporciones, deltas (δ), permil (‰) de los isótopos estables	10
2.3	Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$, deuterio (δD) y la línea meteórica global.....	13
2.4	Fraccionamiento isotópico.....	14
2.4.1	Efecto cinético	14
2.4.2	Efectos isotópicos debidos a la destilación Rayleigh.....	14
2.5	Factores que influyen en la composición isotópica del agua de precipitación	17
2.5.1	Efecto estacional	17
2.5.2	Efecto Continental	17
2.5.3	Efecto de altitud	17
2.5.4	Efecto de latitud	18
2.5.5	Efecto de lluvia	18
2.6	Aguas meteóricas en ambientes áridos y semiáridos.....	19
2.6.1	Efecto de evaporación.....	19
Capítulo 3	Metodología.....	21
3.1	Revisión bibliográfica.....	21
3.2	Trabajo de campo (Pluviómetros).	22
3.2.1	Tipo de muestreo	22
3.2.2	Colección de muestras de agua.	23

3.2.3	Procedimiento técnico para el muestreo de precipitación para análisis isotópicos	23
3.2.4	Campaña de muestreo	27
3.3	Análisis y resultados para Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$, deuterio (δD)	27
3.3.1	Ponderación de proporciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, δD) por cantidad de precipitación	28
Capítulo 4	Resultados y conclusiones	29
4.1	Región hidrológica Rio Colorado (Valle de Mexicali).....	29
4.1.1	Precipitación local.....	29
4.2	Base de datos general	31
4.3	Estadísticas	36
4.4	Conclusiones.....	37
Capítulo 5	Referencias	38

Capítulo 1 Introducción

“La creciente escasez de agua dulce y limpia se encuentra entre las cuestiones más importantes a las que se enfrenta la civilización en el siglo XXI” (Simonovic, 2002)

Esto principalmente debido a la sobreexplotación, a la contaminación de los mantos acuíferos y a la variación en el régimen de lluvias ante el cambio climático.

El estado de Baja California depende principalmente de dos fuentes de agua para el desarrollo de sus actividades domésticas y económicas, el agua del río Colorado y el agua subterránea. Como parte de un tratado internacional con los Estados Unidos de Norteamérica (Ramírez Hernández, 2006), el río Colorado provee un volumen anual de aproximadamente 1,850 hm³ vía la presa derivadora Morelos (1,677 hm³) y el canal Sánchez Mejorada (172 hm³). Una parte de esta agua es exportada hacia las ciudades de la costa del Pacífico (4 m³/s) y hay planes de aumentar estas exportaciones para tratar de satisfacer parcialmente las demandas de dicha zona. El resto del agua que arriba a la región mediante este río es distribuida a lo largo del valle de Mexicali a través de una red de canales agrícolas, las tres plantas de tratamiento de agua de Mexicali y 26 sistemas de tratamiento en el valle y San Felipe (CESPM, sitio web). Estos volúmenes de agua fueron estimados en condiciones de precipitación “normal” y pueden ser reducidos cuando se presenten las sequías anticipadas por los modelos de cambio climático (Ramírez Hernández, 2006). Por su parte, el agua subterránea proviene principalmente de acuíferos costeros e intermontanos, los que a su vez dependen de la recarga mediante la infiltración de la precipitación local, la que ha sido estimada para toda la península entre 131 y 189 mm/año (baja), dependiendo de la serie de precipitación seleccionada (Carreón et al., 2013). Sin embargo, al menos cinco de los acuíferos que sostienen a las actividades económicas predominantes de la región [Guadalupe, Ojos negros, Valle de Mexicali, Maneadero y San Quintín] han sido declarados en condiciones de sobreexplotación (CONAGUA, 2007) e incluso, algunos presentan intrusión marina u otra forma de salinización. Ante la amenaza en la disponibilidad del agua debido a la baja precipitación en una región con un rápido crecimiento urbano, se han discutido diversas opciones de mitigación y adaptación.

Por su parte, la comprensión de los procesos que ocurren cuando las aguas superficiales y las aguas subterráneas se combinan en un sistema hidrológico único resulta altamente significativo para el manejo y la asignación de los recursos hídricos. La dinámica de la interacción agua superficial/agua subterránea es importante tanto en el funcionamiento de los ecosistemas acuáticos como en el transporte de nutrientes y contaminantes e, incluso, es posible llegar a determinar la calidad y cantidad de agua disponible para todos los usos de una región. En este tenor, se han desarrollado una gran variedad de herramientas para determinar la magnitud y la variabilidad, tanto temporal como espacial de dichas interacciones, incluyendo técnicas geofísicas, hidrológicas y geoquímicas, las que generalmente se aplican en combinación. Sin embargo, los componentes superficiales y subterráneos de los sistemas hidrológicos aún no han sido bien comprendidos, en particular en términos de la importancia de los componentes extremos (end-members) y la dinámica de su intercambio entre reservorios.

1.1 Antecedentes

El mejoramiento en las técnicas de espectroscopia de masas después de la segunda guerra mundial, hizo posible la medición precisa de la abundancia natural del 18-oxígeno y deuterio en las aguas meteóricas, algunas de las primeras investigaciones en referencia a estas observaciones fueron hechas por: (Dansgaard, 1953), (Epstein & Mayeda, 1953), (Friedman, 1953). El primer intento por compendiar la información isotópica de la composición de las aguas dulces (incluida precipitación) de manera global fue realizado por Craig en 1961. Los isótopos estables en el agua 18-oxígeno y deuterio se han aplicado en la determinación de la dinámica de los procesos hidrológicos en cuencas, también los isótopos pueden ser usados para caracterizar y trazar las aguas a lo largo del ciclo hidrológico (Kendall & Doctor, 2003). Otra aplicación que se le da a los isótopos es indicar el potencial de los insumos de agua al sistema y determinar la mezcla de las aguas con diferentes orígenes dentro del sistema (Clark & Fritz, 1997), (Glynn & Plummer, 2005).

Localmente existen antecedentes de estudios previos en la región con respecto a datos isotópicos de las aguas naturales en el estado de Baja California y la cuenca del río Colorado algunos de ellos son: (Payne, Quijano, & Latorre, 1979), (Makdisi, Truesdell, Thompson, Coplen, & Sanchez R, 1982), (Ramírez Hernández, 1997), (Wassenaar, Van Wilgenburg, Larson, & Hobson, 2009),

(Kretzschmar & Frommen, 2013), (Tamez-Meléndez, Hernández-Antonio, Gaona-Zanella, Ornelas-Soto, & Mahlkecht, 2016)

1.1.1 Sitio de estudio

El sitio de estudio es el estado de Baja California, la superficie total de su territorio es de 70,113 Km² sin incluir su territorio insular.



Figura 1.1 Estado de Baja California y sus principales cuerpos de agua.

Región Hidrológica 1 "Baja California Noroeste"

Región Hidrológica 2 "Baja California Centro-Oeste"

Región Hidrológica 4 "Baja California Noreste"

Región Hidrológica 5 "Baja California Centro-Este"

Región Hidrológica 7 "Río Colorado"

1.2 Objetivo General

Establecer la composición isotópica 18-oxígeno y deuterio de las aguas naturales del estado de Baja California para contribuir en la definición de las fuentes del agua y en la determinación de la variabilidad espacial de las interacciones entre reservorios.

1.2.1 Objetivos específicos

- Determinar la relación entre reservorios (agua superficial / agua subterránea) en acuíferos seleccionados utilizando métodos de análisis de datos isotópicos, con el propósito ampliar el conocimiento acerca del tipo de agua y su origen.
- Definir la distribución espacial de las aguas naturales en el estado de Baja California
- Proveer una herramienta útil para el manejo del agua subterránea, en una región vulnerable como lo es el estado de Baja California debido a su clima semiárido

1.3 Justificación

A pesar de que existen antecedentes de estudios previos de la composición isotópica de las aguas naturales en el estado de Baja California, aún no existe una compilación de los datos isotópicos, ni se cuenta con un análisis de los datos disponibles actualmente, para establecer la condición actual de las aguas naturales para todo el estado.

La determinación de la composición isotópica de las aguas naturales 18-oxígeno y deuterio en las aguas de precipitación, superficial, subterránea y geotérmica del estado permitirá reducir la incertidumbre en la predicción de las interacciones agua superficial/agua subterránea y entender mejor la variabilidad espacial de este intercambio. En particular, se podrá estimar el origen de los componentes de las aguas y trazar las rutas de flujo más probables.

1.4 Hipótesis

La composición isotópica de las aguas naturales 18-oxígeno y deuterio en el estado de Baja California auxiliará en la determinación de los orígenes del agua y de sus interacciones entre reservorios y permitirá identificar las rutas de flujo subterráneo más probables.

Capítulo 2 Marco teórico conceptual

2.1 Generalidades sobre los isotopos ambientales en el agua.

Los isótopos son variedades de un mismo elemento con el mismo número de protones (Z) pero diferente (N) neutrones (Bowen, Wassenaar, & Hobson, 2005) Los nucleídos suelen ser representados con la notación A^M , donde M se refiere al símbolo del elemento y A al número másico, que equivale a la suma de protones y neutrones de dicho elemento (Ecuación, 1).

$$A=Z+N. \quad \text{Ecu. (1)}$$

Los isótopos pueden ser estables e inestables (radiactivos).

La molécula de agua está formada por dos elementos: hidrógeno y oxígeno. El hidrógeno se presenta en la naturaleza bajo la forma de dos isótopos estables, el protio (^1H) y el deuterio (^2H), y uno radiactivo, el tritio (^3H). El hidrógeno tiene dos isótopos estables con una abundancia de 99.9844 % para el ^1H (protio) y 0.0156 % para el ^2H (deuterio) (Way, 1948).

El oxígeno posee tres isótopos estables: ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O , con unas abundancias de 99.7630 % para el ^{16}O , 0.0375 % para el ^{17}O y 0.1995 para el ^{18}O (Garlick, 1969).

En los estudios de isotopos usualmente se reporta la razón $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, debida a la mayor abundancia de oxígeno-18. Además, se observa una mayor diferencia de masa relativa entre el oxígeno-18 y el oxígeno-16 que entre el oxígeno-17 y el oxígeno-16, lo que permite una mayor variación en las proporciones de isótopos (Hoefs, 2008)

2.2 Estándares, proporciones, deltas (δ), permil (‰) de los isótopos estables

Una de las bases de la geoquímica de isótopos ambientales es la comparación de conjuntos de datos, la cual demanda la estandarización de las mediciones entre laboratorios. Durante las últimas décadas, se han establecido materiales apropiados como referencias isotópicas internacionalmente reconocidas o estándares. Estos estándares son limitados en cantidad y así no pueden ser usados por los laboratorios de forma rutinaria. Los datos de sus espectrómetros de masas entonces dejan el laboratorio referenciados, a estos materiales reconocidos internacionalmente. Las normas de referencia apropiadas para los isótopos ambientales estables se dan en la tabla 1, junto con su relación de abundancia.

Tabla 2.1 Isótopos ambientales estables (Clark & Fritz, 1997)

Isótopos	Proporción	% abundancia natural	Referencia (tasa de abundancia)	Fases comúnmente medidas
^2H	$^2\text{H}/^1\text{H}$	0.015	VSMOW ($1.5575 \cdot 10^{-4}$)	H_2O , CH_2O , CH_4 , H_2 , OH^- minerales
^3He	$^3\text{He}/^4\text{He}$	0.000138	Atmosférico He ($1.3 \cdot 10^{-6}$)	He en agua o gas, fluidos crustales. basalto
^6Li	$^6\text{Li}/^7\text{Li}$	7.5	L-SVEC ($8.32 \cdot 10^{-2}$)	Aguas salinas, rocas
^{11}B	$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	80.1	NBS 951 (4.04362)	Aguas salinas, arcillas, boratos, rocas
^{13}C	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	1.1	VPDB ($1.1237 \cdot 10^{-2}$)	CO_2 carbonato, DIC, CH_4 , organicos
^{15}N	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0.366	AIR N ₂ ($3.677 \cdot 10^{-3}$)	N_2 , NH_4^+ , NO_3^- N, organicos
^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.204	VSMOW ($2.0052 \cdot 10^{-3}$)	H_2O , CH_2O , CO_2 , sulfatos, NO_3^-
^{34}S	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	4.21	VPDB ($2.0672 \cdot 10^{-3}$)	Carbonatos, silicatos, OH^- minerales
^{37}Cl	$^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$	24.23	CDT ($4.5005 \cdot 10^{-2}$)	Sulfatos, sulfuros, H_2S , S-organicos
^{81}Br	$^{81}\text{Br}/^{79}\text{Br}$	49.31	SMOC (0.324)	Aguas Salinas, rocas, evaporitas, solventes
^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}=7.0$ $^{86}\text{Sr}=9.86$	SMOB	Desarrollo de aguas salinas
			Relación absoluta medida	Agua, carbonatos, sulfatos, feldespato

El Organismo Internacional de Energía Atómica, (IAEA, por sus siglas en inglés), ha resumido los detalles de calibración para la mayoría de los materiales en el documento técnico IAEA 825, (Gonfiantini, Stichler, & Rozanski, 1995)

Las variaciones en el número de neutrones en un elemento proporcionan las diferentes masas (pesos atómicos) de los elementos y las moléculas de las cuales pueden formar parte. Las moléculas con diferencias en masa tienen diferentes tasas de reacción. Esto conduce a la partición isotópica o fraccionamiento descrito por (Urey, 1947)

Los isótopos ambientales estables son medidos como la proporción de los dos isotopos más abundantes de un elemento dado. Para el oxígeno es la proporción de ^{18}O , con una abundancia terrestre de 0.204%, común ^{16}O , la cual representa 99.796 del oxígeno terrestre. Por lo tanto, la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es de aproximadamente 0.00204. Los procesos de fraccionamiento por supuesto, modificaran esta tasa ligeramente para cualquier compuesto dado que contenga oxígeno, pero estas variaciones se observan sólo en la quinta o sexta cifra decimal.

Medir la proporción absoluta de isótopos o la abundancia no es fácil de hacer y requiere un equipo bastante sofisticado de espectrometría de masas. Además, la medición de la relación sobre una base rutinaria daría lugar a tremendos problemas en la comparación de conjuntos de datos de diferentes laboratorios. Sin embargo nosotros estamos principalmente interesados en comparar las variaciones en las concentraciones de los isotopos estables en lugar de su abundancia real, por lo que se utiliza un enfoque más sencillo, en lugar de medir una relación real, una relación aparente puede ser fácilmente medida por espectrometría de masas. La relación aparente difiere de la relación real debido a las variaciones operacionales (error de maquina o m). Sin embargo, midiendo una referencia conocida en la misma maquina al mismo tiempo, podemos comparar nuestra muestra con la referencia. Las concentraciones isotópicas son entonces expresadas como la diferencia entre las relaciones medidas de la muestra y la referencia sobre la relación medida de la referencia. Matemáticamente, el error (m) entre las proporciones aparente y verdadera es cancelado (ecuación 2 y 3). Esto se expresa usando la notación delta (δ):

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}} = \left[\frac{m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referencia}}}{m(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referencia}}} \right] \quad \text{Ecu. (2)}$$

Ya que el proceso de fraccionamiento no imparte grandes variaciones en las concentraciones de isótopos, los valores (δ) son expresados como partes por mil o permil (‰) diferencia de la referencia. Esta ecuación se convierte más familiar:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{muestra}} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{referencia}}} - 1 \right] \cdot 1000\text{‰ VSMOW} \quad \text{Ecu. (3)}$$

VSMOW, es el nombre de la referencia usada, en este caso el Estándar de la Media del Agua Oceánica de Viena, por sus siglas en inglés. Craig en 1961, introdujo el Estándar de la Media del

Agua Oceánica, (SMOW, por sus siglas en inglés), Como estándar para las mediciones de ^{18}O y ^2H en el agua. La SMOW se trataba de un agua hipotética, que de hecho nunca existió como una muestra de agua real. Las relaciones isotópicas de SMOW fueron compiladas tomando un promedio ponderado de las mediciones de la relación de isótopos de diferentes muestras de agua de agua de mar disponibles en ese momento (Horibe & Kobayakawa, 1960).

Su composición isotópica se definió en términos de una diferencia isotópica de una muestra de agua existente, NBS-1, (Mohler, 1960) la cual era una muestra de agua tomada del río Potomac y catalogada por la antigua Oficina Nacional de Normas de Estados Unidos (NBS, por sus siglas en inglés). Craig definió la SMOW de la siguiente forma:

$$\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{SMOW}} = 1.008 \quad \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{NBS-1}} = (1993.4 \pm 2.5) \cdot 10^{-6} \quad \text{Ecu. (4)}$$

$$\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{SMOW}} = 1.008 \quad \left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{NBS-1}} = (158 \pm 2) \cdot 10^{-6} \quad \text{Ecu. (5)}$$

Posteriormente, la IAEA preparó un agua estándar que fue modificada para tener una composición isotópica cercana a la SMOW. Esta referencia fue identificada como VSMOW, Estándar de la Media del Agua Oceánica de Viena (por sus siglas en inglés) Las mediciones en VSMOW muestran:

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

$$\left(\frac{^2\text{H}}{^1\text{H}}\right)_{\text{VSMOW}} = (155.76 \pm 0.05) \cdot 10^{-6} \quad (\text{Hagemann, Nief, & Roth, 1970}) \quad \text{Ecu. (7)}$$

El VSMOW ha sido la referencia aceptada internacionalmente para ^{18}O y ^2H en el agua durante décadas. A partir de estas mediciones de abundancia parecería que VSMOW está más enriquecida

en ^{18}O que la SMOW y 14‰ empobrecida en ^2H . Sin embargo, la comparación de datos de la SMOW con la VSMOW muestra que no es el caso, más bien esta diferencia refleja la incertidumbre de las mediciones de abundancia absoluta (Aggarwal, Froehlich, & Gat, 2005)

2.3 Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$, deuterio (δD) y la línea meteórica global

En 1961 Harmon Craig descubrió que los isótopos de oxígeno e hidrógeno en el agua dulce, se fraccionan de manera predecible (ecuación 8).

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰ SMOW (Craig, 1961)} \quad \text{Ecu. (8)}$$

La figura 1, representa lo que Craig definió como línea de agua meteórica global (GMWL, por sus siglas en inglés).

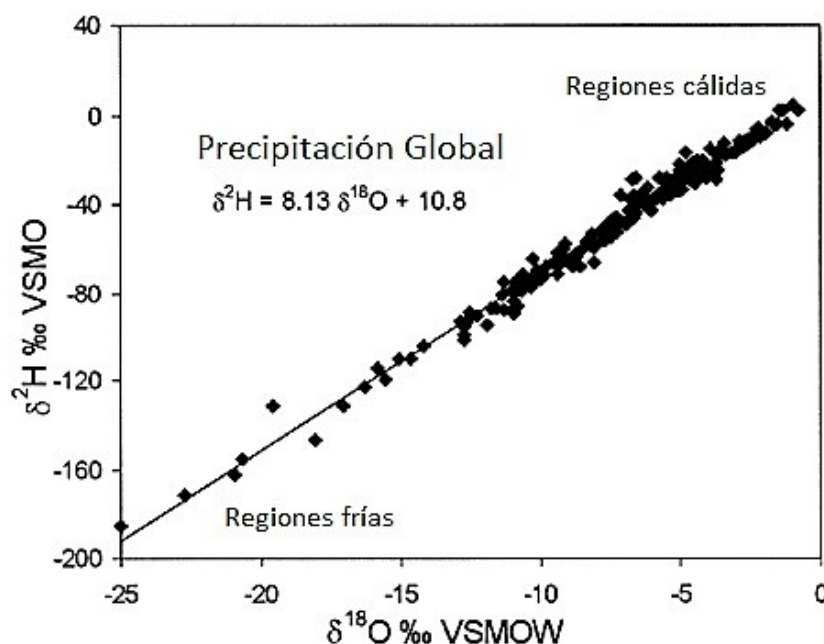


Figura 2.3 Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y δD en aguas meteóricas. (Clark and Fritz 1997, compilado (Rozanski, Araguás-Araguás, & Gonfiantini, 1993)).

La relación entre el fraccionamiento isotópico y la temperatura fue descubierta por Harold Urey en 1947, (Ecuación 9), En 1961 Craig, descubrió la predictibilidad y correlación entre estas dos componentes, esto se convirtió en las bases de la hidrología isotópica.

$$Q = \sigma m^{3/2} \sum e^{-E/kT}$$

Q = fuerza de unión o energía de disociación
(kJ/mol)

T = temperatura termodinámica (K)

E = el estado de energía (J·mole⁻¹)

K = constante de Boltzmann = $1.380658 \cdot 10^{-23}$ JK⁻¹

σ = valor de simetría

m = masa (kg)

Ecu. (9)

Una de las observaciones de Craig para el agua meteórica fue la relación entre la temperatura y las proporciones de isótopos en la precipitación (Figura 1) Unos años más tarde, Dansgaard, (1964) Estableció una relación lineal entre la temperatura y el $\delta^{18}\text{O}$ (Ecuación 10).

$$\delta^{18}\text{O} = 0.695 \text{ T } (^{\circ}\text{C})_{\text{anual}} - 13.6 \text{ ‰ SMOW}$$

Ecu. (10)

2.4 Fraccionamiento isotópico

2.4.1 Efecto cinético

En los sistemas hidrológicos el proceso más importante es el fraccionamiento isotópico entre vapor y líquido durante la evaporación y la condensación. La presión del vapor es mayor para los isótopos más ligeros y menor para los isótopos más pesados en este caso, el deuterio (D) y ^{18}O . Cuando el agua líquida y el vapor de agua están en equilibrio, el vapor es isotópicamente más ligero con respecto a D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, por lo tanto el vapor de agua en la atmósfera es isotópicamente más ligero que el agua en el océano. Si la evaporación es rápida, el fraccionamiento entre el líquido y el vapor es mayor que el valor de equilibrio (Dansgaard, 1964).

2.4.2 Efectos isotópicos debidos a la destilación Rayleigh

Para procesos como la evaporación y condensación se aplican los principios de fraccionamiento Rayleigh. (Figura 2)

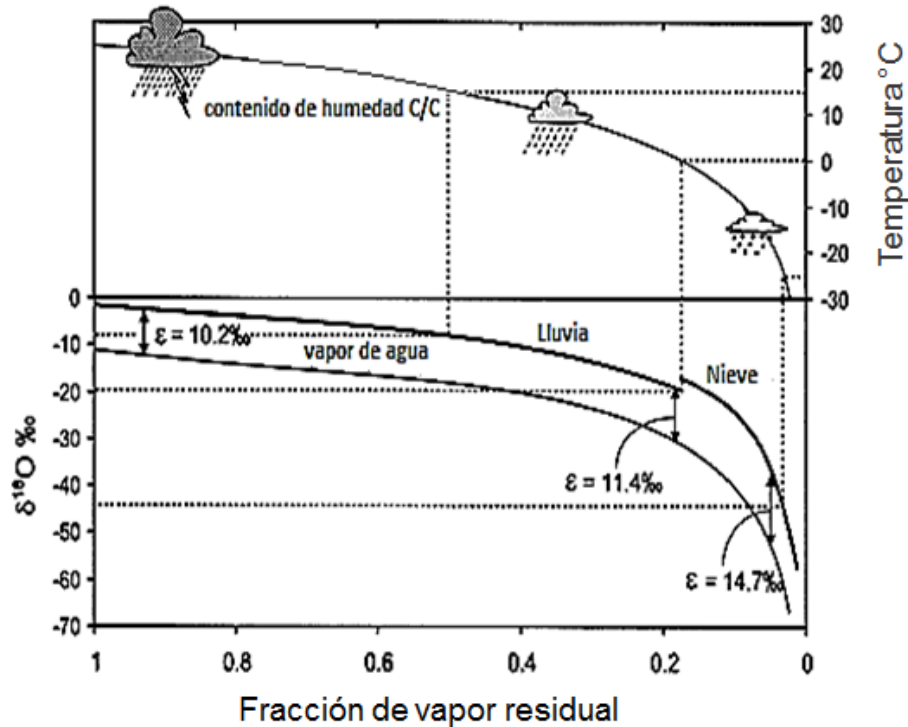


Figura 2.4 Cambios en el contenido ^{18}O de la lluvia de acuerdo al fenómeno de fraccionamiento Rayleigh. (Clark & Fritz, 1997)

En los sistemas hidrológicos el proceso más importante es el fraccionamiento isotópico entre vapor y líquido durante la evaporación y la condensación. La presión del vapor es mayor para los isótopos más ligeros y menor para los isótopos más pesados en este caso, el deuterio (D) y ^{18}O . Cuando el agua líquida y el vapor de agua están en equilibrio, el vapor es isotópicamente más ligero con respecto a D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, por lo tanto el vapor de agua en la atmósfera es isotópicamente más ligero que el agua en el océano. Si la evaporación es rápida, el fraccionamiento entre el líquido y el vapor es mayor que el valor de equilibrio (Dansgaard, 1964).

A partir de la ecuación de Rayleigh se pueden ver los efectos del fraccionamiento isotópico en el caso de una destilación fraccionada de líquido. Se trata de una razón exponencial que describe el reparto isotópico entre dos reservorios cuando uno de ellos decrece en tamaño. Las condiciones que deben cumplirse para describir los procesos de fraccionamiento isotópico son:

- (1) Un material es eliminado continuamente desde un sistema que contiene moléculas de dos o más especies isotópicas, (2) el fraccionamiento se describe como factor α y (3) α no cambia durante

el proceso: Bajo estas condiciones la evolución de la composición isotópica del material residual sería:

$$(R / R_0) = (X_1 / X_{1^0})^{\alpha - 1} \quad \text{Ecu. (11)}$$

Donde R = razón isotópica en el reactante, R_0 = razón inicial, X_1 = la concentración o cantidad del isótopo más abundante, y X_{1^0} = concentración inicial. Puesto que la concentración de $X_1 \gg X_h$ (concentración del isótopo pesado), X_1 es aproximadamente igual a la cantidad original de material en la fase. Por lo tanto, si $f = X_1/X_{1^0}$ = fracción del material residual, entonces:

$$R = R_0 f^{(\alpha - 1)} \quad \text{Ecu. (12)}$$

O bien, expresado en unidades δ :

$$\delta \sim \delta_0 f^{(\alpha - 1)} \quad \text{Ecu. (13)}$$

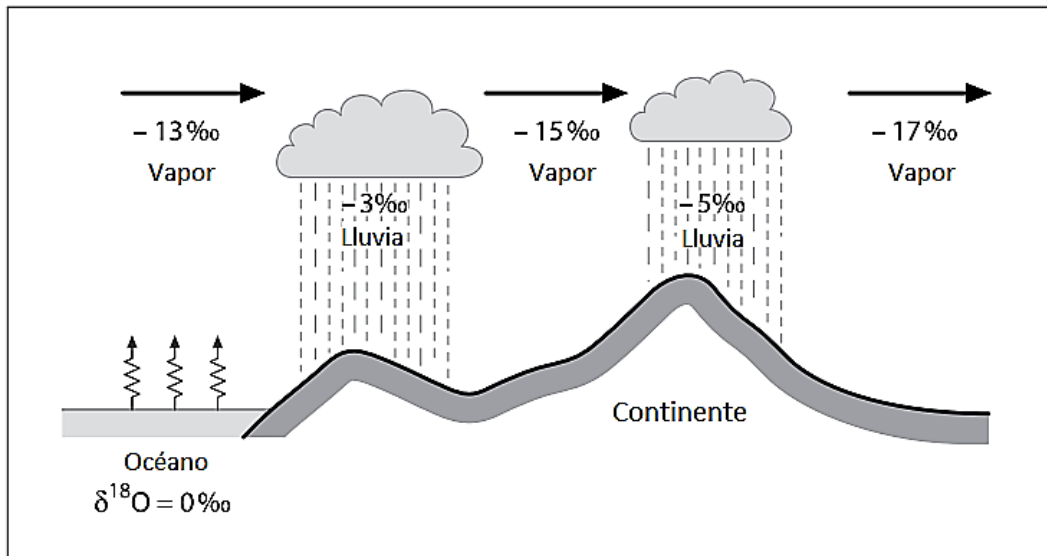


Figura 2.4.1 Esquema del fraccionamiento del ^{18}O , en el ciclo del agua atmosférica (Siegenthaler, 1979)

2.5 Factores que influyen en la composición isotópica del agua de precipitación

Los parámetros más importantes para la variación de la composición isotópica del agua de precipitación, en los que también se haya estrechamente relacionados los del vapor de agua, son principalmente los siguientes:

- Efecto estacional.
- Efecto continental.
- Efecto altitud.
- Efecto latitud.
- Efecto de lluvia.

2.5.1 Efecto estacional

Este efecto está relacionado con las fluctuaciones estacionales que se observan en el contenido de isótopos estables en el agua de precipitación, esto fue por primera vez observado por (Riesenfeld & Chang, 1936) encontraron que la precipitación del invierno estaba más empobrecida en isótopos pesados (^2H , ^{18}O) en comparación con la de los meses de verano.

2.5.2 Efecto Continental

En el interior del continente los contenidos isotópicos medios de precipitación son normalmente más bajos que en las localidades próximas a la costa, (Dansgaard, 1964). La explicación a este proceso es que las nubes van descargando los isótopos pesados en las primeras precipitaciones, y conforme se introducen en el interior del continente quedan empobrecidas en isótopos pesados, (figura 3).

2.5.3 Efecto de altitud

En las regiones con relieve topográfico, las temperaturas más bajas son típicamente consistentes con mayores altitudes. La precipitación dentro de la región más fría se verá disminuida en isótopos

pesados cuando se compara con las muestras de lluvia cercanas a las elevaciones más bajas. Aplicando este criterio, Es posible determinar las elevaciones (y áreas) de recarga. (Bortolami, Ricci, Susella, & Zuppi, 1979)

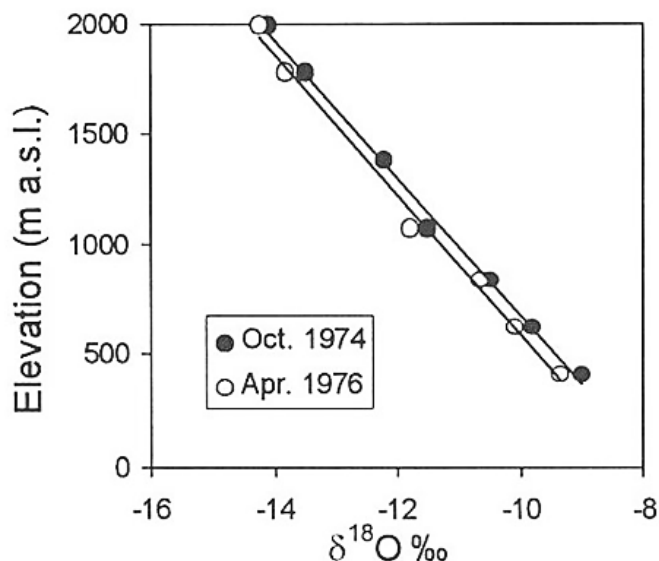


Figura 2.4.2 Efecto de altitud en el $\delta^{18}\text{O}$. A medida que aumenta la elevación, el $\delta^{18}\text{O}$ se empobrece cada vez más (Clark and Fritz, 1997, tomada de (Bortolami et al., 1979))

2.5.4 Efecto de latitud

Las concentraciones de isótopos estables, en el agua de precipitación son menores a altas latitudes (Dansgaard, 1964). Este proceso se debe a las sucesivas descargas de las nubes. Cada una de las descargas que se producen en la nube produce un empobrecimiento en isótopos pesados en el vapor residual que queda en la nube; como esto se repite durante el transporte de las masas de humedad desde los trópicos a los polos, conforme aumenta la latitud disminuirá la concentración de isótopos pesados en la precipitación.

2.5.5 Efecto de lluvia

Este efecto no se basa principalmente en un gradiente de temperatura, sino más bien en la progresión de una tormenta. Como masa de vapor (ej. nube) se va enfriando adiabáticamente, y hasta que excede su punto de rocío, la precipitación ocurrirá. Durante el curso de la tormenta, la

composición isotópica de la fase líquida. (Ej. Precipitación) será empobrecida en isótopos pesados. El efecto por lluvia, puede ser descrito usando la destilación de tipo Rayleigh (Clark y Fritz, 1997).

2.6 Aguas meteóricas en ambientes áridos y semiáridos

En regiones con una evaporación significativa, las aguas de origen meteórico pueden tener composiciones isotópicas bastante inusuales.

Para el caso simple en el que la composición isotópica del agua de evaporación está en equilibrio isotópico con el vapor de agua, se aplica la siguiente relación (Criss, 1999):

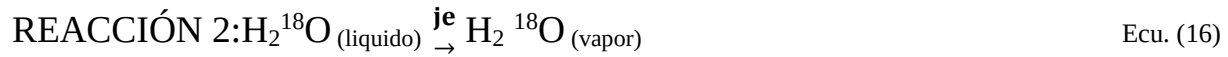
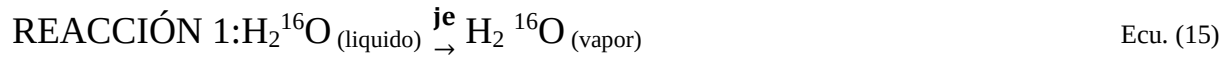
$$\frac{d\delta D}{d\delta^{18}O} \cong \frac{(1-1/\alpha_{\text{evap,D}}^0)(1000+\delta D_w)}{(1-1/\alpha_{\text{evap,Ox}}^0)(1000+\delta^{18}O_w)} \quad \text{Ecu. (14)}$$

En esta ecuación, δD_w y $\delta^{18}O_w$ son los valores deltas iniciales del agua antes de la evaporación, y α_{evap}^0 es el factor de fraccionamiento entre el agua y el vapor a cero humedad. A 20°C, valores de α_{evap}^0 son 1.0260 y 1.094 para los isótopos de oxígeno e hidrógeno, respectivamente. Cuando la humedad cambia, o la composición isotópica del agua cambia en respuesta a los efectos de Rayleigh, las ecuaciones se vuelven sustancialmente más complicadas (Criss, 1999). Los efectos de la evaporación se observan comúnmente en lagos y ríos en ambientes semiáridos.

2.6.1 Efecto de evaporación

Los datos de isótopos estables también se pueden usar para determinar el grado de evaporación que una muestra de agua ha sufrido. La evaporación ocurrirá dependiendo la temperatura, humedad, y el tiempo que tarda el agua en infiltrarse hasta un punto en el que ya no está afectado por temperaturas elevadas.

La evaporación del agua es reconocida por un enriquecimiento de H_2^{18}O , el cual puede ser explicado por la diferencia de presión de vapor entre ^{18}O y ^{16}O (Ecuaciones 15 y 16) (Clark y Fritz, 1997), Donde J_e = Flujo evaporativo.



Este aumento de la presión de vapor lleva al enriquecimiento de ^{16}O en la fase de vapor y enriquecimiento de ^{18}O en la fase líquida. Los datos para las aguas en regiones áridas se proyectan comúnmente en la figura 1 con una pendiente de $\delta\text{D}/\delta^{18}\text{O}$ de ~ 5 , en fuerte contraste con la pendiente de 8.13 para la GMWL.

Capítulo 3 Metodología

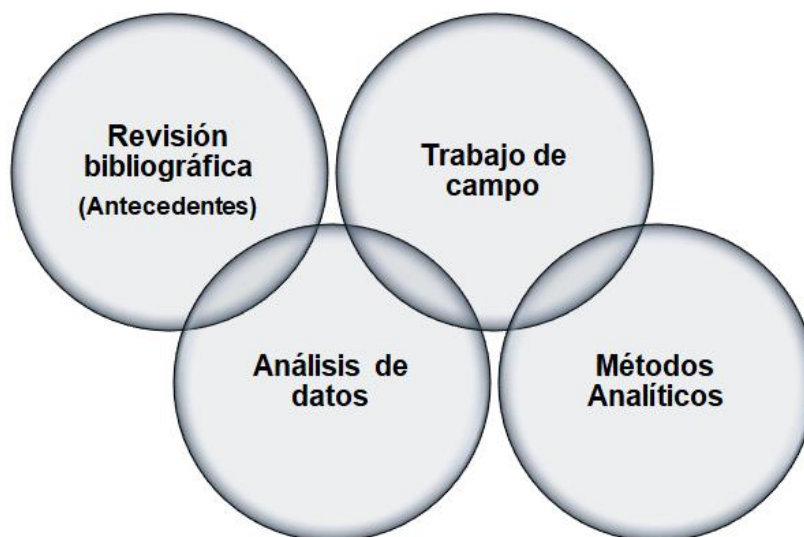


Figura 3.1 Mapa conceptual de metodología

3.1 Revisión bibliográfica.

El primer paso que se realizó para metodología fue la revisión bibliográfica de los trabajos que se han hecho en el estado de Baja California la figuras 3.2 muestra los autores.

(Payne, Quijano et al. 1979)
(Makdisi, Truesdell et al. 1982)
(Ramírez Hernández 1997)
(Barragán R, Birkle et al. 2001)
(Wassenaar, Van Wilgenburg et al. 2009)
(Peregrina Llanes 2010)
(Thomas Zúñiga 2010)
(Lara Valenzuela 2011)
(Palomares Ramírez 2011)
(Rosales Ramírez 2012)
(Kretzschmar and Frommen 2013)
(Meza Camacho 2015)
(UABC Sin publicar 2012 y 2015)
(Tamez-Meléndez, Hernández-Antonio et al. 2016)

Figura 3.2 Autores de datos isotópicos en el estado de Baja California

3.2 Trabajo de campo (Pluviómetros).

Se instalaron dos pluviómetros para coleccionar muestras de precipitación, uno en las instalaciones del instituto de ingeniería de la universidad autónoma de Baja California en el municipio de Mexicali y otro en la estación de CONAGUA el Hongo número 101, en el municipio de Tecate, Baja California (Figura 3.2.1)

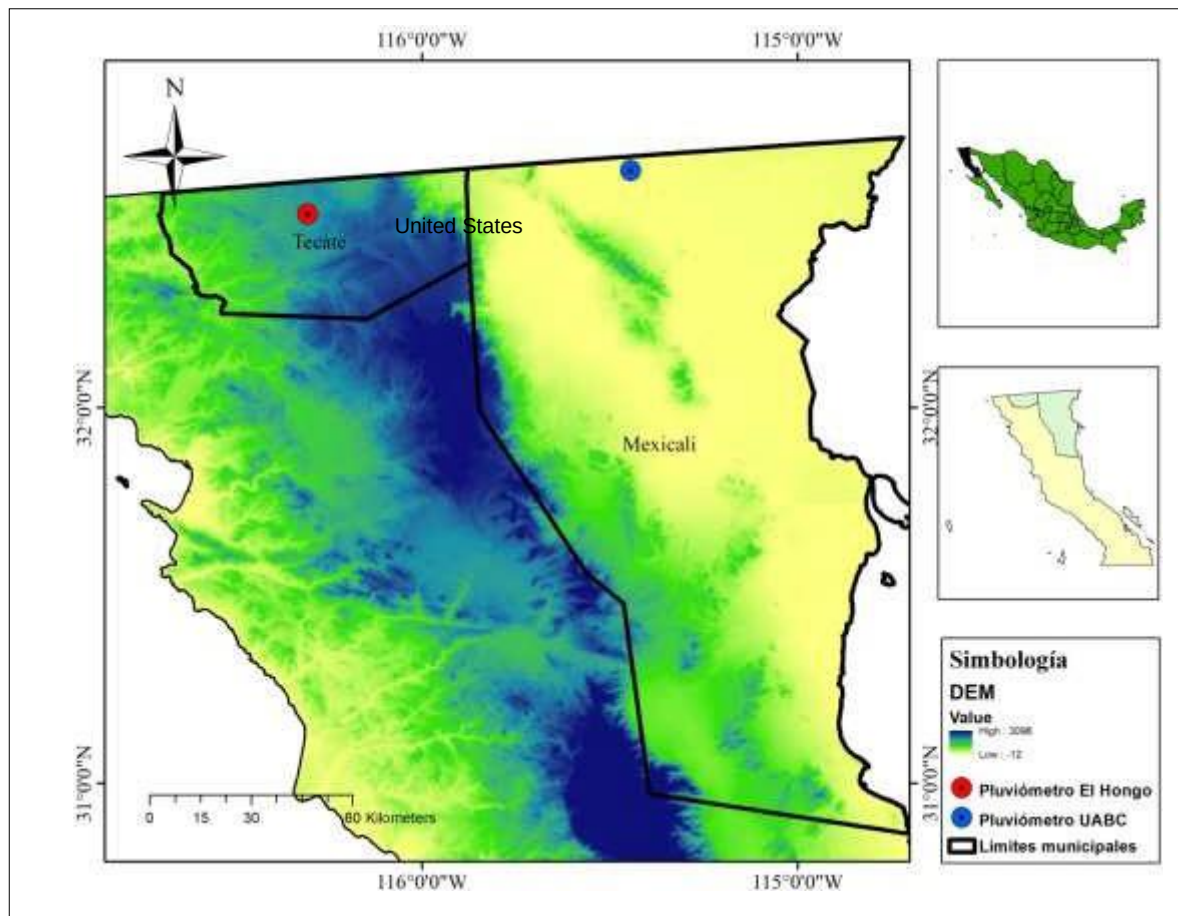


Figura 3.2 Mapa mostrando la ubicación de los pluviómetros.

3.2.1 Tipo de muestreo

El tipo de muestreo que se realizará será del tipo no probabilístico, donde la elección de los elementos no depende de la probabilidad sino de las causas relacionadas con las características de la investigación o de quien establece la muestra. “Aquí el procedimiento no es mecánico, ni con

base en fórmulas de probabilidad, sino que depende del proceso de toma de decisiones de una persona o de un grupo de personas. Desde el enfoque cuantitativo y para determinado diseño, la utilidad de una muestra no probabilística reside no tanto en una “representatividad” de elementos, sino en una cuidadosa y controlada elección de sujetos con ciertas características definidas”. (Cantoni, 2009)

3.2.2 Colección de muestras de agua.

Sera necesaria la recolección de muestras de agua para el análisis de isotopía, a continuación, se enumera la cantidad y tipo de muestras necesarias:

Una muestra de 30 ml en botella de vidrio ámbar con sello de cono invertido, libre de burbujas para el análisis de 18-oxígeno y deuterio.

Todas las muestras se toman por duplicado para respaldo. Además, todas las botellas deberán ser selladas con parafilm y/o cinta aislante para evitar el intercambio con la atmosfera y preservadas a 4°C evitando el contacto con la luz.



Figura 3.2.2 Botella de vidrio ámbar de 30 ml utilizada para contener las muestras para el análisis de oxígeno-18 y deuterio.

3.2.3 Procedimiento técnico para el muestreo de precipitación para análisis isotópicos

- 1) Para obtener datos isotópicos de precipitación fiables es indispensable observar en detalle el procedimiento establecido por la el Organismo Internacional de Energía Atómica, en cooperación con la Organización Meteorológica Mundial. (IAEA y WMO, 2004) por sus

siglas en inglés, los puntos que a continuación se presentan describen a detalle dicho procedimiento:

- 2) Cada muestra debe representar la precipitación integrada de un período de un mes, a partir del primer día del mes hasta el último del mismo.
- 3) Los frascos provistos por el OIEA tienen un volumen de medio litro (para análisis de tritio) y de 50 ml (para el análisis de isótopos estables), cantidades de agua que se consideran el óptimo necesario para los análisis isotópicos. Se necesita un mínimo de 300 ml de agua para efectuar los análisis de tritio, deuterio y oxígeno-18. Cuando solo se disponga de cantidades menores (por ejemplo, debido a que la precipitación haya sido escasa), se debe enviar de todos modos el agua recogida al laboratorio encargado de los análisis isotópicos, que en tal caso solo efectuará algunos de los mismos. Si el tritio y los isótopos estables se analizan en diferentes laboratorios, se llenará un frasco de 50 ml para el análisis de isótopos estables y con el resto del agua se llenará el frasco de medio litro (o parte del mismo, si la muestra es insuficiente) para el análisis del tritio.
- 4) El agua de lluvia se recoge en un pluviómetro normal, haciéndose una lectura del volumen recogido y vaciándose el pluviómetro tan pronto como sea posible después de cada precipitación, de ser factible, o cada mañana. Después de la lectura del pluviómetro se debe verter la precipitación en un recipiente de plástico de 5 litros con un buen tapón para evitar la evaporación. Guárdese este recipiente en un lugar fresco y oscuro. Es muy importante que el tapón esté siempre bien cerrado: en efecto, la evaporación modifica la composición isotópica del agua, y por lo tanto se deben tomar todas las precauciones posibles para evitarla.

- 5) Es absolutamente indispensable transferir el agua después de cada precipitación, o cada día, y secar cada vez el colector del pluviómetro con un trapo limpio y seco antes de volver a instalarlo en la posición de recolección.
- 6) Si el agua de lluvia debe permanecer varios días en el colector del pluviómetro (que puede consistir sencillamente en una botella de plástico con un embudo) antes de transferirlo a un recipiente hermético, es necesario poner aceite de parafina medicinal, que se adquiere fácilmente en una farmacia, en el recipiente colector del pluviómetro, para impedir la evaporación. La película flotante de parafina sobre el agua debe tener un espesor de 0,5 cm aproximadamente. El agua de lluvia con el aceite de parafina se puede transferir periódicamente al recipiente hermético. Al cabo de un mes se puede separar el agua del aceite con un embudo separador o sencillamente retirando el aceite con un sifón.
- 7) Al cabo del mes, se debe agitar toda el agua contenida en el recipiente hermético antes de llenar los frascos que se han de enviar al laboratorio. Si el aceite de parafina medicinal se encuentra presente, no se debe agitar el recipiente, sino que se lo debe dejar en reposo durante una semana antes de llenar los frascos. Con esto se obtiene una mezcla conveniente y se evita que el aceite se emulsione con el agua, lo que haría más difícil la separación.
- 8) Si la cantidad de agua recogida en un mes cualquiera excediera de 5 litros, se puede utilizar una segunda botella de 5 litros para acumular el agua excedente. Al final del mes se debe mezclar toda el agua de los dos recipientes antes de llenar los frascos con las muestras. Las operaciones descritas en los párrafos 3 a 7 se deben efectuar lo más rápidamente posible, a fin de reducir el tiempo durante el cual la muestra quede expuesta a la atmósfera y corra por lo tanto el riesgo de evaporación.

- 9) Si se utiliza el aceite de parafina medicinal y no se lo puede separar del agua en el lugar de la recogida esta separación se hará en el laboratorio encargado del análisis isotópico. En tal caso, se tratará de minimizar la cantidad de aceite presente en el frasco de medio litro que se expide al laboratorio, cerciorándose de que la cantidad de agua enviada excede en gran medida a la del aceite. Se debe recordar que se necesita por lo menos una cantidad de 300 ml de agua para el análisis del tritio, del deuterio y del oxígeno-18.
- 10) Al cabo del mes, cuando se hayan llenado los frascos de muestras, se debe secar el recipiente de 5 litros antes de utilizarlo para acumular la precipitación del mes siguiente.
- 11) En ningún caso se llenará completamente un recipiente de plástico. Déjese siempre un pequeño espacio de aire (más o menos el 5% del volumen del frasco) para permitir la expansión del agua resultantes de posibles aumentos de temperatura, o de descensos por debajo del punto de congelación. Se deberá procurar utilizar en todos los casos los frascos facilitados por el OIEA, y se verificará que el tapón queda herméticamente cerrado.
- 12) Se marcará claramente en las etiquetas facilitadas por el OIEA la información relativa a la estación de observación, al mes y a la cantidad de la precipitación total. Los frascos se marcarán inmediatamente después de llenados.
- 13) Conviene cerciorarse de que no existan objetos agudos en la caja (por ejemplo, tornillos, clavos, astillas de madera) de expedición de los frascos. Dichos objetos pueden perforar las botellas de plástico.

3.2.4 Campaña de muestreo

Se colectaron nueve muestras de precipitación, seis en el pluviómetro del Hongo y tres en el pluviómetro de Mexicali, en el periodo de febrero a septiembre del 2017 Tabla 3.2.4.

Tabla 3.2.4 Mediciones de las condiciones de muestreo

ID	Longitud WGS 1984	Latitud WGS 1984	Fecha de evento	Precipitación mm	Temperatura bulbo húmedo °C
ER-PH-01	-116.30442	32.51558	18-Feb-17	17.1	2.0
ER-PH-02			27-Feb-17	57.5	3.0
ER-PH-03			22-Mar-17	5.7	4.5
ER-PH-04			08-May-17	16.0	2.0
ER-PH-05			08-Jul-17	2.3	23
ER-PH-06			03-Ago-17	24.1	19
ER-PU-01	-115.444711	32.631272	04-Ago-17	1.7	18.3
ER-PU-02			08-Sep-17	2.8	22.5
ER-PU-03			09-Sep-17	6.09	22.01

3.3 Análisis y resultados para Isótopos estables: $\delta^{18}\text{O}$, deuterio (δD)

Las muestras fueron analizadas en las instalaciones del centro Mexicano de innovación en energía Geotérmica, en el laboratorio de análisis isotópico, con el analizador isotópico de agua (Picarro L2130-i Analyzer), un instrumento basado en la tecnología Cavity ring-down spectroscopy, CRDS, (por sus siglas en inglés) capaz de medir simultáneamente las proporciones de deuterio y 18-oxígeno a partir de muestras de agua, los valores δ son reportados con respecto al estándar internacional llamado “Estándar del Agua Media Oceánica de Viena”, VSMOW (por sus siglas en inglés), los resultados de los análisis se muestran en la Tabla 3.3

Tabla 3.3 Valores leídos del análisis isotópico por muestra

ID	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Precisión	δD (‰)	Precisión
ER-PH-01	-10.87	0.02	-74.52	0.36
ER-PH-02	-10.92	0.03	-74.98	0.06
ER-PH-03	-3.94	0.04	-15.87	0.39
ER-PH-04	-6.66	0.03	-33.21	0.12
ER-PH-05	-2.81	0.03	-16.55	0.10
ER-PH-06	-7.84	0.04	-56.06	0.58
ER-PU-01	-3.09	0.04	-18.77	0.39
ER-PU-02	-3.02	0.02	-17.67	0.08
ER-PU-03	-5.75	0.03	-39.55	0.11

3.3.1 Ponderación de proporciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}$, δD) por cantidad de precipitación

Se ponderaron los valores de deuterio y 18- oxígeno por la cantidad de precipitación de cada evento para obtener un valor ponderado total tanto de deuterio como de oxígeno 18, para la ponderación se usó la metodología aplicada por (Friedman, Smith et al. 1992)

Valor Ponderado= (precipitación evento/precipitación total) (fracción isotópica del evento)

Tabla 3.3.1 Valores isotópicos ponderados por muestra y valores totales

ID	Fecha de evento	Precipitación mm	δD	P δD	P δD Total	$\delta^{18}\text{O}$	P $\delta^{18}\text{O}$	P $\delta^{18}\text{O}$ Total
ER-PH-01	18-Feb-17	17.1	-74.52	-10.38	-61.9	-10.87	-1.51	-9.3
ER-PH-02	27-Feb-17	57.5	-74.98	-35.13		-10.92	-5.11	
ER-PH-03	22-Mar-17	5.7	-15.87	-0.73		-3.94	-0.18	
ER-PH-04	08-May-17	16.0	-33.21	-4.33		-6.66	-0.86	
ER-PH-05	08-Jul-17	2.3	-16.55	-0.31		-2.81	-0.05	
ER-PH-06	03-Ago-17	24.1	-56.06	-11.01		-7.84	-1.53	
ER-PU-01	04-Ago-17	1.7	-18.77	-3.06	-30.5	-3.09	-0.50	-4.6
ER-PU-02	08-Sep-17	2.8	-17.67	-4.58		-3.02	-0.78	
ER-PU-03	09-Sep-17	6.09	-39.55	-22.81		-5.75	-3.3	

Capítulo 4 Resultados y conclusiones

4.1 Región hidrológica Rio Colorado (Valle de Mexicali)

En la región coexisten dos valles: uno, conocido como Imperial que abarca la cuenca del Salton dentro del Estado de California, EE.UU. y, otro, al sur del anterior (en México), denominado Valle de Mexicali que abarca la porción sur de la cuenca del Salton y lo que es propiamente el delta del rio Colorado. (Ramírez Hernández, 1997)

El agua en esta región hidrológica esta principalmente derivada del agua de superficie y de la escorrentía subterránea que provee el rio colorado (Makdisi et al., 1982)

La recarga en los últimos años ha sido mediante los canales superficiales que se originan en la Presa Morelos, otras posibles fuentes de recarga para el valle de Mexicali incluyen: Agua de la cuenca del rio Gila, agua de mar, yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, precipitación local y agua del paleolago Cahuilla. (Ramírez Hernández, 1997)

Para caracterizar esta región se hizo una recopilación de la información isotópica disponible. Para el agua subterránea se utilizaron 191 muestras de diversas fuentes isotópicas y 38 muestras de agua superficial, durante el desarrollo de esta investigación se desarrollaron 3 muestras de precipitación dentro de esta región hidrológica, en el apartado 3.2 se explicó más a detalle el trabajo de campo realizado para la generación de los datos de precipitación. Los resultados del análisis isotópico de los datos generados fueron utilizados en conjunto con 14 más de diferentes autores tabla 3.3.1, para realizar un esbozo de la línea meteórica local de precipitación.

4.1.1 Precipitación local

La composición del agua de lluvia en la zona puede ser extrapolable, la extrapolación de este valor al Valle de Mexicali con respecto al de Imperial es justificable, dada la cercanía de ambos Valles y sus importantes similitudes climáticas. (Ramírez Hernández, 1997)

Previos estudios de la composición isotópica de la precipitación en el Valle Imperial-Mexicali han sido realizados, (Coplen, 1972), (Friedman, Smith, Gleason, Warden, & Harris, 1992), (Dansgaard, 1964).

Dansgaard en 1964 estimo los valores isotópicos de precipitación para el valle Imperial-Mexicali en $\delta D = -86\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -10.5\text{‰}$, por otra parte, Coplen en 1972 estima los valores isotópicos de precipitación para la misma región en $\delta D = -60\text{‰}$ y $\delta^{18}O = -7.2\text{‰}$, esta variación se debe a que se estima que la temperatura promedio en el valle Imperial-Mexicali en los últimos tiempos fue aproximadamente 5°C menor a la observada en 1972 por Coplen, se podría inferir que el efecto principal del clima más frío sobre la composición isotópica de la precipitación en el Valle Imperial-Mexicali es un efecto de temperatura

También se señalan ciertos fenómenos que presentan los datos de precipitación en esta región entre los que destacan la dispersión en los datos, lo cual es algo habitual en las regiones desérticas donde tormentas aisladas (lluvias convectivas) son comunes.

Los eventos de precipitación más pequeños (Lloviznas), tienden a ser enriquecidos en deuterio y 18-Oxígeno. Unas de las explicaciones de la variación de los datos se atribuyen a los diversos grados de evaporación durante las etapas iniciales de la precipitación. (Coplen, 1972).

Tabla 3.3.1 Valores isotópicos utilizados en la creación del esbozo de línea meteórica local

Muestra	Autor	O-18	Deut	Ubicación
W-012	(Coplen, 1972)	-3.70	-51.00	El Centro, CA
W-107	(Coplen, 1972)	-2.40	-33.00	Yuma, AZ
W-031	(Coplen, 1972)	-7.00	-63.00	El Centro, CA
W-008	(Coplen, 1972)	-7.20	-62.00	El Centro, CA
W-106	(Coplen, 1972)	-3.60	-30.00	Yuma, AZ
W-110	(Coplen, 1972)	-8.60	-69.00	Ocotillo Wells, CA
W-108	(Coplen, 1972)	-3.80	-28.00	Westmorland, CA
W-007	(Coplen, 1972)	-3.30	-23.00	El Centro, CA
W-109	(Coplen, 1972)	-8.70	-64.00	Glamis, CA
W-111	(Coplen, 1972)	-4.70	-30.00	Ocotillo Wells, CA
ER-PU-01	(UABC, 2017)	-3.09	-18.77	Mexicali, BC
ER-PU-03	(UABC, 2017)	-5.75	-39.55	Mexicali, BC
ER-PU-02	(UABC, 2017)	-3.02	-17.67	Mexicali, BC
ER-PH-05	(UABC, 2017)	-2.81	-16.55	El Hongo, BC
ER-PH-06	(UABC, 2017)	-7.84	-56.06	El Hongo, BC
Borrego PF	(Friedman et al., 1992)	-9.00	-65.00	Borrego Springs, CA
Jacumba PF	(Friedman et al., 1992)	-8.40	-60.00	Jacumba, CA
Yuma PF	(Friedman et al., 1992)	-6.70	-55.00	Yuma, AZ
Brawley PF	(Friedman et al., 1992)	-7.50	-61.00	Brawley, CA

4.2 Base de datos general

Se realizó la recopilación de diferentes tipos de agua para la península de Baja California, con un total de 407 muestras, de las cuales 53 muestras son de agua superficial, 10 de precipitación y 344 son muestras de agua subterránea

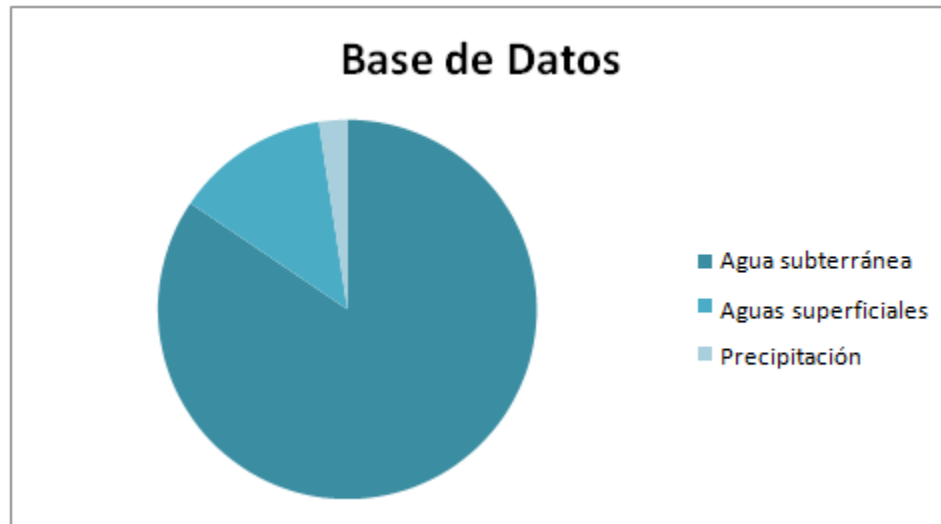


Figura 4.2 Grafico mostrando la línea meteórica global vs la línea meteórica local obtenida

Se recopilaron datos de 14 autores, solo se incluyeron los datos que contaban con datos de ubicación (Coordenadas) según se listan a continuación:

(Payne, Quijano et al. 1979)
(Makdisi, Truesdell et al. 1982)
(Ramírez Hernández 1997)
(Barragán R, Birkle et al. 2001)
(Wassenaar, Van Wilgenburg et al. 2009)
(Peregrina Llanes 2010)
(Thomas Zúñiga 2010)
(Lara Valenzuela 2011)
(Palomares Ramírez 2011)
(Rosales Ramírez 2012)
(Kretzschmar and Frommen 2013)
(Meza Camacho 2015)
(UABC Sin publicar 2012 y 2015)
(Tamez-Meléndez, Hernández-Antonio et al. 2016)

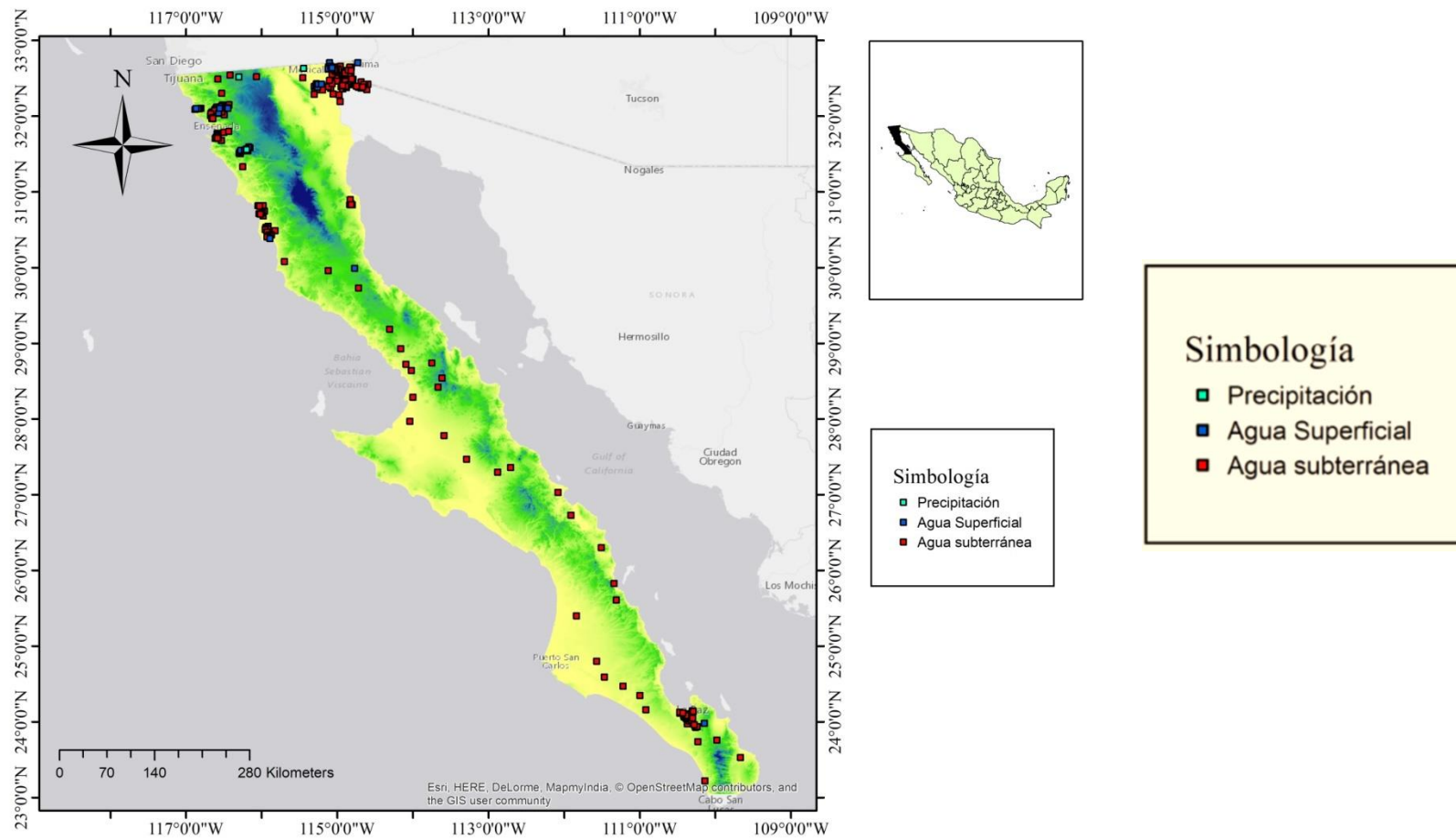


Figura 4.2 Localización de datos (Deuterio y 18-oxígeno)

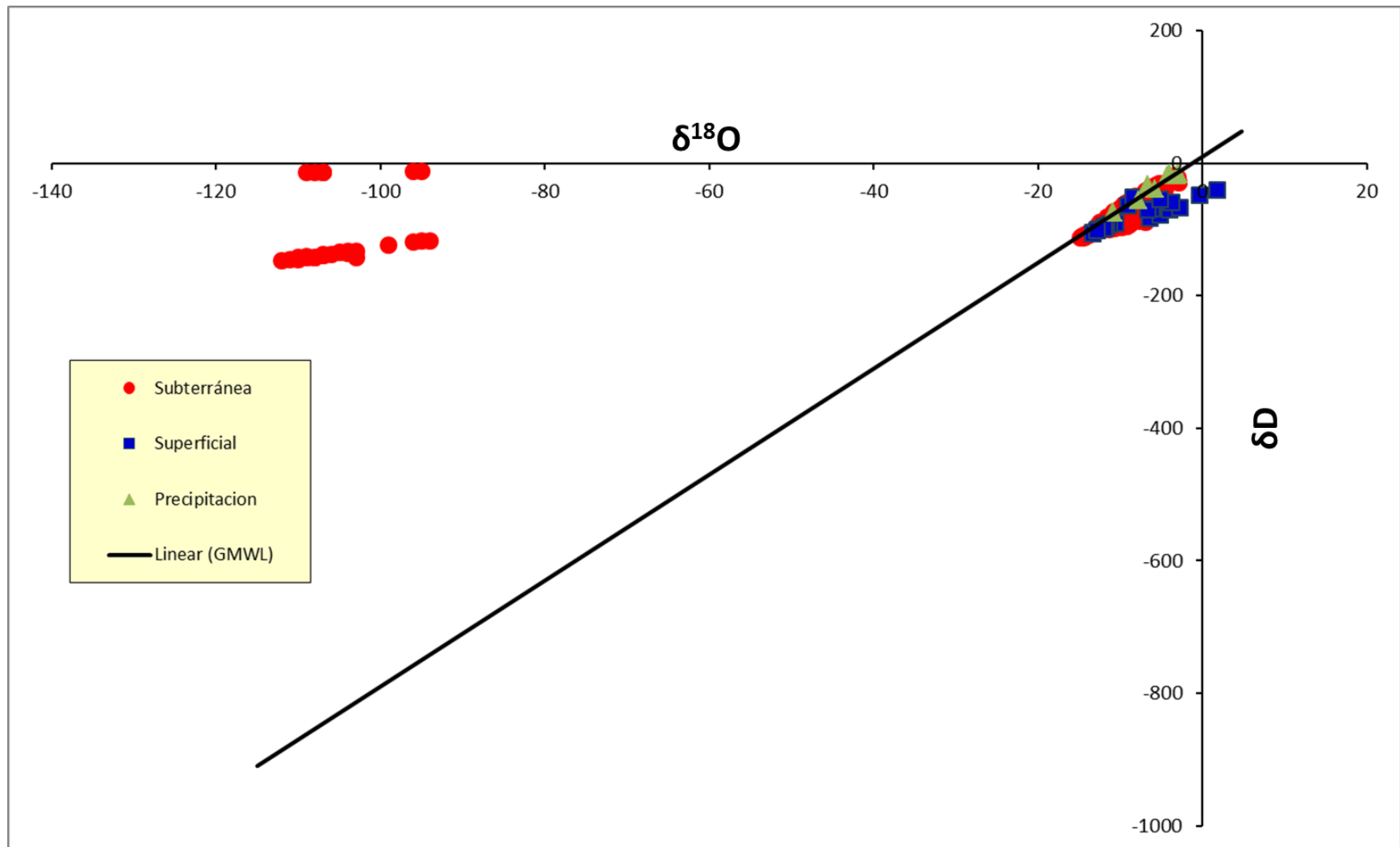


Figura 4.2.1 Base de datos graficada

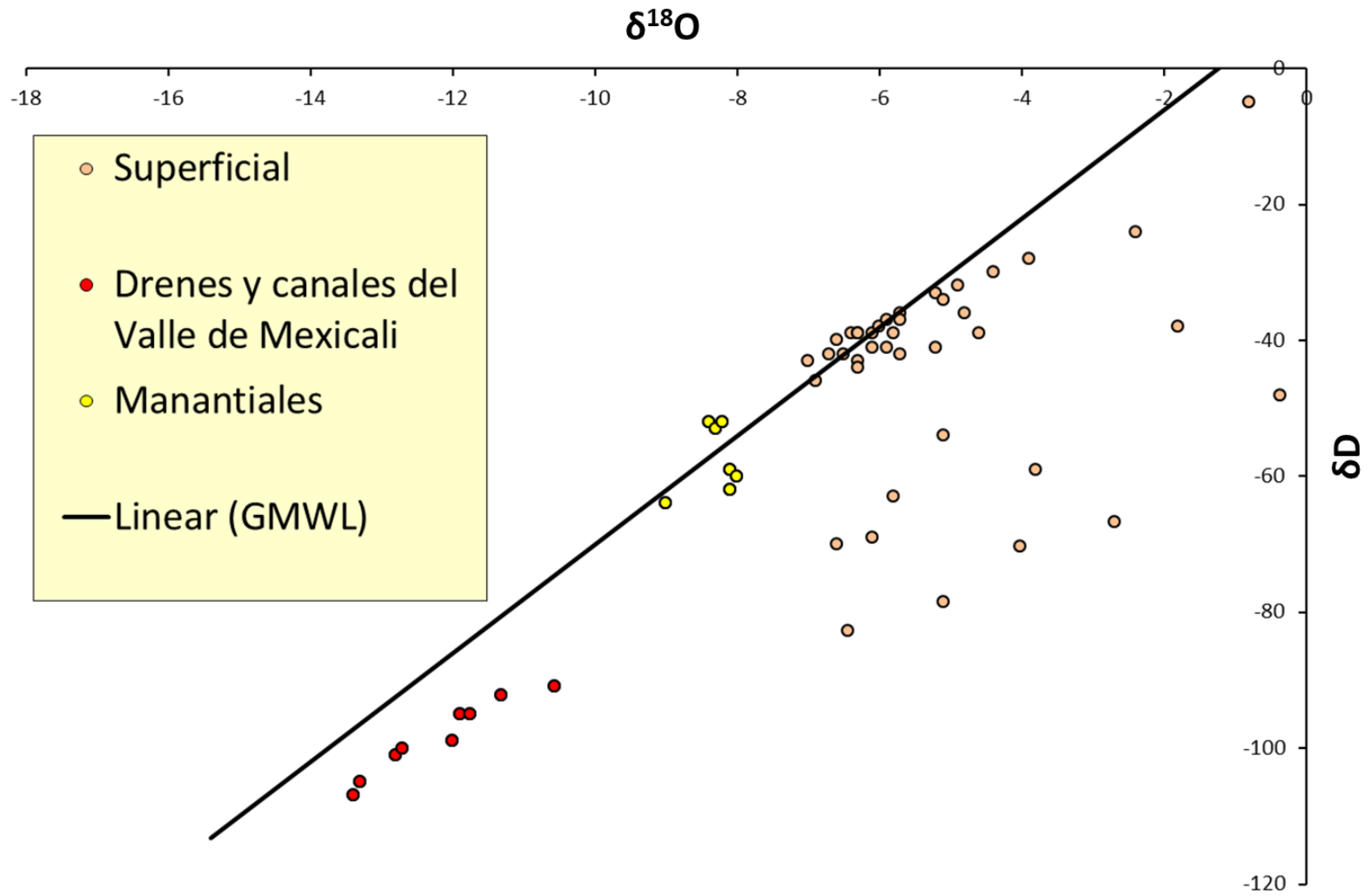


Figura 4.2.2 Agua Superficial

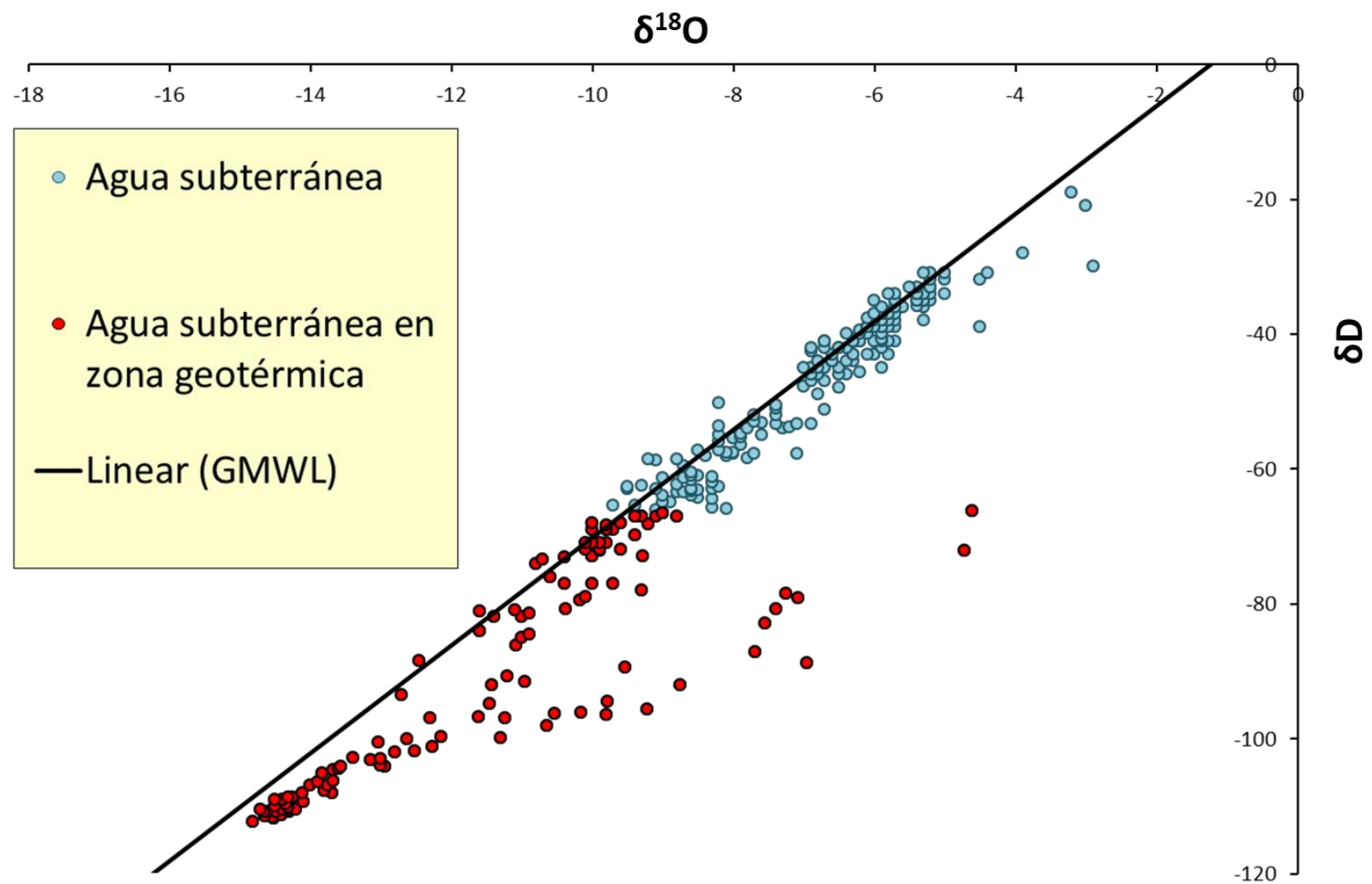


Figura 4.2.3 Agua Subterránea

4.3 Estadísticas

Agua subterránea 18-oxígeno

N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation
341	-112	-2.9	-18.15	29.251

Agua subterránea deuterio

N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation
341	-147	-12	-67.92	32.286

Agua superficial 18-oxígeno

N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation
58	-13.4	1.76	-6.57	3.14341

Agua superficial deuterio

N	Minimum	Maximum	Mean	Std. Deviation
58	-107	26	-52.92	25.72

4.4 Conclusiones

La contribución de la precipitación local al sistema hidrológico del Valle de Mexicali en la región central es insignificante.

El agua subterránea en las regiones norte y central se origina del Río Colorado. En algunas zonas donde existe mezcla de agua nueva y vieja del río Colorado es debido a las actividades de irrigación.

Un componente de las aguas del sur y del este se origina en el área del río Gila con alguna indicación de mezcla con el agua del Río Colorado. El agua subterránea de la región occidental proviene de una mezcla de agua del Río Colorado y salmueras geotérmicas en pozos cercanos al campo geotérmico Cerro Prieto.

Capítulo 5 Referencias

- Aggarwal, P. K., Froehlich, K. F., & Gat, J. R. (2005). *Isotopes in the water cycle*: Springer.
- Baertschi, P. (1976). Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters*, 31(3), 341-344.
- Bortolami, G., Ricci, B., Susella, G., & Zuppi, G. (1979). Isotope hydrology of the Val Corsaglia, Maritime Alps, Piedmont, Italy *Isotope Hydrology 1978*.
- Bowen, G. J., Wassenaar, L. I., & Hobson, K. A. (2005). Global application of stable hydrogen and oxygen isotopes to wildlife forensics. *Oecologia*, 143(3), 337-348.
- Clark, I. D., & Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*: CRC press.
- Coplen, T. (1972). Origin of geothermal waters in the Imperial Valley of southern California. *Cooperative Investigation of Geothermal Resources in the Imperial Valley and their Potential Value for Desalting of Water and other purposes*, 72-33.
- Criss, R. E. (1999). Principles of stable isotope distribution.
- Dansgaard, W. (1953). The abundance of O^{18} in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 5(4), 461-469.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4), 436-468.
- Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variation of O^{18} content of waters from natural sources. *Geochimica et cosmochimica acta*, 4(5), 213-224.
- Friedman, I. (1953). Deuterium content of natural waters and other substances. *Geochimica et cosmochimica acta*, 4(1-2), 89-103.
- Friedman, I., Smith, G. I., Gleason, J. D., Warden, A., & Harris, J. M. (1992). Stable isotope composition of waters in southeastern California 1. Modern precipitation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(D5), 5795-5812.
- Garlick, G. (1969). The stable isotopes of oxygen. *Handbook of geochemistry*, 2, 1.
- Glynn, P. D., & Plummer, L. N. (2005). Geochemistry and the understanding of ground-water systems. *Hydrogeology Journal*, 13(1), 263-287.
- Gonfiantini, R., Stichler, W., & Rozanski, K. (1995). *Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements*. Retrieved from
- Hagemann, R., Nief, G., & Roth, E. (1970). Absolute isotopic scale for deuterium analysis of natural waters. Absolute D/H ratio for SMOW. *Tellus*, 22(6), 712-715.
- Hoefs, J. (2008). *Stable isotope geochemistry*: Springer Science & Business Media.
- Horibe, Y., & Kobayakawa, M. (1960). Deuterium abundance of natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 20(3-4), 273-283.
- Kendall, C., & Doctor, D. (2003). Stable isotope applications in hydrologic studies. *Treatise on geochemistry*, 5, 605.
- Kretzschmar, T. G., & Frommen, T. (2013). Stable Isotope Composition of Surface and Groundwater in Baja California, Mexico. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7(Supplement C), 451-454. doi:<https://doi.org/10.1016/j.proeps.2013.03.194>
- Makdisi, R., Truesdell, A., Thompson, J., Coplen, T., & Sanchez R, J. (1982). *Geochemical evolution of Mexicali Valley groundwaters*. Retrieved from
- Mohler, F. L. (1960). *Isotopic abundance ratios reported for reference samples stocked by the National Bureau of Standards* (Vol. 51): Distributed by United States Department of Commerce, Office of Technical Services.

- Payne, B. R., Quijano, L., & Latorre, D. C. (1979). Environmental isotopes in a study of the origin of salinity of groundwater in the Mexicali Valley. *Journal of Hydrology*, 41(3-4), 201-215.
- Ramírez Hernández, J. (1997). *Estudio de las relaciones geohidrológicas del acuífero superior del Valle de Mexicali con las aguas geotérmicas superficiales*. (Doctoral), Universidad de Alcalá.
- Ramírez Hernández, J. (2006). *Una visión de la problemática ambiental de Mexicali y su valle: elementos para su gestión*: Universidad Autónoma de Baja California.
- Riesenfeld, E., & Chang, T. (1936). Über die Verteilung der schwereren Wasser-Isotopen auf der Erde. *European Journal of Inorganic Chemistry*, 69(6), 1308-1310.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., & Gonfiantini, R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Climate change in continental isotopic records*, 1-36.
- Siegenthaler, U. (1979). Stable hydrogen and oxygen isotopes in the water cycle *Lectures in isotope geology* (pp. 264-273): Springer.
- Simonovic, S. P. (2002). World water dynamics: global modeling of water resources. *Journal of Environmental Management*, 66(3), 249-267.
- Tamez-Meléndez, C., Hernández-Antonio, A., Gaona-Zanella, P., Ornelas-Soto, N., & Mahlnecht, J. (2016). Isotope signatures and hydrochemistry as tools in assessing groundwater occurrence and dynamics in a coastal arid aquifer. *Environmental Earth Sciences*, 75(9), 830.
- Urey, H. C. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, 562-581.
- Wassenaar, L. I., Van Wilgenburg, S. L., Larson, K., & Hobson, K. A. (2009). A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 123-136.
- Way, K. (1948). *Nuclear Data: A Collection of Experimental Values of Half-lives, Radiation Energies, Relative Isotopic Abundances, Nuclear Moments, and Cross Sections. Supplements* (Vol. 499): US Department of Commerce, National Bureau of Standards.