

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

Instituto de Ingeniería

Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería



**Determinación del carácter isotópico del agua subterránea en la zona noreste del Valle
de Mexicali**

Tesis para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Presenta

Raúl Aeugeni Huerta Román

Directora de Tesis

Dra. Concepción Carreón Diazconti

Codirector de Tesis

Dr. Francisco Javier Gómez Puentes

Mexicali, Baja California, febrero de 2026

Resumen

El acuífero Valle de Mexicali se localiza en una región semiárida y agrícola en la que el agua subterránea es vital para cubrir las crecientes necesidades hídricas. Con el fin de conocer las fuentes del agua subterránea, los tiempos de residencia, la evolución y los procesos gobernantes, todos esenciales en la evaluación de la sostenibilidad de un acuífero y su gestión, se realizó la caracterización hidrogeoquímica de las aguas subterráneas de la zona noreste del Valle de Mexicali, basada en la medición de niveles freáticos, isotopía estable (^2H y ^{18}O) y radiactiva (^{14}C y ^3H), química de iones mayoritarios y estadística multivariada. Los datos utilizados abarcaron los años 2019 a 2022 y se compararon con datos históricos (1979, 1981, 2009-2011). El análisis de niveles freáticos reveló dos direcciones de flujo subterráneo, NE-SO, desde el noreste, y NO-SE, desde el noroeste, y un abatimiento promedio de 1 m/año. Los resultados de isótopos estables y radiactivos descartaron aportes significativos de la precipitación y del componente geotérmico y corroboraron que las aguas subterráneas resultan de la mezcla entre un componente antiguo y agua reciente del Río Colorado, con tiempos de residencia de >1,000 años al oeste, <50 años en la parte central y entre 50 a 1,000 años al este. Químicamente se identificaron aguas de tipo Ca-Na-SO₄-Cl, las que así arribaron a la zona o evolucionaron mediante la disolución de sales e intercambio iónico. Con diagramas geoquímicos se identificaron sitios potencialmente afectados por retornos de riego: 15-II-3, 152-C y 53-E. El análisis de componentes principales indicó que los factores dominantes en las aguas del acuífero son la mineralización, la presencia de aguas antiguas y la evaporación; el método de agrupamiento jerárquico resultó en cuatro conjuntos de aguas: las antiguas, las similares a las del Río Colorado en la Presa Morelos, las afectadas por retornos agrícolas y las influenciadas por los canales derivadores.

Agradecimientos

A mi directora de tesis, la Dra. Concepción Carreón Diazconti, por su incansable orientación y apoyo.

A mi codirector de tesis, el Dr. Francisco Javier Gómez Puentes, por ser inspiración para continuar mis estudios.

Al equipo de Ciencias de la Tierra del Instituto de Ingeniería de la UABC por su apoyo incondicional, en especial a la Dra. Frida Cital, la Dra. Eliana Rodríguez-Burgueño, el Dr. Jorge Ramírez, el Dr. Jaime Reyes.

A mis padres, hermanos y amigos cercanos, por creer en mí y siempre estar presentes a pesar de las dificultades.

A mis amigas que conocí durante este periodo de formación: Paula Salazar y Brisa Álvarez, por tener fe en mí.

Índice

Índice de Figuras	vi
Índice de Tablas.....	viii
Capítulo 1 – Introducción	1
1.1 – Antecedentes	2
1.2 – Justificación.....	5
1.3– Hipótesis.....	7
1.4 – Objetivos	7
1.5 – Área de Estudio	8
1.5.1 – Geología.....	9
1.5.2 – Hidrología.....	10
1.5.3 – Trabajos Previos Realizados en el Área de Estudio	11
Capítulo 2 – Caracterización de las Aguas Ambientales	16
2.1 – Fraccionamiento Isotópico	17
2.1.1 – Fraccionamiento Dependiente de la Masa	17
2.1.1.1 – Fraccionamiento Termodinámico o de Equilibrio	18
2.1.1.2 – Destilación de Rayleigh.....	19
2.1.1.3 – Fraccionamiento Cinético	20
2.2 – Isótopos Estables como Trazadores Ambientales.....	21
2.2.1 – Aguas Meteoricas y Factores que Influyen en su Isotopía	22
2.2.1.1– Efectos de Evaporación y Cinético	24
2.2.1.1.1 – Exceso de Deuterio.....	24
2.2.1.2 – Efecto Estacional	25
2.2.1.3 – Efectos de Latitud y Altitud.....	25
2.2.1.4 – Efecto Continental	26
2.3 – Relación Recarga-Isotopía del Agua Subterránea en Zonas Áridas	26
2.4 – Caracterización Hidrogeoquímica del Agua Subterránea.....	28
2.4.1 –Carbono en el Agua Subterránea.....	31
2.4.2 – Intercambio Iónico	36
2.4.3 – Relaciones Iónicas	37
2.4.4 – Diagramas Hidrogeoquímicos.....	39
2.4.4.1 – Diagrama de Piper	39
2.4.4.2 – Diagrama de Stiff.....	41
2.4.4.3 – Diagrama de Gibbs	41
2.4.5 – Hidrogeoquímica e Isotopía Estable	42

2.4.6 – Análisis de Componentes Principales	43
2.5 – Tiempos Medios de Residencia del Agua Subterránea	47
2.5.1 – Datación por ^{14}C	48
2.5.2 – Datación por ^3H	53
2.5.3 Conjunto ^3H y ^{14}C	55
Capítulo 3 - Metodología.....	57
3.1 – Revisión bibliográfica	57
3.2 – Trabajo de campo	59
3.2.1 – Monitoreo de niveles de agua subterránea	59
3.2.2 – Colección y preparación de muestras.....	60
3.2.2.1 – Especificaciones para las Agua Subterránea.....	62
3.2.2.2 – Agua Superficial	62
3.2.2.2 – Agua de Lluvia	63
3.3 –Métodos analíticos.....	63
3.4 – Visualización e interpretación de datos	64
Capítulo 4 – Monitoreo Hidrogeológico.....	67
4.1 – Redes de Monitoreo Piezométrico y Químico.....	67
4.2 – Elevaciones del Nivel Freático	71
4.3 –Isotopía Estable y Química de las Aguas	74
4.3.1 – Agua de Lluvia.....	74
4.3.2 – Aguas Subterráneas y Superficiales	77
4.4 – Estadística Descriptiva	82
4.5– Isotopía Radiactiva (^{14}C y ^3H).....	85
Capítulo 5 – Discusión	87
5.1 – Dirección de flujo y abatimiento del agua subterránea	87
5.2 – Fuentes de agua subterránea.....	93
5.3 – Tiempos medios de residencia del agua subterránea	105
5.4 – Geoquímica de las Aguas Subterráneas y Procesos Gobernantes	113
5.4.1 – Análisis de Componentes Principales	124
Capítulo 6 – Conclusiones y Recomendaciones	133
Referencias	136
Anexos.....	149

Índice de Figuras

Figura 1 Localización del acuífero Valle de Mexicali, la zona estudiada y el Distrito de Riego 014.	9
Figura 2 Procesos que desvían la composición isotópica de las aguas naturales de la LMM. Modificado de IAEA (1983); Medler (2022).	23
Figura 3 Factores influyentes en la isotopía del agua meteórica, con ejemplos numéricos del fraccionamiento en diferentes etapas. Modificado de Clark y Fritz (1997).	23
Figura 4 Mecanismos de recarga y composición isotópica del agua de lluvia, superficial (sup), superficial evaporada (evap) y subterránea (SUB). Modificado de De Vries y Simmers (2002); Jasechko et al. (2014).	27
Figura 5 Especies iónicas del carbono dominantes en el agua subterránea de acuerdo con su pH. Modificado de Clark y Fritz (1997).	33
Figura 6 Fraccionamiento del ^{13}C durante el intercambio isotópico en el equilibrio entre el CO_2 , DIC y Calcita a 25°C (Clark y Fritz, 1997). Modificado de Clark y Fritz (1997). La flecha azul indica el enriquecimiento de las primeras dos etapas en conjunto.	35
Figura 7 Diagrama de Piper (Piper, 1944). Interpretación modificada de Appelo y Postma (2005).	40
Figura 8 Ejemplo de diagrama de Stiff (Stiff, 1951).	41
Figura 9 Ejemplos de Diagrama de Gibbs (Gibbs, 1970).	42
Figura 10 Gráficos de Han, utilizados para evaluar los procesos geoquímicos que gobiernan al carbono en las aguas subterráneas (Han et al., 2012).	52
Figura 11 Escalas de tiempo y grupos de edades (TMR) de agua estimables con los radioisótopos de ^3H y ^{14}C . Modificada de Ahmed et al. (2020).	56
Figura 12 Redes para la medición de niveles freáticos (círculos en rojo y gris) y para la colección de muestras de agua subterránea (triángulos verdes). La Mesa Arenosa de Andrade se incluye sólo con fines ilustrativos.	69
Figura 13 Elevaciones del nivel freático en el noreste del VM durante los años 2021 y 2022.	73
Figura 14 Composición isotópica de la precipitación (2017-2022) en el sitio de estudio. Notas: Línea de Agua Meteórica Mundial (LMM) de Craig (1961). Línea Meteórica Local (LML) es la regresión lineal de los datos disponibles, con $R^2=0.91$	76
Figura 15 Gráfico de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas superficiales y subterráneas en el sector Noreste del VM. Incluye la LMM, la regresión lineal de los valores en las aguas subterráneas (línea azul discontinua) y su ecuación, con $R^2=0.92$	79
Figura 16 Diagrama de Piper de las aguas subterráneas y de las aguas superficiales estudiadas.	82
Figura 17 Diagramas de cajas y bigotes de los datos fisicoquímicos e isotópicos de las aguas subterráneas en la porción NE del VM (2019-2022). (a) Iones mayoritarios; (b)pH; (c) Temperatura; (d) $\delta^2\text{H}$; (e) $\delta^{18}\text{O}$; (f) Conductividad eléctrica.	84
Figura 18 Elevación del nivel freático durante el mes de Abril del periodo 2019-2022.	88
Figura 19 Elevación del nivel freático durante el mes de Octubre del periodo 2019-2022.	89
Figura 20 Abatimiento de los niveles de las aguas subterráneas durante el mes de Abril del periodo 2019-2022.	91
Figura 21 Abatimiento de los niveles de las aguas subterráneas durante el mes de Octubre del periodo 2019-2022.	92
Figura 22 Gráfico de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas naturales o ambientales en el área de estudio. Solo incluye los valores generados para este trabajo.	93
Figura 23 Gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CP) en relación con las aguas subterráneas del sitio de estudio. Datos de CP tomados de Truesdell et al. (1981).	95
Figura 24 Gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas subterráneas del sitio de estudio en comparación con las aguas subterráneas de la misma zona 50 años atrás. Datos tomados de Makdisi et al. (1982); Payne et al. (1979).	96
Figura 25 Gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para el agua subterránea del VM y los valores históricos del agua del RC en las cuencas alta y baja. . Datos de la cuenca alta durante los años 2010, 2020 y 2021, tomados de (USGS, 2022); datos de la cuenca baja durante los años 1980 y 1997-2018, tomados de (USGS, 2022).	97
Figura 26 Gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas subterráneas del sitio de estudio y una parte del Valle Imperial. PKM = Pilot Knob Mesa (2007-2011), DA = Dunas de Algodones (2019-2020), PCCTA = Pozos Cercanos al	

Canal Todo Americano (2009-2010). Datos tomados del Valle Imperial tomados de: Coes et al. (2015); USGS (2022)	99
Figura 27 Distribución del contenido en isótopos estables de las aguas subterráneas en el sitio de estudio. Distribución del contenido de (A) ^2H y (B) ^{18}O , usando los datos de la Tabla 14.....	100
Figura 28 Distribución del porcentaje de agua del Río Colorado de origen reciente en las aguas subterráneas estudiadas. Estimado a partir de la mezcla simple de dos componentes (Clark y Fritz, 1997). (A) Porcentaje calculado con base en ^2H ; (B). Porcentaje calculado con base en ^{18}O	103
Figura 29 <i>Relaciones salinidad – evaporación en las aguas subterráneas de la porción NE del Valle de Mexicali. (A) d-excess vs Sólidos disueltos totales; (B) $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl^-.</i>	104
Figura 30 Mapa de distribución de edades no corregidas de ^{14}C de las aguas subterráneas del área de estudio. 106	
Figura 31 Mapa extendido de distribución de edades no corregidas de ^{14}C de las aguas subterráneas de la porción NE del VM y tres datos del Valle Imperial (USGS, 2022).....	107
Figura 32 Gráficos de Han para identificar los procesos geoquímicos dominantes del carbono en el sistema subterráneo (Han et al., 2012).....	110
Figura 33 Tipos de agua subterránea de acuerdo con su edad aparente. Agua antigua > 1,000 años; agua submoderna 50 – 1,000 años; agua moderna ≤ 50 años (Ahmed et al., 2020).....	113
Figura 34 Distribución espacial de los iones mayoritarios de las aguas subterráneas en el área de estudio.	115
Figura 35 <i>Diagrama de Piper de las aguas subterráneas del área de estudio y zonas aledañas (Coes, et al., 2015; USGS, 2022), y agua del RC. Flechas rojas indican la evolución del agua del RC. Los círculos punteados indican los diversos tipos de agua.</i>	119
Figura 36 Distribución de diagramas de Stiff en el VM.	120
Figura 37 Diagrama de Cl^- vs Na^+ de las aguas subterráneas de la porción NE del VM.	121
Figura 38 Gráfico de relación de Na^+/Cl^- vs la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas y agua del RC en la Presa Morelos.....	122
Figura 39 Diagrama de Gibbs de las aguas subterráneas y superficiales del Valle de Mexicali.	123
Figura 40 Matriz de correlaciones de las variables estudiadas. Obtenida por el método de Pearson.	125
Figura 41 Matriz de correlaciones de las variables estudiadas sin los datos atípicos. Obtenida por el método de Pearson.	127
Figura 42 Diagrama x-y de los primeros dos componentes principales para las aguas subterráneas de la porción NE del VM, incluyendo datos atípicos.	129
Figura 43 Diagrama x-y de los primeros dos componentes principales para las aguas subterráneas del VM, sin incluir los datos atípicos.	131
Figura 44 Dendrograma de las aguas subterráneas del VM.....	132

Índice de Tablas

Tabla 1 Iones mayoritarios presentes en las aguas ambientales o en soluciones acuosas naturales (Appelo y Postma, 2005; Custodio y Llamas, 1983).	29
Tabla 2 Iones minoritarios y elementos traza más importantes. Modificado de Custodio y Llamas (1983).	29
Tabla 3 Fuentes más comunes y procesos aportadores de iones al agua. Modificado de Custodio y Llamas (1983).	30
Tabla 4 Índices iónicos útiles en la determinación de la evolución del agua subterránea.	38
Tabla 5 Iones comúnmente relacionados en el análisis de la evolución de las aguas naturales (Subba Rao et al., 2012).	39
Tabla 6 Modelos recomendados para la corrección de TMR en Han y Plummer (2016).	50
Tabla 7 Escala cualitativa de ^3H para estimar los TMR del agua subterránea en una zona continental. Modificada de (Clark y Fritz, 1997).	55
Tabla 8 Tipo, periodo y fuente de los datos recuperados para la caracterización química e isotópica de las aguas subterráneas en la zona de interés.	58
Tabla 9 Localización y elevación de los pozos de monitoreo de nivel (2021-2022).	68
Tabla 10 Datos obtenidos de la ubicación de los sitios muestreados.	70
Tabla 11 Elevaciones del agua subterránea en el noreste del VM medidas durante el año 2021. Nota: *Valores máximos de cada pozo. **Valores mínimos de cada pozo. NM = No Medido.	71
Tabla 12 Elevaciones del agua subterránea en noreste del VM medidas durante el año 2022. Nota: *Valores máximos de cada pozo. **Valores mínimos de cada pozo. NM = No Medido.	72
Tabla 13 Datos de isótopos estables del agua de lluvia de Mexicali durante el periodo 2017-2022.	75
Tabla 14 Isótopos estables en las aguas subterráneas estudiadas, 2019-2021. NM = No Medido.	78
Tabla 15 Isótopos estables de las aguas superficiales en la porción NE del Valle de Mexicali durante el periodo 2019-2021.	79
Tabla 16 <i>Compilado de datos fisicoquímicos del agua subterránea del VM y agua del RC en la Presa Morelos (2019-2021). NM = No Medido</i>	81
Tabla 17 Estadística descriptiva de los parámetros fisicoquímicos e isotópicos de las aguas subterráneas de la porción NE del Valle de Mexicali.	83
Tabla 18 ^{14}C en porcentaje de Carbono Moderno (pMC), las edades no corregidas basadas en ^{14}C y el contenido de ^3H en unidades de tritio (TU) en las aguas subterráneas de la porción NE del VM. En todos los casos se incluye la precisión (\pm). LD = límite de detección, <0.5 TU. NM = No medido.	85
Tabla 19 Tabla de fracciones de origen reciente calculadas en las aguas subterráneas y miembros extremos considerados en la mezcla binaria. N/A= No aplica. *Los valores isotópicos del componente reciente son un promedio de los datos de la Tabla 15. Los valores isotópicos del componente antiguo fueron definidos por Payne et al. (1979).	102
Tabla 20 Estimaciones de los tiempos de residencia de las aguas subterráneas del sitio de estudio mediante ^3H y ^{14}C no corregido; resultados de la corrección de edades de ^{14}C por medio de los modelos de Mook (Mook, 1976) e IAEA (IAEA, 2013; Salem et al., 1980). Valores en negritas son las edades sobreestimadas por el modelo. Agua antigua $> 1,000$ años; agua submoderna $50 - 1,000$ años; agua moderna ≤ 50 años (Ahmed et al., 2020). NM = No Medido.	111
Tabla 21 <i>Resultados de la evaluación con los índices de Revelle y Cloro-Alcalinos (Subramani et al., 2009; Sunkari, 2021). Valores en negritas se resaltan para denotar intercambio iónico inverso con alta salinización. N/A = No Aplica. * = valores más próximos a cero.</i>	116
Tabla 22 Valores p obtenidos para la prueba de Shapiro-Wilk. Nota: *no pasan la prueba.	125
Tabla 23 <i>Matriz de factores de carga de los componentes principales, eigenvalues y varianza del primer análisis.</i>	126
Tabla 24 <i>Matriz de factores de carga de los componentes principales, eigenvalues y varianza del segundo análisis.</i>	128

Capítulo 1 – Introducción

Según la FAO (FAO, 2016), el agua subterránea es un recurso que “se estima que provee un 36% del agua potable, 42% del agua para irrigación agrícola y 24% del abastecimiento industrial a nivel global”, y su explotación ofrece como beneficios la disponibilidad local, la alta fiabilidad durante sequías, la regulación de ecosistemas y microclimas, y la entrega de agua de calidad. Quien ha explotado este recurso mayormente a nivel global ha sido el sector agrícola (ONU-Agua, 2022), pues el riego de cultivos es fundamental para la alimentación a nivel global. A dicha escala, el agua subterránea representa la única fuente segura de agua dulce, aunque su prolongada explotación ha traído consecuencias negativas, reduciendo su disponibilidad futura y, en algunos casos, puede causar daños irremediables tales como subsidencia, pérdida de ecosistemas o salinización de acuíferos (Bustillos-Durán, 2004; FAO, 2016).

De la superficie agrícola cultivada, sólo el 19% tiene infraestructura de riego, sin embargo, produce más del 40% de los cultivos del mundo (FAO, 2011). México ocupa el séptimo lugar a nivel mundial en superficie con infraestructura de riego y el 39.2% del volumen total concesionado anual para usos consuntivos procede de agua subterránea (CONAGUA, 2019). También, comparte ocho cuencas con los países vecinos: tres con los Estados Unidos de América (Bravo, Colorado y Tijuana), cuatro con Guatemala (Grijalva-Usumacinta, Suchiate, Coatán y Candelaria) y una con Belice y Guatemala (río Hondo) (CONAGUA, 2019).

Un sitio de alta relevancia por su ubicación e impacto económico es el Valle de Mexicali (VM) que pertenece a la cuenca del Río Colorado (RC) y donde se ha practicado la agricultura desde principios del siglo XX gracias al río, cuyo cauce se ve interceptado por 25 presas de almacenamiento en dirección hacia el Golfo de California (Hinojosa-Huerta y Carrillo-Guerrero, 2010), siendo uno de los ríos mayor controlados en el mundo (Dibble et al., 2020; He

et al., 2020), lo que influye actualmente en su disponibilidad y obliga a compensarse con las extracciones subterráneas.

De acuerdo con el organismo oficial del agua de México, la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), el acuífero del VM se encuentra sobreexplotado y bajo efectos de salinización (CONAGUA, 2023; DOF, 2023), no obstante, sigue operando bajo regímenes de riego deficientes que conllevan la inundación de las parcelas, lo que se traduce en la concesión de 883.28 hm³/año en derechos de agua, según el REPDA (2021), y una evapotranspiración de referencia de 1818 mm/año (CDWR, 2012) debida a las condiciones ambientales y los cultivos (CONAGUA, 2020). Es por todo eso que identificar los orígenes del agua subterránea y los procesos que afectan su calidad es de vital importancia para un manejo sostenible del recurso hídrico (Abdelfadel et al., 2020; Asare, 2021; Kattan, 2001; Madrigal-Solís et al., 2020; Mahlkecht et al., 2006; Qin, 2011).

1.1 – Antecedentes

En el estado de Baja California existen 48 acuíferos administrativamente, de los cuales 13 presentan déficit en su disponibilidad media anual, siendo el acuífero del Valle de Mexicali (VM) el que presenta el mayor déficit (-432.04 hm³) (CONAGUA, 2023). Este acuífero pertenece a la cuenca del Río Colorado y se encuentra en una zona semi-árida en el extremo noreste de la península de Baja California, México, colindando en la frontera norte con los Estados Unidos de América. Desde principios del siglo XX, cuando comenzaron los primeros asentamientos agrícolas en el VM, hasta la actualidad, la agricultura en el VM ha sido una actividad económica importante para el estado de Baja California, donde los cultivos mayormente producidos son algodón, trigo y alfalfa, aunque también se produce maíz, sorgo, alfalfa, espárrago, entre otros (CONAGUA, 2020; SADERBC, 2023; Samaniego López, 2022).

El VM se abastece del RC (agua superficial) y de los acuíferos del VM y del Valle de San Luis Río Colorado (agua subterránea). Según el Tratado de Aguas Internacionales de 1944, del RC se ha obtenido históricamente un volumen anual de 1,850.23 hm³ de los cuales 1,677.54 hm³ (90.7%) se entregan a través de la Presa Morelos al Valle de Mexicali y el 9.3% restante (172.69 hm³) por el Canal Sánchez Mejorada en San Luis Río Colorado, Sonora (CILA, 1944). Si se cuenta el volumen medio anual de escurrimiento natural de la porción mexicana del río, que son 12.52 hm³, en conjunto con el entregado por el tratado, se obtiene un volumen total anual de 1862.75 hm³, del cual el 88.31% se distribuye para uso agrícola, el 3.53% para uso industrial, el 0.87% para uso público urbano, 0.07% como caudal ecológico aguas abajo y 0.11% para otros usos como la acuicultura, pecuario, uso doméstico, múltiples y de servicios (IMTA, 2020). Esa agua superficial se entrega en bloques durante el año y está sujeta a pérdidas por evaporación e infiltración en el río, lo que implica que durante algunas épocas del año el caudal de descarga al golfo de California sea inexistente (IMTA, 2020).

En agosto del año 2019, la Comisión Internacional de Límites y Aguas entre México y los Estados Unidos (CILA) liberó un boletín de prensa en el que se declaraba que ambos países debían llevar a cabo ahorros voluntarios de agua entrando el año 2020, en conformidad con lo establecido en el Acta 323, en la que México se comprometía a ahorrar 51 hm³ (CILA, 2019).

Así mismo, en agosto de 2021, en otro boletín de la CILA se declaraban por primera vez reducciones en las asignaciones del agua del RC para México y los Estados Unidos, esto de acuerdo con lo establecido en el Acta 323 y a raíz de las condiciones de sequía en la cuenca del RC, durante el año 2022 la asignación en la parte mexicana se vio reducida en 62 hm³. Además, durante ese mismo año, México se vio comprometido a contribuir con 37 hm³ de ahorros de agua recuperable, de conformidad con el Plan Binacional de Contingencia ante la Escasez de Agua (PBCEA) establecido en el Acta 323 (CILA, 2021).

Por otra parte, se previeron recortes de 84 hm³ con 42 hm³ de ahorros de agua recuperable para el año 2023 y de 62 hm³ con 37 hm³ en ahorros de agua recuperable anuales para 2024, 2025 y 2026 (CILA, 2022, 2023, 2024, 2025).

Con la disminución en la disponibilidad del agua del RC, es posible que las extracciones de agua de este acuífero sobreexplotado se incrementen para poder cubrir las necesidades agrícolas, industriales y domésticas, reduciendo la disponibilidad del agua subterránea aún más. A pesar de que los volúmenes extraídos no se cuantifican, históricamente se han estimado las extracciones del acuífero de manera indirecta haciendo el cálculo con base en las necesidades hídricas de los cultivos y datos del Registro Público de Derechos de Agua (REPDA); sin embargo, esto no refleja la tasa real de extracción de agua subterránea (CONAGUA, 2020). De esta misma forma se ha estimado la recarga al acuífero por retornos de riego (con base en las técnicas de irrigación ineficientes que consisten en la inundación de las parcelas) y pérdidas en la red de canales y sistema de agua potable, con el objetivo de realizar el balance hídrico de la región (CONAGUA, 2023).

Se desconoce la cantidad de agua subterránea que el acuífero del VM almacena; sin embargo, se estima una recarga anual de 520.5 hm³ (DOF, 2023). Se tuvieron 783.12 hm³ de volumen concesionado en el año 2020 y, según el REPDA, en 2023 las extracciones de agua subterránea ascendieron a 950.04 hm³ (CONAGUA, 2023; REPDA, 2023), por lo tanto, existen condiciones de sobreconcesión del agua subterránea del lado mexicano del acuífero, derivadas de las asignaciones del agua que se dan con base en la demanda, cuestión que se agrava si se toma en cuenta que el agua concesionada (superficial y subterránea) para uso agrícola ascendió al 85% del volumen total concesionado en 2015 (IMTA, 2020), lo que parece indicar que la demanda de agua está incrementando con el tiempo.

Es por todo esto que, en la actualidad, la principal problemática que se presenta en el acuífero del VM es la disminución general en la disponibilidad del agua subterránea, aunque también se han presentado efectos de salinización en el agua (CONAGUA, 2023).

1.2 – Justificación

La vulnerabilidad de la calidad y disponibilidad del agua subterránea se acentúa en zonas donde su uso principal es para riego agrícola y donde la lluvia es escasa (Auge, 2006; ONU-Agua, 2021), como sucede en sitios áridos como el VM. El continuo abatimiento presentado en el acuífero del VM (Cital et al., 2021; Ramírez-Hernández, 2013) ha llevado a cuestionar la sostenibilidad el acuífero, el cual puede evaluarse realizando una caracterización isotópica de las aguas naturales (Abdelfadel et al., 2020; Asare, 2021; Kattan, 2001; Madrigal-Solís et al., 2020; Mahlknecht et al., 2006; Qin, 2011).

Como la composición isotópica del agua subterránea tiende a reflejar la composición promedio de la precipitación que le dio origen en un periodo de décadas, incluso cuando esta varía significativamente de un año a otro (Jasechko et al., 2014), se puede identificar el agua fuente del acuífero. Si el agua del acuífero presenta una composición menor en isótopos pesados que la de la precipitación local, significa que el agua que le dio origen proviene de una zona más alta y fría (Clark y Fritz, 1997; Craig, 1961). También hay que tomar en cuenta que en las zonas áridas y semiáridas, las aguas son altamente sensibles a las variaciones en las condiciones ambientales por lo que los cambios en los regímenes de precipitación pueden observarse en la composición isotópica de las aguas subterráneas (Narisma et al., 2007).

Así mismo, para evaluar los tiempos medios de residencia de las aguas subterráneas se pueden utilizar datos de isótopos radiactivos, y con ello determinar si el agua es de una época reciente o pasada (Ahmed et al., 2020; Clark y Fritz, 1997; Han y Plummer, 2016).

Es por todo lo anterior que, en la solución de problemas relacionados con la disponibilidad del agua y la creciente salinización, se requiere comenzar con la caracterización isotópica (^2H , ^{18}O , ^3H , ^{14}C) de las aguas naturales con el fin de determinar las fuentes y los procesos que gobiernan la recarga de los acuíferos (Battle-Aguilar et al., 2016; Bhandary et al., 2012; Bouchaou et al., 2009; Ghalib y Sogut, 2014; Hernández-Pérez et al., 2022; Herrera et al., 2021; Hssaisoune et al., 2022; Jeelani et al., 2013; Joshi et al., 2018; Kamal et al., 2020; Lamontagne et al., 2015; Mahlknecht et al., 2004; Nofal et al., 2019; Oiro et al., 2018; Sukhija, 1973; Valenzuela et al., 2012; Veléz y Rhenals G., 2008; Verhagen et al., 1974), evaluar sus condiciones de sostenibilidad y calidad (Abdelfadel et al., 2020; Asare, 2021; Kattan, 2001; Madrigal-Solís et al., 2020; Mahlknecht et al., 2006; Qin, 2011), y generar modelos conceptuales (Pacheco-Guerrero et al., 2019).

En este trabajo se pretende caracterizar a las aguas subterráneas, superficial y de la precipitación local mediante el uso de datos isótopos estables y radiactivos, y con el apoyo de datos químicos, para identificar el origen y la evolución del agua del acuífero. Esto con el fin de aportar información que pueda servir como base para evaluar la sostenibilidad del acuífero y también que permita, a futuro, cuantificar la recarga con técnicas isotópicas bien conocidas; el cálculo de la recarga queda fuera de los alcances de este trabajo. Complementariamente, el monitoreo de los niveles de agua subterránea permitirá entender la dinámica de extracción y determinar la dirección de flujo subterráneo, así como observar patrones de recuperación y tasas de abatimiento en el acuífero (Liu et al., 2022; Ruybal et al., 2019).

La creciente expansión agrícola en la zona noreste del VM, en la cercanía de la entrada del agua del RC por la Presa Morelos, la hace una zona sumamente relevante para realizar el estudio, por lo que se escogió esa porción del VM para realizar la caracterización.

1.3– Hipótesis

El ritmo de extracción de agua subterránea en el Valle de Mexicali ha llevado al acuífero a un estado en el que, en la actualidad, se extrae principalmente agua antigua que fue recargada en tiempos más húmedos.

1.4 – Objetivos

El objetivo general de este trabajo es efectuar la caracterización isotópica del agua subterránea de la zona noreste del Valle de Mexicali, con la finalidad de sentar las bases que permitan determinar cambios en la disponibilidad y calidad, a corto y mediano plazo, que la dinámica de extracción de agua para riego pudiera provocar en el sistema hidrológico subterráneo.

Los objetivos específicos de este trabajo son los siguientes:

1. Definir una red para el monitoreo del nivel freático y otra para el muestreo del acuífero en la zona noreste del Valle de Mexicali.
2. Compilar y generar información isotópica y química de las aguas naturales de la zona de estudio y organizarla en una base de datos.
3. Identificar la dirección de flujo del agua subterránea mediante el análisis de los niveles freáticos y determinar fuentes de agua y los procesos que gobiernan sus características mediante el uso de los datos de isótopos estables (^2H y ^{18}O).
4. Estimar la edad del agua subterránea que es extraída del acuífero mediante el uso de datos de isótopos radiactivos (^{14}C y ^3H) y presentar las distribuciones de tiempos de residencia en el acuífero.
5. Explicar la evolución en la calidad del agua subterránea a partir de diagramas hidrogeoquímicos.

1.5 – Área de Estudio

El acuífero del VM se ubica en el extremo norte del estado de Baja California, en el municipio de Mexicali y cubre una superficie de 4,908 km², mientras que el área de estudio abarca 351.4 km² (Figura 1). En esta zona se ubica el Distrito de Riego 014. Además, los pozos de los que se extraen las aguas subterráneas alcanzan profundidades de entre 80 y 200 m (IMTA, 2013). El acuífero se extiende por todo el VM, parte de San Luis Río Colorado y continua hasta Coachella (Ramírez-Hernández, 2021), pero administrativamente colinda al norte con Estados Unidos de América, al este con el estado de San Luis Río Colorado, Sonora, al oeste con las sierras El Mayor y Cucapá y al sur con el Golfo de California.

Las condiciones climáticas del VM incluyen temperaturas que varían de 0 a 50°C a lo largo del año, con una precipitación media anual de entre 50 a 70 mm y una evaporación potencial media anual de 2,316 mm (CONAGUA, 2020; SMN, 2022).

Figura 1

Localización del acuífero Valle de Mexicali, la zona estudiada y el Distrito de Riego 014.



1.5.1 – Geología

Regionalmente, el VM se ubica en la depresión del Salton, que es parte del sistema de fallas que corresponde al límite entre las placas tectónicas del Pacífico y Norteamericana (Lesser et al., 2019; Stock et al., 1991). Una cuenca de 5,000 m de profundidad fue creada por los movimientos de las fallas, que fueron rellenos por los sedimentos provenientes del RC, así como escombros erosionados transportados desde los márgenes de la cuenca de la meseta del Colorado (Suárez-Vidal et al., 2008).

Localmente, el VM queda comprendido en la provincia geológica del estado de Baja California, y su columna geológica comprende rocas basales metamórficas, rocas volcánicas y volcanoclásticas. La cima de la columna estratigráfica presenta sedimentos fluvio-deltaicos (al este), terrazas aluviales (al oeste) y depósitos eólicos (al norte). El área de estudio, por estar al noreste del VM, solamente contiene los sedimentos fluvio-deltaicos y los depósitos eólicos. Los sedimentos deltaicos están constituidos básicamente por arcillas, limos, arenas y gravas, con coloraciones de café claro y tintes anaranjados, presentan una estratificación gruesa (3 m) y estructuras laminares en los sedimentos finos, mientras que los depósitos eólicos están constituidos por arenas finas cuarcíferas, de estratificación delgada, con estructuras oblicuas, de color gris amarillento a gris claro y conforman estructuralmente dunas y barchanes (CONAGUA, 2020, 2023). Con base en los datos de pozos, se ha inferido que el espesor de estos sedimentos deltaicos no consolidados son de al menos 800 m (Lesser et al., 2019) y que los sedimentos no consolidados superiores tienen un espesor variable desde 400 a 2,500 m, en los que está contenido al acuífero del VM (Fuentes-Arreazola et al., 2018; Lesser et al., 2019).

1.5.2 – Hidrología

Desde su nacimiento, producto del deshielo que ocurre en las montañas Rocallosas en Estados Unidos, el RC fluye hacia el suroeste en dirección del golfo de California con una longitud aproximada de 2,334 km, atravesando los estados de Wyoming, Colorado, Utah, New México, Nevada, California y Arizona, en la parte americana, y recorriendo los últimos 140 km entre los límites de los estados de Sonora y Baja California (Hinojosa-Huerta y Carrillo-Guerrero, 2010; IMTA, 2020). Representando casi el 2% del total de la cuenca, el delta es el área en donde el RC se dispersaba en meandros y lagunas antes de su desembocadura en el Golfo de California.

Del lado americano, la presa Glen Canyon divide administrativamente a la cuenca en dos: hacia el norte es la Cuenca Alta del RC (CARC) y hacia el sur es la Cuenca Baja del RC (CBRC).

El río está controlado mediante una serie de presas y embalses que aprovechan el agua para el desarrollo económico de las ciudades dentro y fuera de la cuenca, así como distritos de riego. Para abastecer de agua y apoyar a la agricultura del valle Imperial y el valle de Coachella, en California, el Canal Todo Americano (CTA) conduce en promedio $428 \text{ m}^3/\text{s}$ del RC al norte del VM (Bustillos-Durán, 2004; Hinojosa-Huerta y Carrillo-Guerrero, 2010; IMTA, 2020).

El sistema fluvio-deltaico del RC ha desarrollado depósitos sedimentarios que conforman el medio granular del acuífero. Estos sedimentos son de diversa granulometría, desde arena, grava y limo hasta arcilla, con una distribución errática y estratificación ocasionalmente oblicua; estas características sedimentológicas y la alta permeabilidad de los materiales originan una fuente anisotrópica, con alta relación de permeabilidad horizontal-vertical y con dirección preferencial de flujo horizontal (CONAGUA, 2023). El basamento está constituido por rocas cristalinas y afloran en la Sierra Cucapá; estas rocas, debido a su reducida permeabilidad actúan como barreras hidrogeológicas. La porción del acuífero correspondiente al medio granular, correspondiente con el área de estudio, se comporta como acuífero libre (CONAGUA, 2020, 2023).

1.5.3 – Trabajos Previos Realizados en el Área de Estudio

El estudio hidrogeológico más completo del acuífero del VM fue realizado en la década de 1960 (Ariel Construcciones, 1968). En él se incluyó la descripción climatológica, topográfica, de recursos hídricos, geología, geofísica, geoquímica, piezometría, hidráulica de pozos e hidrología subterránea. Con los datos geoquímicos recabados en este trabajo, el estudio determinó tipos diferentes de agua en el acuífero utilizando la relación iónica $\text{Na}^+/\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$.

En el sur el agua del acuífero estaba más enriquecida en Na^+ , mientras que en el norte se encontraba más enriquecida en Ca^{+2} y Mg^{+2} . Una década más tarde, comenzaron nuevos estudios sobre el agua subterránea que buscaron explicar su evolución geoquímica e identificar el origen de su salinidad (Makdisi et al., 1982; Payne et al., 1979). A raíz del estudio de Payne et al. (1979), con su análisis de $\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ y ^3H , se sugirió que la composición isotópica del RC que entraba al VM se encontraba más enriquecida que 40 años atrás debido a la evaporación en las presas que se construyeron para captar el agua del río durante ese periodo en el lado norteamericano. Con el mismo análisis se identificó una firma isotópica para el agua del RC que llegó al VM previo a la construcción de las presas, el “Old Colorado River Water” o, como le llamaremos en este trabajo, el “Agua Antigua del RC” (AARC). Este componente presenta una composición de $\delta^{18}\text{O} = -14.64 \pm 0.07\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -112.1 \pm 0.8\text{‰}$ y representa al agua del RC previo a su enriquecimiento por la evaporación en las presas. También se identificó a la infiltración de agua superficial (canales) como mecanismo dominante de la salinización del agua subterránea en la parte noreste del VM.

Por su parte, en Makdisi et al. (1982) también se identificó agua subterránea con valores más empobrecidos en isótopos estables que los de agua evaporada del río, utilizando datos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del agua subterránea del VM y agua del Lago Mead ($\delta^{18}\text{O} = -15.2\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = -112\text{‰}$). Con información de isótopos estables, sólidos disueltos totales (SDT) y de ^3H identificaron aguas subterráneas con valores esperados para aguas de reciente infiltración en la parte norte y central del valle, concordando con lo reportado en Payne et al. (1979) sobre la infiltración de agua en la parte noreste. En esta misma zona, determinaron que la química del agua subterránea estaba controlada por interacciones tipo agua-sedimentos, más que por la infiltración del agua superficial evaporada, y por la mezcla de esta agua con agua antigua.

Un trabajo más reciente es el de [Zamora \(2018\)](#), en el que se utilizaron isótopos e información de los componentes mayoritarios (química) de las aguas subterráneas de la cuenca baja del RC para entender los mecanismos de recarga y la evolución geoquímica del acuífero transfronterizo, vulnerable a la sobreexplotación y a la salinización. Se determinó que la evolución de la química del agua subterránea en el norte del VM está controlada por el agua del RC, tipo $\text{SO}_4\text{-Ca}$, y señaló que la salinización de esta agua se debe al proceso de evapotranspiración, a la precipitación de calcita que lleva a disolución de yeso por el efecto del ion común, a la disolución de sales acumuladas en el suelo, a la desdolomitización y al intercambio de Ca^{+2} acuoso por Na^+ adsorbido.

Dos trabajos recientes fueron realizados por estudiantes de posgrado, uno es [Ramírez del Castillo \(2018\)](#), en el que se unificaron los datos isotópicos de las aguas naturales de la península de Baja California y se generaron nuevos datos mediante los cuales llevó a cabo un análisis hidrogeoquímico y estadístico, con los que determinó las fuentes de agua y la variabilidad espacial de la huella isotópica en diferentes regiones hidrológicas de la península, incluido el VM. En él también se construyó una línea de agua meteórica local para Mexicali utilizando los datos isotópicos de precipitación disponibles para el periodo de Febrero-Septiembre de 2018, siendo el inicio del trazo de esta línea para la localidad, y predijo que con la adición de datos en el futuro será similar a la línea meteórica del sur de California. También se identificaron procesos evaporativos para el agua superficial del VM ya que se denota enriquecimiento isotópico en las muestras de agua. Finalmente se concluyó, con base en la evidencia isotópica, que las aguas de la península se ven influenciadas principalmente por un componente geotérmico y el antropogénico, aunque en la región del VM la fuente principal de recarga para las aguas subterráneas fue el RC.

Por otro lado, en [Llamas-Dios \(2019\)](#) se hicieron análisis para identificar cambios en las fuentes del agua subterránea del VM, para lo cual datos nuevos de la composición isotópica y química de las aguas naturales fueron generados y los comparados con datos de [Makdisi et al. \(1982\)](#) y [Payne et al. \(1979\)](#). La autora encontró que el agua subterránea del VM no refleja influencia de las infiltraciones del Canal Todo Americano (CTA) en el Valle Imperial, pero sí de una zona en el este (Pilot Knob Mesa). Así mismo, señaló que el agua subterránea del VM cae dentro de una línea de mezcla entre el AARC y el agua del RC de origen reciente, y que la química de las aguas sugiere una influencia de los retornos de riego. También indicó que, aunque no pudo confirmar su contribución, no puede descartarse la influencia de un componente geotérmico debido a las altas temperaturas de algunas muestras de agua subterránea.

Del lado norteamericano, en el Valle Imperial, se han realizado trabajos para caracterizar el agua subterránea utilizando isótopos y química. En [Michel y Schroeder \(1994\)](#) se utilizaron datos de ^3H y química del agua subterránea para determinar escalas de tiempo para procesos hidrológicos asociados a la irrigación. Sus hallazgos indicaron la existencia de dos zonas en el acuífero superior: una zona superior donde la irrigación afecta la calidad del agua, y una zona inferior, el sistema del acuífero regional, donde el agua subterránea precede el desarrollo agrícola.

En [Coes et al. \(2015\)](#) se utilizaron datos de elevaciones del nivel freático, isótopos estables, radiactivos y de química del agua subterránea y superficial para tener un mejor entendimiento de la hidrología a lo largo de la zona donde se ubica el CTA, y del efecto que el revestimiento del canal tendría en las características del agua subterránea extraída localmente por los pozos del Lower Colorado Water Supply Project. Con base en esa información, mencionan que previo a la construcción del CTA (1940) esa parte del acuífero se encontraba en estado estacionario y el agua subterránea se movía de este a oeste a la vez que era recargada principalmente por flujo

lateral. Antes del revestimiento del CTA, este canal era la fuente dominante de la recarga de esa parte del acuífero. Si bien el movimiento del agua subterránea siguió la dirección habitual (Este-Oeste), observaron que existía agua moviéndose en superposición en dirección norte y sur del CTA, con una composición isotópica diferente a la del agua recargada históricamente (enriquecida en isótopos estables). Sin embargo, una vez que finalizó el revestimiento del CTA (2010-2011), el sistema hidrogeológico volvió a comportarse como lo hacía antes de la construcción del CTA (flujo lateral Este-Oeste).

Capítulo 2 – Caracterización de las Aguas Ambientales

Todo en el planeta tierra está constituido por átomos. Estos átomos forman los elementos y los compuestos químicos. Los elementos se caracterizan por tener una cantidad determinada de protones y de electrones, lo que les provee de estabilidad eléctrica; esa cantidad se denomina número atómico y se representa con la letra Z. Así mismo, tienen peso debido al núcleo atómico, proporcionado por la suma de los protones y los neutrones, y se denomina masa atómica, representada con la letra A (Sharp, 2017). Dos átomos de un mismo elemento tendrán el mismo número atómico, pero su número másico puede diferir. A esos elementos con diversidad de números másicos se les conoce como isótopos. Existen isótopos inestables, los que emiten radiactividad y se degradan hasta convertirse en un isótopo estable, el cual no se degrada con el paso del tiempo. Los isótopos estables se han empleado históricamente para seguir la pista de diferentes elementos (p. e., C, H, O, N, S) en su paso por las plantas, el suelo, el agua y la atmósfera (Guerrero y Berlanga, 2000).

Debido a las diferencias másicas que existen entre los isótopos, estos pueden ser “ligeros” o “pesados”, lo que juega un papel importante durante los procesos naturales, pues atienden a distribuir con mayor facilidad a los ligeros, dando lugar a que estos sean más abundantes que los pesados (Clark y Fritz, 1997). A esa abundancia en geoquímica se describe convencionalmente como la relación entre el isótopo pesado con respecto al isótopo ligero más abundante, por ejemplo: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, y se representa con la letra R. Como en la naturaleza los isótopos pesados son mucho menos abundantes, no conviene medir su concentración absoluta, por lo que se opta por medir diferencias relativas a un estándar (Clark y Fritz, 1997; Guerrero y Berlanga, 2000; Kendall y Caldwell, 1998; Sharp, 2017).

En [McKinney et al. \(1950\)](#) se introdujo la notación delta (δ) para reportar datos de isótopos estables de todos los materiales terrestres, con respecto a sus abundancias relativas:

Ecuación 1

$$\delta = \left(\frac{R_X}{R_{STD}} - 1 \right) 1000$$

Donde R_X es la abundancia del isótopo pesado con respecto al ligero de la muestra, mientras que R_{STD} es la abundancia relativa del estándar utilizado como referencia.

Los valores delta se reportan en unidades “per-mil” (‰). Un valor delta positivo significa que existen más isótopos pesados en la muestra que en el estándar y uno negativo significa que los isótopos pesados que hay en la muestra son menores a los que hay en el estándar. Los valores delta son calculados a partir de las intensidades de las señales iónicas medidas en espectrómetros de masas ([Sharp, 2017](#)).

2.1 – Fraccionamiento Isotópico

En cualquier sistema de fases múltiples hay un fraccionamiento preferencial de los isótopos al ser incorporados de una fase a otra ([Sharp, 2017](#)). El fraccionamiento isotópico se define como el fenómeno a través del cual las proporciones relativas de los isótopos del mismo elemento en un compuesto, ya sea por medio de procesos cinéticos, o por intercambio de isótopos entre sustancias ([Clark y Fritz, 1997](#); [Sharp, 2017](#)). Generalmente, el fraccionamiento se divide en dos tipos: el dependiente de la masa y el independiente de la masa ([Al-Gamal, 2020](#); [Clark y Fritz, 1997](#); [Kendall y Caldwell, 1998](#); [Sharp, 2017](#)), sin embargo, solamente los dependientes de la masa son pertinentes para este trabajo.

2.1.1 – Fraccionamiento Dependiente de la Masa

Los isótopos de un elemento presentan variaciones en sus propiedades físicas y químicas debido a que difieren en masa. Bajo las circunstancias adecuadas, esas variaciones pueden manifestarse

como un efecto de fraccionamiento isotópico dependiente de la masa (Clark y Fritz, 1997). Por ejemplo, para elementos con bajos números atómicos, las diferencias de masa pueden ser lo suficientemente grandes como para que muchos procesos físicos, químicos y biológicos sean fraccionados (cambien las proporciones relativas de los isótopos del mismo elemento) en varios compuestos. Como resultado de los procesos de fraccionamiento, las aguas y solutos frecuentemente desarrollan composiciones isotópicas únicas que pueden ser indicativas de su origen o de los procesos que las formaron (Kendall y Caldwell, 1998).

Los procesos de fraccionamiento dependientes de la masa son: el termodinámico (en los sistemas en equilibrio físico y químico) y el cinético (en las reacciones químicas irreversibles) (Dauphas y Schauble, 2016; Sharp, 2017; Young et al., 2002).

2.1.1.1 – Fraccionamiento Termodinámico o de Equilibrio

El fraccionamiento termodinámico, o de equilibrio, involucra la redistribución de isótopos de un mismo elemento entre varias especies o compuestos. En un sentido estricto, esto solamente ocurre en un sistema cerrado, bien mezclado y en equilibrio químico y depende directamente de la temperatura (Clark y Fritz, 1997; Kendall y Caldwell, 1998; Mook, 2001). Cuando se alcanza el equilibrio isotópico, las proporciones de los isótopos en cada compuesto son constantes para una temperatura en particular.

Durante las reacciones de equilibrio, el isótopo pesado tiende a acumularse preferencialmente en la especie o compuesto con el mayor estado de oxidación. Si se trata de un mismo compuesto o de diferentes especies de un elemento, el material más denso tiende a enriquecerse del isótopo pesado. Por ejemplo, para varias fases del agua en el equilibrio, la composición de isótopos pesados es mayor cuando existe en fase sólida y es menor cuando se encuentra en estado gaseoso; cuando el vapor se condensa en las nubes, los isótopos pesados (^{18}O y ^2H) se concentran

en la fase líquida y los ligeros (^{16}O y ^1H) se mantienen en la fase gaseosa (Cook y Herczeg, 2000; Kendall y Caldwell, 1998; Sharp, 2017).

El fraccionamiento asociado al intercambio de isótopos en el equilibrio entre dos sustancias (A y B) se expresa con el factor de fraccionamiento α (Redondo-Ortega, 2008; Sharp, 2017):

Ecuación 2

$$\text{a) } \alpha_{\text{A-B}} = \frac{R_{\text{A}}}{R_{\text{B}}}$$

$$\text{b) } \alpha^{18\text{O}}_{\text{agua líquida-vapor}} = \frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{agua líquida}}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)_{\text{vapor}}}$$

Donde R se refiere a las abundancias isotópicas de las fases A y B involucradas, representadas por medio de razones (en fracción) con respecto al estándar (Clark y Fritz, 1997), como se muestra en el ejemplo de la Ecuación 1b.

Normalmente, los efectos isotópicos son pequeños: $\alpha \approx 1$ (Sharp, 2017). Por este motivo, se utiliza con más frecuencia la desviación de α con respecto a la unidad, en lugar del factor de fraccionamiento. Esta cantidad, se define mediante:

Ecuación 3

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

Donde ε se conoce como factor de enriquecimiento isotópico en permil (‰).

2.1.1.2 – Destilación de Rayleigh

La variabilidad en la composición isotópica en el ciclo hidrológico se debe a la conjunción de la dependencia del fraccionamiento isotópico con la masa, las transiciones de fase y los procesos de transporte del ciclo. Como resultado, las aguas y los solutos desarrollan una composición isotópica indicativa de su origen o del proceso que la formó (Mook, 2001).

Durante la condensación de las masas de vapor, la relación de ^2H y ^{18}O en las aguas meteóricas es resultado del fraccionamiento de equilibrio (Clark y Fritz, 1997), sin embargo, entre las regiones cálidas y frías, esa partición isotópica es significativamente diferente debido al fenómeno conocido como “destilación de Rayleigh” (Rayleigh, 1902) que ocurre a lo largo del proceso de precipitación. Una masa de aire que recorre una trayectoria desde la fuente del vapor hasta mayores latitudes y dentro de los continentes, se enfría progresivamente, pierde presión por causa del relieve y va liberando su agua en forma de lluvia durante todo el camino. Al mismo tiempo, dentro de la nube, el fraccionamiento de equilibrio entre la fase vapor y la condensada particiona preferencialmente al ^2H y al ^{18}O de ambas fases, concentrándolos principalmente en la fase condensada, la que es luego expulsada en forma de lluvia (Cook y Herczeg, 2000). De esta manera, el vapor se va empobreciendo en los isótopos pesados mientras que la lluvia se va enriqueciendo en ellos a lo largo de la trayectoria recorrida. Al tratarse de un proceso bifásico entre el líquido condensado y el vapor residual, esa “destilación” de los isótopos propicia el intercambio isotópico en condiciones de equilibrio (Sharp, 2017). El condensado es continuamente removido del sistema (lluvia) al mismo tiempo que es producido, impidiendo que haya un intercambio isotópico inverso entre las dos fases después de la separación, lo que puede llevar a empobrecer enormemente el vapor en isótopos pesados (Clark y Fritz, 1997; Cook y Herczeg, 2000; Mook, 2001; Rayleigh, 1902; Sharp, 2017).

2.1.1.3 – Fraccionamiento Cinético

Un cambio repentino en la temperatura, o la adición o remoción de un reactivo, conduce a un sistema fuera del equilibrio termodinámico, sesgando la reacción hacia un sentido. En consecuencia, el intercambio de isótopos que se daría en el equilibrio disminuye, provocando las condiciones para el fraccionamiento cinético (Clark y Fritz, 1997). La magnitud de este tipo

de fraccionamiento, por presentarse en sistemas fuera de equilibrio, depende directamente de la velocidad de reacción y de las energías de enlace de los compuestos involucrados, además de ser un proceso unidireccional (Kendall y Caldwell, 1998). Los efectos producidos por este tipo de fraccionamiento varían dependiendo de los mecanismos de reacción involucrados y pueden, tanto disminuir la partición de isótopos durante el fraccionamiento como aumentarla, por lo que usualmente este tipo de fraccionamiento es de mayor magnitud que la de equilibrio en ambientes de baja temperatura (Clark y Fritz, 1997). Así mismo, ya que normalmente los isótopos ligeros reaccionan con mayor rapidez, se espera que estos se concentren en los productos de la reacción, mientras que los reactivos residuales se enriquecen en los isótopos pesados (Kendall y Caldwell, 1998).

2.2 – Isótopos Estables como Trazadores Ambientales

Los isótopos estables del oxígeno y el hidrógeno existen de forma natural en las aguas naturales y se utilizan en hidrología para investigar la relación entre su composición isotópica y su circulación en el ciclo hidrológico. Las proporciones de isótopos estables en el agua se ven afectadas por procesos meteorológicos (humedad y temperatura) y factores geográficos (latitud, longitud y altitud), lo que permite rastrear e identificar la procedencia del agua (Pacheco-Guerrero et al., 2019).

En las aguas naturales se suelen medir los isótopos estables del agua (^2H y ^{18}O) y, para medir $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se utilizaba el Standard Mean Ocean Water (SMOW), cuyo valor delta es 0 ‰. Ese estándar se agotó y el Organismo Internacional de Energía Atómica, IAEA por sus siglas en inglés, lo reprodujo, dando lugar al Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) con el mismo $\delta = 0\text{‰}$ (IAEA, 1993).

2.2.1 – Aguas Meteóricas y Factores que Influyen en su Isotopía

El flujo del agua en el ciclo hidrológico comienza en los océanos con la evaporación y la consecuente formación de masas de vapor, pasando luego por la condensación y, finalmente, regresando al mar en forma de escurrimiento o de lluvia (aguas meteóricas) en condiciones cercanas al equilibrio. En cada una de las etapas, los isótopos pesados del agua dulce son particionados (fraccionados) (Clark y Fritz, 1997). Tomando de la literatura el valor en las composiciones isotópicas de las aguas meteóricas en todo el mundo, dadas a partir de las particiones naturales, se publicó en Craig (1961) la correlación entre las proporciones de ^{18}O y el ^2H , dando como resultado la Ecuación 4.

Ecuación 4

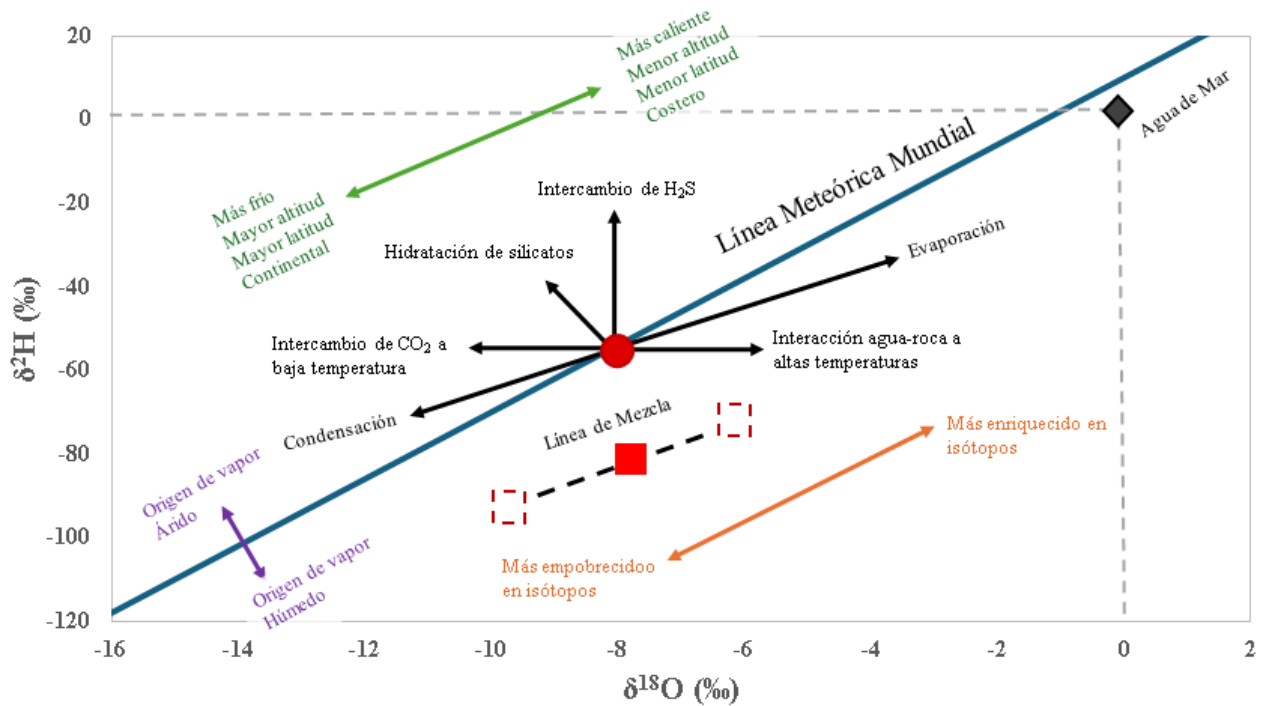
$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$$

Esta ecuación, cuya gráfica $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ esboza la Línea Meteórica Mundial (LMM), representa el promedio de las diferentes composiciones isotópicas de agua de lluvia en todo el mundo.

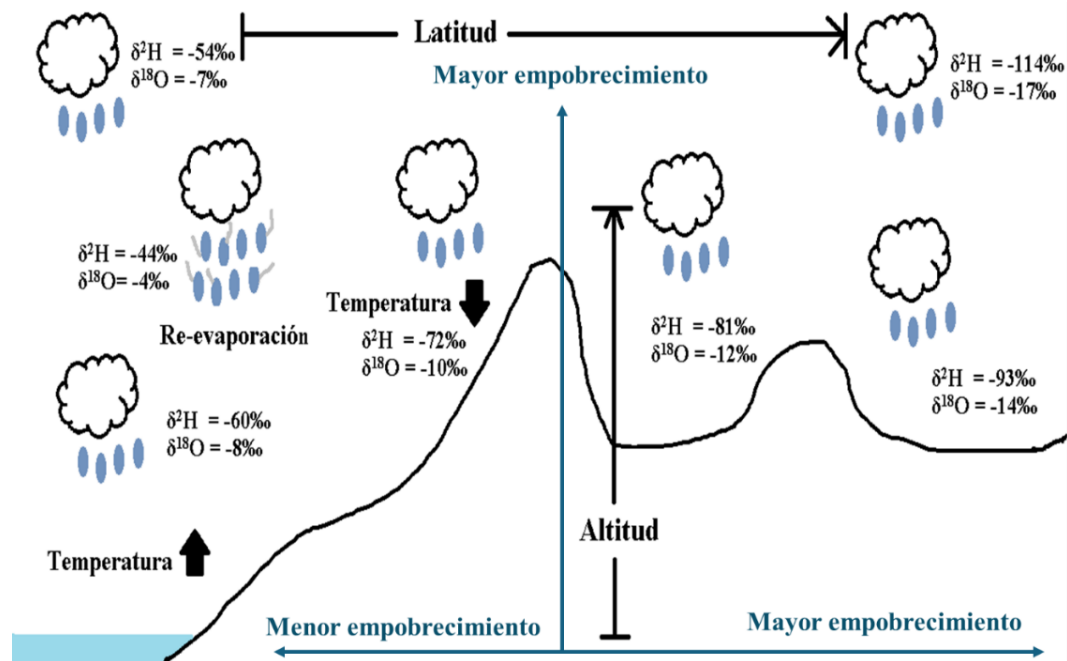
Una observación clave hecha por Craig fue que las aguas con la menor proporción de isótopos pesados (empobrecidas) se encontraban en regiones frías, mientras que en las regiones más cálidas se encontraban las aguas meteóricas más enriquecidas (con mayor proporción en isótopos pesados) (Craig, 1961). Esta distribución permite caracterizar, entre otros procesos, los ambientes de recarga de las aguas subterráneas (Clark y Fritz, 1997) y es la base para estudiar sus orígenes a partir de los procesos fraccionadores, los que desvían a las aguas meteóricas de la LMM y que se presentan en la Figura 2 (IAEA, 1983; Medler, 2022). Debido a la relación de la temperatura con el fraccionamiento isotópico, existen factores naturales que influyen en la isotopía del agua meteórica durante el ciclo hidrológico: la estación del año, la latitud, la altitud, el movimiento continental, la evaporación y la re-evaporación o efecto cinético (Clark y Fritz, 1997; Cook y Herczeg, 2000; Sharp, 2017), como se muestra en la Figura 3.

Figura 2

Procesos que desvían la composición isotópica de las aguas naturales de la LMM. Modificado de IAEA (1983); Medler (2022).

**Figura 3**

Factores influyentes en la isotopía del agua meteórica, con ejemplos numéricos del fraccionamiento en diferentes etapas. Modificado de Clark y Fritz (1997).



2.2.1.1– Efectos de Evaporación y Cinético

Dado que las condiciones ambientales de la región y los factores geográficos cambian la composición isotópica de la precipitación, la evaporación del agua puede llevar a la relación de isótopos a caer por debajo de la LMM (pendiente menor a 8), lo que representa agua enriquecida en isótopos pesados. Estos efectos evaporativos son vistos más comúnmente en lagos y ríos en regiones con baja humedad relativa (Sharp, 2017).

En un gráfico $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$, la pendiente resultante de la regresión lineal de los valores isotópicos para las aguas evaporadas usualmente es menor al valor de 8 de la LMM (entre 4 y 6), dependiendo de las condiciones locales de humedad, la composición isotópica del vapor de agua y la fracción de agua evaporada, y es el resultado tanto de fraccionamiento cinético como de equilibrio (Clark y Fritz, 1997; Kendall y Caldwell, 1998; Sharp, 2017).

El efecto cinético lleva al enriquecimiento isotópico en condiciones fuera del equilibrio, por ejemplo: durante la progresión de una tormenta. La masa de vapor se va enfriando adiabáticamente y, con la pérdida de presión, éste excede su punto de rocío, por lo que la precipitación ocurre y da lugar a un enriquecimiento en el agua precipitada. Sin embargo, durante el curso de la tormenta, la fase líquida puede evaporarse en repetidas ocasiones debido a las condiciones ambientales y enriquecerse todavía más en isótopos pesados (Clark y Fritz, 1997; Yang et al., 2019).

2.2.1.1.1 – Exceso de Deuterio

Por ser mayor el empobrecimiento en isótopos de ^{18}O comparado con el de ^2H en las aguas naturales, estas poseen un “exceso de deuterio” (Appelo y Postma, 2005). Este término fue definido en Dansgaard (1964) con la letra d (o como d-excess) y es controlado principalmente

por efectos cinéticos asociados a la evaporación, e incrementa su valor cuando disminuye la humedad relativa (Sharp, 2017).

El valor de +10‰ de la LMM (Ecuación 4) representa al d-excess en la precipitación media mundial; valores mayores a este sugieren contribución de agua evaporada, ya sea meteórica o superficial (Appelo y Postma, 2005; Clark y Fritz, 1997). Despejando de la LMM se obtiene la Ecuación 5, la que permite relacionar las composiciones isotópicas con la contribución de aguas evaporadas (Dansgaard, 1964). Generalmente, al interpretar la procedencia de las aguas, enfocarse en los valores más positivos del exceso de deuterio ayudará a identificar la contribución evaporativa (Bershaw, 2018).

Ecuación 5

$$d = \delta^2H - 8\delta^{18}O$$

2.2.1.2 – Efecto Estacional

El efecto estacional se debe a la variación de la temperatura durante las estaciones del año y controla la composición isotópica de la precipitación debido a que a mayor temperatura (verano) habrá una evaporación más intensa, dando como resultado lluvia enriquecida en isótopos pesados, mientras que a menor temperatura será agua empobrecida (invierno) (Appelo y Postma, 2005; Mook, 2001). Es por este efecto que se observa una diferencia importante entre la lluvia de verano (usualmente convectiva; de corta duración) y la de invierno (sistemas de baja presión; ocurre en condiciones más frías, con mayor intensidad y duración, limitando la evaporación) (Clark y Fritz, 1997).

2.2.1.3 – Efectos de Latitud y Altitud

A mayores latitudes, el agua en la fase de vapor es isotópicamente más ligera que en zonas ecuatoriales. Tal fenómeno es debido esencialmente a la disminución de la temperatura con la

latitud, de forma que, en zonas ecuatoriales tiende a atenuarse el fraccionamiento, con una mayor cantidad del isótopo pesado incorporándose a la fase vapor (Clark y Fritz, 1997).

Por otro lado, debido al efecto de altitud se registran composiciones isotópicas empobrecidas a medida que incrementa la elevación. De acuerdo con lo reportado en Mook (2001), este efecto se relaciona con la temperatura ya que la condensación se produce a partir de su disminución con el aumento en la elevación. También, al disminuir la presión con la elevación, el sistema requiere un descenso de la temperatura de ebullición para poder alcanzar la presión de vapor de agua saturada, lo que empobrece más en isótopos al agua (Dansgaard, 1964).

2.2.1.4 – Efecto Continental

El efecto continental está asociado a los cambios en la temperatura atmosférica y a las barreras topográficas con las que se encuentre configurado el relieve. Las variaciones en la temperatura atmosférica generan el punto de rocío y, consigo, las precipitaciones que dan lugar a cuerpos de agua meteórica en la superficie, por lo que, aguas precipitadas adentro del continente estarán más empobrecidas en isótopos pesados que las que precipitaron más cerca del mar.

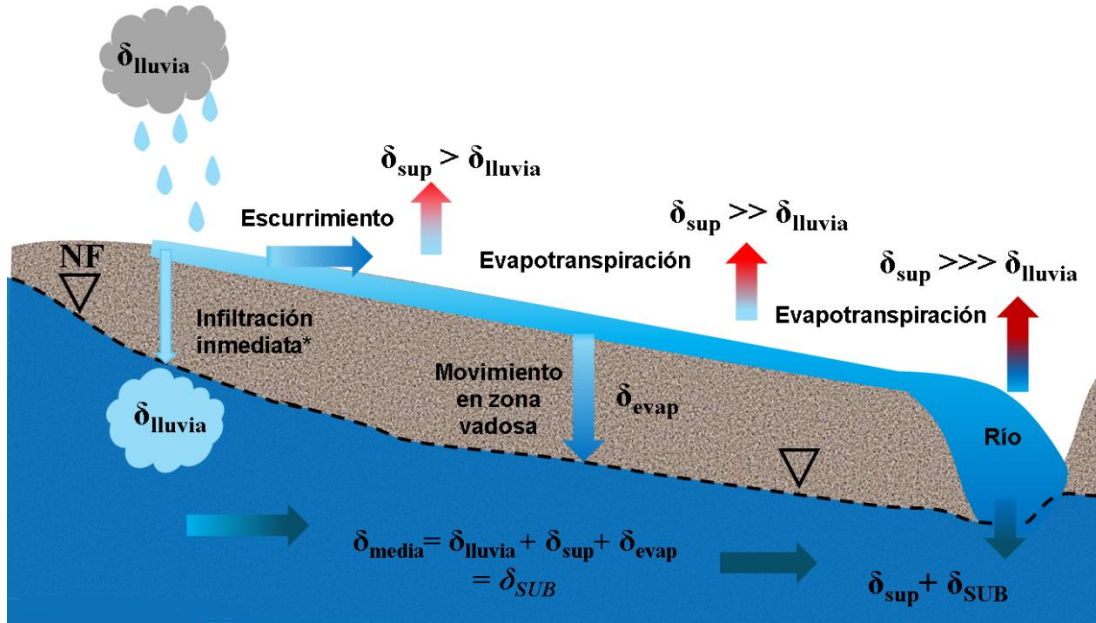
Por otra parte, las barreras topográficas reducen la presión del sistema, propiciando un mayor empobrecimiento e impidiendo al mismo tiempo la descarga homogénea de agua a lo largo de las cordilleras (Aguilar-Ramírez et al., 2016; Mook, 2001; Sharp, 2017).

2.3 – Relación Recarga-Isotopía del Agua Subterránea en Zonas Áridas

La recarga se define como el proceso hidrológico en el que el agua se mueve desde la superficie hacia el subsuelo y es la principal forma en que el agua entra a un acuífero (Freeze y Cherry, 1979). Esta ocurre naturalmente en el ciclo hidrológico, aunque también puede inducirse. Los tipos de recarga generales del agua subterránea y las tendencias en las firmas isotópicas asociadas se muestran en la Figura 4.

Figura 4

Mecanismos de recarga y composición isotópica del agua de lluvia, superficial (sup), superficial evaporada (evap) y subterránea (SUB). Modificado de De Vries y Simmers (2002); Jasechko et al. (2014).



La recarga directa se da con la infiltración del agua directamente de la precipitación en áreas bien distribuidas (también se conoce como recarga difusa), la recarga indirecta está dada por la infiltración de agua de cuerpos superficiales a lo largo de su trayectoria, mientras que la recarga localizada es resultado del movimiento horizontal de un agua a nivel casi superficial en un espacio menos uniforme, como a través de vías preferenciales (De Vries y Simmers, 2002; Freeze y Cherry, 1979; Gee y Hillel, 1988; Likens, 2009; Scanlon et al., 2006).

La recarga ocurre incluso en las regiones más áridas y, a medida que aumenta la aridez, la recarga directa se vuelve menos importante que las recargas localizada e indirecta, debido a que la evapotranspiración potencial excede a la precipitación (Gee y Hillel, 1988).

Como la composición isotópica de las aguas subterráneas tiende, a largo plazo (años o décadas), a reflejar la composición promedio de la precipitación que le da origen (Jasechko et al., 2014) y debido a que los acuíferos de las zonas áridas y semiáridas son altamente sensibles a las

variaciones en sus condiciones ambientales, las fluctuaciones en las aguas originarias pueden observarse en las composiciones isotópicas medidas (Narisma et al., 2007).

A raíz de la fuerte tasa de evaporación que existe en las regiones áridas, el agua subterránea recién infiltrada contribuirá con un contenido isotópico más enriquecido que la señal isotópica media (Clark y Fritz, 1997). Esta mezcla de aguas con diferentes composiciones isotópicas puede cuantificarse con álgebra lineal simple usando las composiciones de cualesquiera dos fuentes A y B (Clark y Fritz, 1997):

Ecuación 6

$$\delta_{muestra} = x\delta_A + (1 - x)\delta_B$$

Donde x es la fracción (sin unidades) del componente A (por ejemplo, agua de reciente infiltración), δ_A es la composición isotópica (‰) del componente A y δ_B la del componente B (composición media del agua subterránea).

2.4 – Caracterización Hidrogeoquímica del Agua Subterránea

En las aguas subterráneas, la mayoría de las sustancias se encuentran en estado iónico, es decir, se encuentran electrónicamente desequilibradas y suelen formar compuestos solubles en agua (Custodio y Llamas, 1983). Existen iones que están presentes en una disolución acuosa natural y cuyo peso, en conjunto, representa la totalidad, o la gran mayoría, de los iones disueltos (Appelo y Postma, 2005; Clark y Fritz, 1997; Custodio y Llamas, 1983); a estos se les denominan iones mayoritarios y se muestran en la [Tabla 1](#). El resto de los iones y sustancias disueltas poco ionizadas se encuentran en cantidades notablemente más pequeñas y se llaman iones minoritarios, los que habitualmente forman menos del 1% del contenido iónico total.

Tabla 1

Iones mayoritarios presentes en las aguas ambientales o en soluciones acuosas naturales (Appelo y Postma, 2005; Custodio y Llamas, 1983).

Aniones		Cationes	
Cloruro	Cl^-	Sodio y potasio	Na^+ y K^+
Sulfato	SO_4^{-2}	Calcio	Ca^{+2}
Carbonato y Bicarbonato	CO_3^{-2} y CO_3H^-	Magnesio	Mg^{+2}

Aquellos elementos que se encuentran en cantidades difícilmente medibles por los medios usuales, se denominan elementos traza (Custodio y Llamas, 1983). Ambos grupos se presentan en la [Tabla 2](#), mientras que en la [Tabla 3](#) se enlistan las procedencias más comunes de los iones en las aguas ambientales, las que involucran procesos como disolución de gases atmosféricos, adquisición de sales por interacción con el terreno, mezcla de aguas, contaminación y erosión.

Tabla 2

Iones minoritarios y elementos traza más importantes. Modificado de Custodio y Llamas (1983).

Concentración (mg/L)	Iones
0.01 – 10	NO_3^- , CO_3^{-2} , K^+ , Fe^{+2} , NO_2^- , F^- , NH_4^+ y Sr^{+2}
0.0001 – 0.1	Br^- , I^- , OH^- , Mn^{+2} , Fe^{+3} , S^{-2} , Al^{+3} , SiO_2 y PO_4^{-3}

Tabla 3

Fuentes más comunes y procesos aportadores de iones al agua. Modificado de Custodio y Llamas (1983).

Aniones principales	Cationes principales	Otras sustancias
Cl ⁻	Na ⁺	SiO ₂
<ul style="list-style-type: none"> Lavado de terrenos marinos Mezcla con agua de mar Vertidos urbanos e industriales 	<ul style="list-style-type: none"> Lluvia (poca cantidad) Contaminación Evaporitas Lavado de sedimentos Cambio de bases con arcillas 	<ul style="list-style-type: none"> Sílice soluble Silicatos Disolución de cuarzo Precipitados a pH bajo
SO ₄ ⁻	K ⁺	Fe
<ul style="list-style-type: none"> Lavado de terrenos de gran aridez Oxidación de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias Lluvia Disolución de yeso/anhidrita Actividades antropógenas 	<ul style="list-style-type: none"> Ortosa y silicatos Disolución de sales Lluvia Contaminación 	<ul style="list-style-type: none"> Entubado de pozos Rocas sedimentarias Sulfuros Óxidos de hierro Silicatos férricos
HCO ₃ ⁻ y CO ₃ ⁻²	Ca ⁺²	
<ul style="list-style-type: none"> Disolución de CO₂ Disolución de calizas y dolomías por CO₂ o ácidos. Hidrólisis de silicatos 	<ul style="list-style-type: none"> Disolución de calizas, dolomías, yeso/anhidrita Feldespatos y silicatos Disolución de cemento calcáreo Lluvia 	
NO ₃ ⁻	Mg ⁺²	
<ul style="list-style-type: none"> Bacterias nitrificantes Descomposición de materia orgánica Contaminación Abonos Lluvia 	<ul style="list-style-type: none"> Disolución de calizas y dolomías Silicatos magnésicos y ferromagnésicos Rocas evaporitas Mezcla con agua de mar Contaminación 	

Todas esas sustancias se miden y reportan en mg/L o partes por millón (ppm), aunque dependiendo del estudio también se pueden reportar usando expresiones de la concentración más pertinentes al análisis de solutos en química: M = mol/L (molaridad) y r = N = meq/L

(normalidad) (Appelo y Postma, 2005). A pesar de todo, lo más común en los laboratorios sigue siendo reportar los resultados medidos mediante análisis instrumental en ppm.

En un análisis químico del agua, para verificar que no haya errores significativos en la determinación de las concentraciones o para identificar a las especies iónicas que hayan adquirido mayor relevancia, debe asegurarse que la suma de meq/L de aniones sea igual a la de cationes (Ecuación 7a). Generalmente, este “balance” se expresa como porcentaje (Ecuación 7b). En la práctica existe una diferencia entre las concentraciones de los iones debido a errores acumulados en cada determinación individual y al hecho de no tomar en cuenta las contribuciones iónicas minoritarias (Custodio y Llamas, 1983).

Ecuación 7

$$\text{a) } r(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{NO}_3^- + \text{Cl}^-) = r(\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2})$$

$$\text{b) } \% \text{ error} = 100 \left(\frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} \right)$$

El error aceptable suele ser de hasta en un 10% (Appelo y Postma, 2005; Custodio y Llamas, 1983).

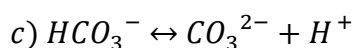
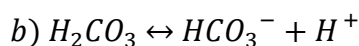
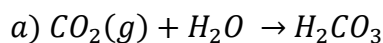
Durante la toma de muestras y/o el monitoreo de las propiedades del agua, es importante medir la conductividad eléctrica del agua (capacidad para conducir electricidad) porque ésta crece con el contenido de iones disueltos, lo que indirectamente informa sobre la salinidad y, por lo tanto, la calidad del agua (Appelo y Postma, 2005).

2.4.1 –Carbono en el Agua Subterránea

Existen gases disueltos en las aguas naturales, como lo son el dióxido de carbono (CO₂) y el oxígeno (O₂). El CO₂ en particular participa en reacciones que controlan la evolución de las especies carbonatadas y, como consecuencia, el pH del agua (Drever, 1997).

El agua subterránea se origina invariablemente de aguas meteóricas que infiltran al subsuelo posterior al contacto con el CO_2 de la atmósfera, ganando carbono inorgánico disuelto (DIC) y originando H_2CO_3 , como se muestra en la [Ecuación 8a](#), hasta alcanzar el equilibrio. Conforme el carbono va evolucionando en el sistema, es decir, que va reaccionando, cede iones hidronio, lo que provoca que el pH aumente y la distribución del DIC cambia hacia las especies HCO_3^- y CO_3^{2-} ([Ecuaciones 8b y 8c](#)) ([Clark y Fritz, 1997](#)). Esa distribución del DIC en diferentes especies químicas se relaciona con el pH en la [Figura 5](#).

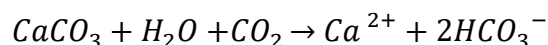
Ecuación 8



Además de lo anterior, el DIC participa en la amortiguación del pH de las aguas, proceso de vital importancia para evitar su acidificación. Esta capacidad del agua para resistir la acidificación se llama alcalinidad, la que formalmente es la suma de las bases presentes en el agua (alcalinidad total) y, dado que los aniones dominantes son el HCO_3^- y el CO_3^{2-} , se puede aproximar a la suma de estos ([Drever, 1997](#)). De esta manera, es posible utilizar la alcalinidad y el pH medidos en campo para conocer el contenido de las especies HCO_3^- y CO_3^{2-} en el agua subterránea ([Clark y Fritz, 1997](#); [Custodio y Llamas, 1983](#)).

Para equiparar la alcalinidad total al contenido de HCO_3^- , basta con revisar el porcentaje que le corresponde de acuerdo con su pH ([Figura 5](#)) y, posteriormente, calcular estequiométricamente su concentración de acuerdo con la reacción:

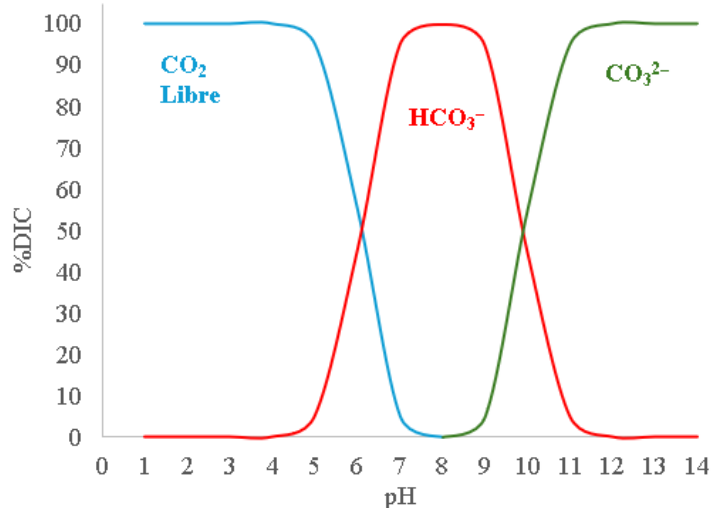
Ecuación 9



Cabe señalar que la [Ecuación 9](#) indicará la concentración de carbonatos presente en el agua, sin embargo, si se quisiera conocer la concentración original habría que tomar en cuenta algunos procesos que modifican el contenido de DIC en el agua. Entre otros, los principales procesos modificadores son la disolución de materiales carbonatados, la oxidación de materia orgánica, la precipitación de minerales, la desgasificación de CO_2 y la producción de metano.

Figura 5

Especies iónicas del carbono dominantes en el agua subterránea de acuerdo con su pH. Modificado de Clark y Fritz (1997).



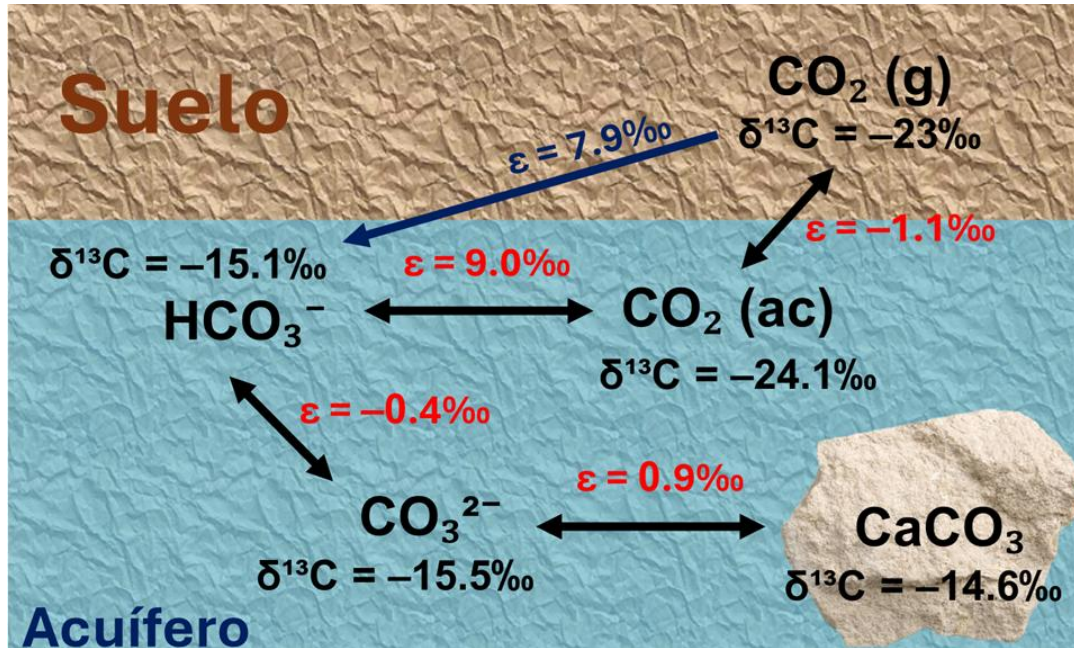
El ^{13}C es un perfecto trazador de la evolución del carbono en las aguas subterráneas y, por lo tanto, la herramienta que se utiliza para detectar los procesos antes mencionados. Para ello se acostumbra calcular la diferencia con respecto al estándar Vienna Pee Dee Belemnite (VPDB) del ^{13}C presente en una muestra y comparar los resultados con los de una evolución típica, ya que este isótopo estable se va fraccionando en cada etapa de su ciclo en la naturaleza (así como el agua) (Clark y Fritz, 1997). Para empezar, el carbono atmosférico ($\delta^{13}\text{C} = -7\text{‰}$ aproximadamente) es capturado por las plantas para realizar la fotosíntesis, si bien esto fracciona al isótopo, el cuánto lo haga dependerá de la vía o ciclo fotosintético de la planta, los

cuáles pueden ser tipo C3, C4 o CAM. De estos últimos, el tipo C3 es el más común en el mundo y el tipo C4 se reserva para algunas plantas que habitan lugares muy calurosos, mientras que el tipo CAM pertenece a plantas del desierto como el cactus. Las plantas con ciclo fotosintético tipo C3 fraccionan el carbono hasta un rango de -24 a -30% , mientras que las C4 entre -10 y -16% , cayendo el tipo CAM en un rango intermedio entre ambos (Clark y Fritz, 1997; Han y Plummer, 2016; Mook, 2001). Al morir las plantas, las bacterias las descomponen y devuelven el carbono en forma de CO_2 en el suelo, con la misma firma isotópica que después de fraccionarse en la fotosíntesis, sin embargo, la liberación del gas en suelo, en conjunto con un presente gradiente de concentración elevado (ya que los niveles de CO_2 se encuentran desde 10 hasta 100 veces más que en la atmósfera), da lugar a un fraccionamiento difuso del carbono. Por esta razón, el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 del suelo típicamente vale -23% , mientras que en suelos con vegetación tipo C4 sería más cercano a -9% (Clark y Fritz, 1997). Sin embargo, en zonas agrícolas en condiciones áridas o semi-áridas el valor de $\delta^{13}\text{C}$ puede enriquecerse hasta -20% por el estrés hídrico (Chen et al., 2017; Rovira et al., 2019; Zhou et al., 2022).

Mientras infiltran las aguas, disuelven CO_2 que llega a transformarse en HCO_3^- y CO_3^{2-} y estos a su vez pueden llegar a precipitar calcita, lo cual conlleva una serie de fraccionamientos del carbono. Esta serie de procesos se describe en la Figura 6, en la que primero el carbono se empobrece al disolverse en el agua, luego se enriquece al convertirse en HCO_3^- , enseguida se empobrece nuevamente tras convertirse en CO_3^{2-} , y se vuelve a enriquecer al precipitar en calcita.

Figura 6

Fraccionamiento del ^{13}C durante el intercambio isotópico en el equilibrio entre el CO_2 , DIC y Calcita a 25°C (Clark y Fritz, 1997). Modificado de Clark y Fritz (1997). La flecha azul indica el enriquecimiento de las primeras dos etapas en conjunto.



Estos procesos se dan en el equilibrio y, por lo tanto, son reversibles. El fraccionamiento entre etapas puede predecirse utilizando las ecuaciones de los factores de fraccionamiento (Ecuaciones 10a, 10b, 10c y 10d) en función de la temperatura T (en Kelvin) y, por ende, se pueden representar por medio de los factores de enriquecimiento (ϵ), útiles en la corrección de edades por ^{14}C (Clark y Fritz, 1997).

Si se rastrea al ^{14}C , es importante diferenciar el DIC que contiene al radioisótopo del que no. Mediante métodos gráficos (Han et al., 2012) y modelos que utilizan datos de DIC, ^{14}C y $\delta^{13}\text{C}$, se puede calcular un aproximado del ^{14}C en el DIC original en el agua subterránea. Cabe señalar que el $\delta^{13}\text{C}$ es particularmente relevante, gracias a que este permite identificar la presencia de “carbono muerto” en el agua, aquél que no contiene ^{14}C y que diluye a la muestra de carbono.

Ecuación 10

$$a) \quad \varepsilon_{CO_2(ac)-CO_2(g)} = \frac{-373}{T} + 0.19$$

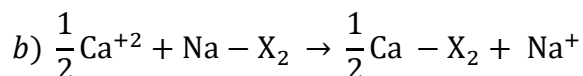
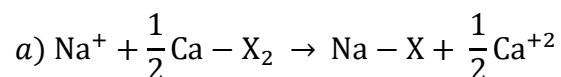
$$b) \quad \varepsilon_{HCO_3-CO_2(g)} = \frac{9552}{T} - 24.10$$

$$c) \quad \varepsilon_{CO_3-CO_2(g)} = \frac{870000}{T^2} - 3.4$$

$$d) \quad \varepsilon_{CO_2(ac)-CO_2(g)} = \frac{-2988000}{T^2} + \frac{7666.3}{T} - 2.4612$$

2.4.2 – Intercambio Iónico

Debido a su desequilibrio eléctrico, los iones son retenidos por fuerzas débiles y, al entrar en contacto con una solución acuosa, pueden ser reemplazados por otros iones de la misma carga. En las aguas naturales abunda la presencia de cationes (iones con cargas positivas) mientras que los suelos suelen contener altas proporciones de arcillas, grupo mineral que generalmente tienen cargas negativas (Custodio y Llamas, 1983). La interacción entre ambas partes da lugar al proceso denominado intercambio iónico o catiónico. Dos de las reacciones de intercambio catiónico más relevantes son:

Ecuación 11

Donde: X es el compuesto del suelo con el que se intercambia el catión (intercambiador) con su respectivo subíndice (número de átomos). En la primera reacción, el intercambiador toma al Na^+ , mientras que libera Ca^{+2} . Dado que el anión dominante sigue siendo el mismo, la calidad del agua cambia de un tipo de agua $NaCl$ a un tipo $CaCl_2$, por ejemplo. El proceso inverso tiene

lugar cuando el sedimento adsorbe Ca^{+2} mientras se libera Na^{+} . Este intercambio influye directamente en el tipo de agua subterránea encontrado y, por lo tanto, en su calidad.

2.4.3 – Relaciones Iónicas

Las diferencias en los contenidos iónicos de las aguas son el resultado de sus procesos de evolución. Al comparar la proporción de los diferentes iones se hace referencia a los “índices iónicos”, los que son útiles para indicar la procedencia del agua, los procesos por los que pasó y, en general, su evolución química. Algunos de ellos se presentan en la [Tabla 4](#).

El índice de Revelle se utiliza para medir el nivel de salinización de las aguas subterráneas, previo a identificar las fuentes de dicha salinización con gráficos de relación iónica, si el índice es mayor a 0.5 el agua está salinizada ([Sunkari, 2021](#)). Los índices cloro-alcalinos fueron propuestos por [Schoeller \(1977\)](#) para identificar procesos de intercambio iónico en las aguas subterráneas.

El CAI-1 evalúa la concentración de los iones Na^{+} y K^{+} con respecto a la de Cl^{-} pero, para tener una evaluación más completa del dominio catiónico en las aguas, es necesario utilizar el CAI-2 para comparar el contenido de los cationes con el resto de los aniones dominantes. Valores positivos de estos índices indican un intercambio iónico inverso, lo que se traduce en la retención del ion Na^{+} y el dominio de los iones Ca^{+2} y Mg^{+2} en las aguas subterráneas ([Gugulothu et al., 2022](#); [Guo et al., 2020](#)).

Tabla 4
Índices iónicos útiles en la determinación de la evolución del agua subterránea.

Índice iónico	Ecuación	Aplicación	Referencia
Revelle	$RI = \frac{Cl^-}{(HCO_3^- + CO_3^{-2})}$	Si RI > 0.5, el agua ha sido salinizada	Sunkari (2021)
Índices Cloro-Alcalinos	$CAI\ 1 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-}$	Valores positivos corresponden a intercambio iónico inverso y valores negativos a intercambio iónico regular	Subramani et al. (2009)
	$CAI\ 2 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{SO_4^{-2} + HCO_3^- + CO_3^{-2} + NO_3^-}$		
Cambio de bases	$r_1 = \frac{(Na^+ - Cl^-)}{SO_4^{-2}}$	Un $r_1 < 1$ indicará agua del tipo Na-SO ₄ , mientras que un $r_1 > 1$ indicará un agua del tipo Na-HCO ₃	Singh et al. (2013)
Génesis meteórico	$r_2 = \frac{(Na^+ + K^+) - Cl^-}{SO_4^{-2}}$	Si $r_2 < 1$, el agua meteórica ha percolado profundamente y con un mayor tiempo de residencia. Si $r_2 > 1$, el agua meteórica ha sido percolada a niveles someros	Singh et al. (2013)

En cambio, si los valores de los índices son negativos, el ion dominante será el Na⁺ y los iones Ca⁺² y Mg⁺² serán retenidos por el suelo (El khalki et al., 2024; Sunkari, 2021). Para clasificar a las aguas subterráneas se pueden utilizar los índices de cambio de bases y de génesis meteórico que evalúan el contenido de los iones Na⁺ y K⁺ contra la concentración del anión SO₄⁻² para indicar si este es predominante y dar una idea del nivel de percolación de dicha agua (Singh et al., 2013).

También, se puede observar la relación entre los iones graficando las concentraciones de aniones vs cationes, para determinar orígenes de solutos, procesos que influyen en la calidad del agua (intercambio iónico, evaporación, etc.) y facies hidroquímicas (Kaur et al., 2019; Khan et al., 2021; Musaed et al., 2020; Rajmohan et al., 2021; Subba Rao et al., 2012).

Los iones típicamente relacionados se presentan en la [Tabla 5](#).

Tabla 5

Iones comúnmente relacionados en el análisis de la evolución de las aguas naturales (Subba Rao et al., 2012).

Relación iónica	Aplicación
Na^+ vs Cl^-	Identificar disolución de halita e intrusión marina
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs $\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$	Evaluar efectos de intercambio catiónico
$\text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$ vs $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{-2}$	Identificar disolución de yesos, calcitas y dolomitas, así como posible meteorización de silicatos
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$ vs $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{+2} + \text{Mg}^{+2}$	Identificar contribución de sales concentradas por actividades antropógenas

2.4.4 – Diagramas Hidrogeoquímicos

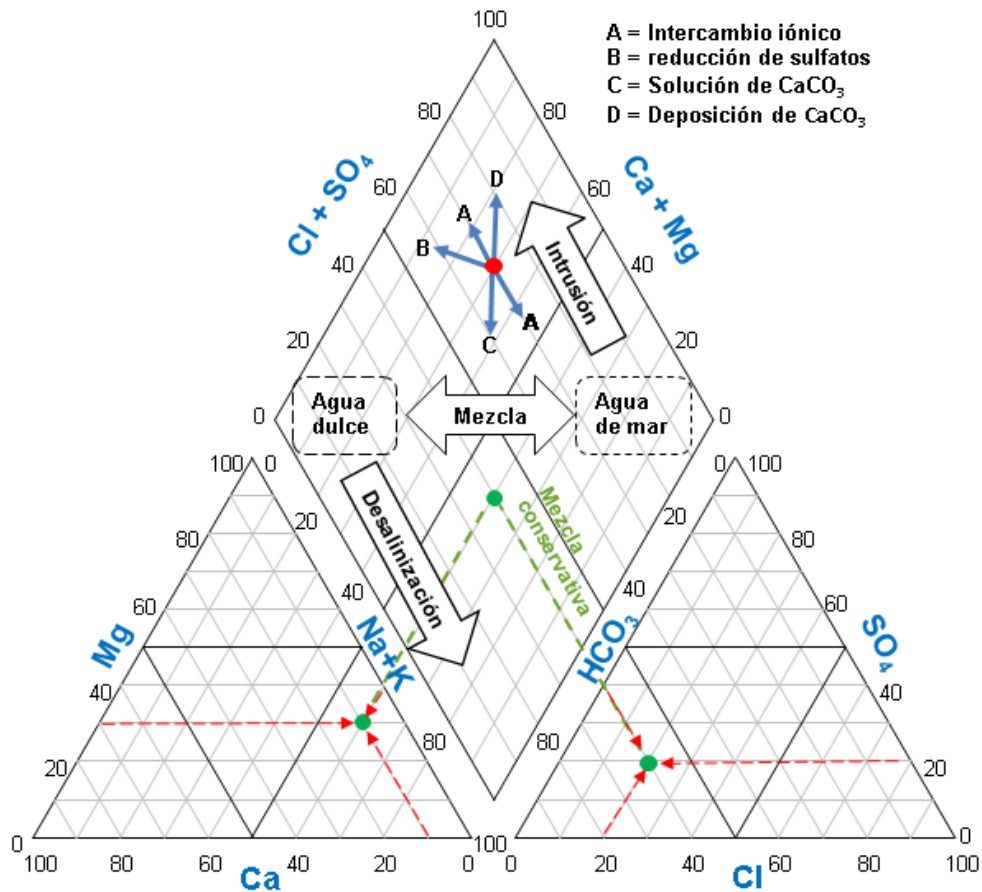
Existen múltiples diagramas que ayudan a interpretar los datos hidrogeoquímicos. A continuación, se explicarán los utilizados en este trabajo.

2.4.4.1 – Diagrama de Piper

El diagrama de Piper es una herramienta gráfica para interpretar datos geoquímicos del agua y se basa en tres diagramas trilineales, dos triangulares y un diamante, en los que se relacionan los iones mayoritarios del agua (Piper, 1944). Las dos figuras triangulares se colocan en las partes inferiores izquierda y derecha, intervenidas por el diamante en el centro, y todas presentan escalas de 0 a 100 partes porcentuales (Figura 7).

Figura 7

Diagrama de Piper (Piper, 1944). Interpretación modificada de Appelo y Postma (2005).



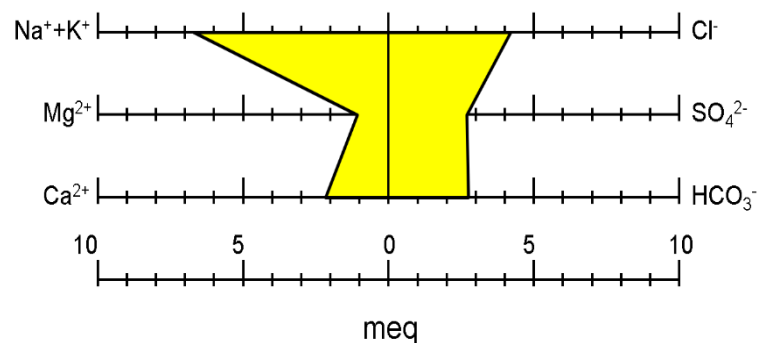
En el diagrama triangular izquierdo, los valores porcentuales de los cationes mayoritarios se grafican como un solo punto de acuerdo con coordenadas trilineales convencionales. En el diagrama triangular derecho se grafican de la misma forma el grupo de aniones mayoritarios. De esta manera, dos puntos en el diagrama indican la concentración relativa de varios constituyentes disueltos en el agua natural. El diagrama en forma de diamante es usado para mostrar el carácter general ($NaHCO_3$, $CaCl_2$, $MgSO_4$, etc.) del agua, graficando un punto en la intersección de dos líneas proyectadas desde los gráficos de los aniones y cationes (Piper, 1944). De esta manera, procesos de evolución pueden ser identificados de acuerdo con un estudio crítico de los datos.

2.4.4.2 – Diagrama de Stiff

El diagrama de Stiff consiste en graficar sobre líneas horizontales paralelas la concentración, en miliequivalentes, de pares de cationes, al lado izquierdo, y de aniones, al lado derecho de un eje central, de manera que se representa un patrón de la concentración total de sales en el agua (Stiff, 1951), como se muestra en la [Figura 8](#). Cabe señalar que se generará un diagrama por cada muestra a analizar y se debe utilizar la misma escala para todos los diagramas.

Figura 8

Ejemplo de diagrama de Stiff (Stiff, 1951).



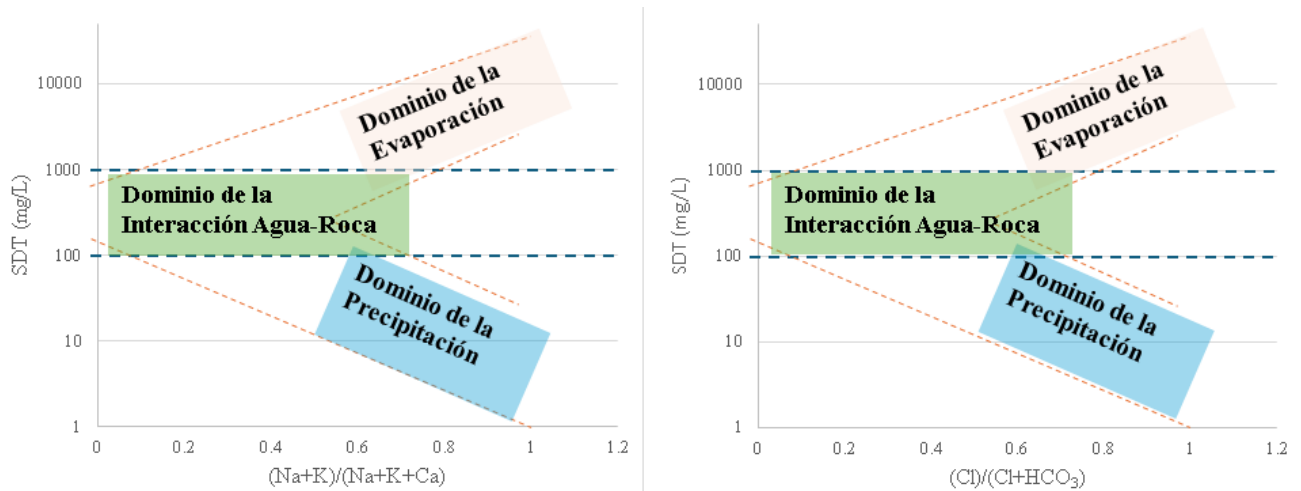
Este método de análisis ofrece una manera simple y práctica de caracterizar, comparar y correlacionar agua subterránea en mapas. Una de las características distintivas de este método es la facultad para identificar patrones en las aguas de manera que, la concentración total de sales, así como la composición química del agua, son denotadas por la forma del gráfico y la escala utilizada.

2.4.4.3 – Diagrama de Gibbs

El diagrama de Gibbs (Gibbs, 1970) fue propuesto para identificar los mecanismos controladores de la química de las aguas. Se destacan tres mecanismos controladores: precipitación atmosférica, interacción agua-roca y el proceso de evaporación/cristalización. El diagrama de Gibbs ([Figura 9](#)) relaciona los sólidos totales disueltos (en ppm o mg/L), en escala

logarítmica, y las razones másicas de $\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$ y $\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{HCO}_3)$, con el fin de diferenciar la procedencia de los componentes disueltos de acuerdo con la región del gráfico donde se encuentren las aguas.

Figura 9
Ejemplos de Diagrama de Gibbs (Gibbs, 1970).



2.4.5 – Hidrogeoquímica e Isotopía Estable

La caracterización isotópica y química resulta similar en el sentido de que ambos trazan el origen y permiten identificar procesos evolutivos a partir de sustancias presentes en el agua, por lo que su uso combinado es un complemento enriquecedor.

El exceso de deuterio se ha utilizado en conjunto con la salinidad de las aguas, expresada en sólidos disueltos totales (SDT), para diferenciar entre los procesos de evaporación y de disolución de minerales, como mecanismos de salinización (Huang y Pang, 2012; Krishan et al., 2020; Li et al., 2019). Se grafican el exceso de deuterio (δ) y los SDT (la suma de los iones disueltos) para observar tendencias e inferir mecanismos dominantes con base en si aumentan los SDT mientras δ permanece constante (disolución de minerales) o si ambos aumentan gradualmente (evaporación).

De forma similar, comparar la concentración de Cl^- en el agua con su $\delta^{18}\text{O}$ se ha utilizado para identificar los mismos procesos, además de mezclas potenciales entre distintos tipos de aguas (Hamed y Dhahri, 2013; Shintani et al., 2019).

2.4.6 – Análisis de Componentes Principales

El Análisis de Componentes Principales (ACP) es una herramienta que complementa los estudios hidrogeoquímicos, ha sido utilizada para clasificar muestras de agua subterránea con base en sus características geoquímicas y para determinar los procesos que las controlan, además de apoyar en el entendimiento del movimiento del agua en el subsuelo y su variación durante su recarga (Abdelfadel et al., 2020; Feddema, 2018; Hssaisoune et al., 2022; Madrigal-Solís et al., 2020).

El ACP es un método estadístico que se basa en reducir la dimensionalidad de un conjunto de datos mientras se retiene lo mejor posible la variación presentada en el conjunto de datos. Esto se logra transformándolos en un conjunto de factores ortogonales (llamados componentes principales) que no están correlacionados y que se ordenan de manera que los primeros retengan la mayor parte de la variación presente en todas las variables originales (Jolliffe, 2002). Esto se logra primero estandarizando las variables originales para que los datos se vuelvan adimensionales, a partir de la Ecuación 12. Este método se conoce como el método de los valores z.

Ecuación 12

$$Z_i = \frac{(X_i - \mu)}{\sigma}$$

Donde Z_i es la variable estandarizada i , X_i es la variable original i , μ es la media y σ es la desviación estándar del conjunto de datos (Zakhem et al., 2017).

El método del ACP descompone la matriz original X (i observaciones de j variables) en dos matrices: la de “marcas de factores”, que representa la posición en el espacio de los datos con respecto a los componentes principales, y la matriz de “cargas de los factores”, que representan la contribución de las variables en cada componente principal, todo esto con base en la [Ecuación 13](#) ([Abdelfadel et al., 2020](#); [Blanco Romía y Alcalá Bernárdez, 2009](#); [DiStefano et al., 2009](#); [Dunteman, 1989](#); [Zakhem et al., 2017](#)).

Ecuación 13

$$X = TP' + E$$

Donde las variables de la matriz X están estandarizadas; T (i, j) corresponde a la matriz de “marcas de factores” para j componentes principales; P' es la matriz de “cargas de los factores”; y E es la matriz residual.

El primer componente principal (R_1) representa un alto porcentaje de la varianza en la matriz original X ($R_1 < j$) y, por lo tanto, los datos han quedado reducidos. Los componentes que se seleccionan para el análisis son típicamente los primeros dos o tres, para que abarquen más del 70% de la varianza en la matriz original. Esto se observa en la tabla de resultados de las cargas de factores, en la que los eigenvalues muestran la varianza total explicada por cada componente y permite seleccionar los adecuados.

Generalmente, las cargas de los factores y las marcas de factores se grafican en un diagrama x - y en el que se relacionan los componentes principales seleccionados para inferir los parámetros de mayor influencia en los datos ([DiStefano et al., 2009](#); [Dunteman, 1989](#); [Zakhem et al., 2017](#)).

En ese diagrama, las cargas de factores son representados vectorialmente mientras que las marcas de factores se representan puntualmente. En R, esto se logra con los comandos “prcomp” y “biplot”.

En resumen, el ACP reduce la dimensión de la base de datos creando componentes no correlacionados a partir de las variables originales, permitiendo graficar los parámetros más importantes en un diagrama x-y, lo que permite deducir los factores más influyentes en el agua del acuífero.

Entre las recomendaciones que se deben tomar en cuenta con los datos a los que se les aplicará un ACP está tener datos que sigan una distribución normalizada ya que:

1. Permiten mantener relaciones lineales entre las variables, cuestión que el ACP asume para llevarse a cabo.
2. Facilitar la identificación de los componentes principales, pues tienen una varianza bien definida y controlada.
3. Tienen menos ruido y menos datos atípicos que podrían distorsionar los resultados del ACP.

Es por lo anterior que antes de realizar un ACP se realizan pruebas de normalidad a los datos, como lo es la de Shapiro-Wilk.

La prueba de Shapiro-Wilk se utiliza para conjuntos pequeños de datos ($n < 50$) y se basa en evaluar si una muestra de datos proviene de una distribución normal a partir de la hipótesis nula (H_0): “Los datos siguen una distribución normal”, y la hipótesis alternativa (H_A): “Los datos no siguen una distribución normal” (Khatun, 2021; Yap y Sim, 2011). Para evaluar los datos, la prueba calcula un estadístico W que mide la correlación entre los datos observados con los valores esperados bajo la normalidad (Yazici y Yolacan, 2007). Posteriormente, el valor p se calcula para determinar la significancia del estadístico W. Si el valor p es menor que un nivel de significancia α (típicamente 0.05), se rechaza la hipótesis nula, indicando que los datos no siguen una distribución normal. Caso contrario si el valor p es mayor al nivel de significancia:

se aprueba la hipótesis nula, indicando que los datos siguen a una distribución normal. En dado caso de que los datos no sigan una distribución normalizada, el ACP tiene una robustez que permite obtener resultados relevantes a pesar de la inclusión de algunos datos que no sigan un comportamiento normalizado (Farokhnia y Niaki, 2019; Fayomi et al., 2023; Karkkainen y Saarela, 2015; Kim y Kim, 2012).

Para poder aplicar un ACP se debe verificar que las variables a analizar estén correlacionadas entre sí y que los datos hayan sido estandarizados a media cero y desviación estándar 1, esto porque el ACP es sensible a las escalas de las variables. Para estandarizar las variables se utilizan métodos como el de los valores Z, escalado Min-Max o la estandarización robusta.

Para verificar la correlación de los datos se pueden utilizar pruebas como la de Bartlett, así como visualizar la correlación armando una matriz por el método de Pearson (para datos que se distribuyen normalmente) o Spearman (para datos que no siguen una distribución normal).

La prueba de Bartlett se basa en comprobar si dos muestras de datos provienen de poblaciones con la misma varianza, para lo cual plantea la hipótesis nula (H_0): “Las varianzas de las poblaciones son iguales”, y la hipótesis alternativa (H_A): “Al menos una de las varianzas es diferente” (Arsham y Lovric, 2011). Para evaluar eso se calcula un estadístico basado en el logaritmo de las varianzas de las muestras. A continuación, se obtiene la significancia estadística como valor p, comparando el estadístico calculado con la distribución chi-cuadrado con $k - 1$ grados de libertad y, si el valor p es menor que un nivel de significancia $\alpha = 0.05$, se rechaza la hipótesis nula, indicando que no todas las varianzas son iguales y, por lo tanto, las variables se correlacionan.

2.5 – Tiempos Medios de Residencia del Agua Subterránea

La “edad” del agua es un término de uso común, sin embargo, el término correcto es el de Tiempo Medio de Residencia (TMR) y, a la acción de obtenerlas se le conoce como “datar”. Diversos métodos isotópicos pueden utilizarse para evaluar los TMR, aunque los más convencionales se basan en el decaimiento de isótopos radiactivos, de acuerdo con la [Ecuación 14](#):

Ecuación 14

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Donde N es la concentración del isótopo en el presente y N_0 es la concentración inicial del isótopo, en unidades de masa, λ es la constante de decaimiento (en 1/t) y t el tiempo transcurrido (en la unidad de tiempo seleccionado). El exponencial λt es adimensional.

Dependiendo del isótopo, λt se cambia por su equivalente en la “vida media” del isótopo. Cada isótopo tiene una vida media única y representa el tiempo que requiere la sustancia para reducir su concentración a la mitad, por lo que, si se conoce la concentración del radioisótopo y su vida media (que es constante), se puede conocer su concentración en cualquier punto del tiempo.

Aquellos radioisótopos con una vida media larga pueden ser usados para datar aguas antiguas, mientras que los que tienen una vida media más corta, y que han sido producidos por las actividades antropógenas en las últimas décadas, representan una recarga más reciente ([Appelo y Postma, 2005](#)). Los métodos de análisis con los radioisótopos tritio (^3H) y carbono-14 (^{14}C) son los más empleados debido a que otros trazadores requieren técnicas de muestreo o análisis de laboratorio más complejos, además, su alto uso ha llevado a las técnicas analíticas a resultar cada vez más precisas y baratas ([Al-Gamal, 2020](#); [Clark y Fritz, 1997](#); [Lindsey et al., 2019](#)).

2.5.1 – Datación por ^{14}C

Dado que el ^{14}C tiene una vida media de 5,730 años, el alcance de la datación por este método es de alrededor de 50,000 años. Sin embargo, la edad calculada directamente a partir de la actividad medida de ^{14}C (edad no corregida o “aparente”) no representa necesariamente el tiempo real de permanencia del agua en el acuífero.

El DIC disuelto en el agua subterránea contiene ^{14}C , cuya concentración no proviene exclusivamente del CO_2 atmosférico incorporado durante la recarga ya que esta puede verse afectada por las interacciones agua-roca, con rocas de edades diferentes a las del agua, y por la oxidación de carbono orgánico presente en el suelo (mínima influencia). Por esta razón, al datar el agua se realiza la corrección por dilución de la concentración original en el agua (Ecuación 15) al calcular el TMR a partir de la ecuación de decaimiento (Ecuación 14).

Ecuación 15

$$t = -8267 \left[\ln \left(\frac{a_t^{14}\text{C}}{q a_0^{14}\text{C}} \right) \right]$$

Donde:

$a_t^{14}\text{C}$ es la cantidad de radiocarbono conocida en la muestra.

$a_0^{14}\text{C}$ es la cantidad de radiocarbono cuando se recargó el agua de muestra.

q es el factor de “dilución” de radiocarbono debido a la disolución de CO_2 e intercambio de carbono con la matriz sólida.

La corrección por “dilución” de las edades no corregidas consiste, por tanto, en estimar la fracción del CID que conserva la señal atmosférica original y separar los otros efectos. Suele realizarse mediante modelos geoquímicos que toman en cuenta la interacción química e isotópica del DIC con la matriz geológica, frecuentemente apoyados en isótopos estables del

carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y en información hidrogeoquímica del sistema, con el objetivo de representar el contenido disuelto originalmente de la forma más precisa posible (Clark y Fritz, 1997).

En consecuencia, la selección del modelo de corrección es un aspecto crítico para la obtención de las “edades más pertinentes”, y depende de la capacidad del modelo para reproducir adecuadamente los procesos identificados previamente mediante el análisis hidrogeoquímico. Así, la edad corregida de ^{14}C se interpreta como una estimación más realista del tiempo de residencia del agua, bajo el supuesto de un sistema bien caracterizado y de procesos geoquímicos adecuadamente representados.

En Han y Plummer (2016) se propone utilizar uno de tres modelos para la corrección de los TMR de carbono (Tabla 6) ya que en estos se involucran todos los procesos modificadores del contenido de carbono. Así mismo, uno de los modelos clásicos para corrección de edades de carbono es el modelo de Mook (Han y Plummer, 2016; Mook, 1976) que considera el intercambio de carbono entre el DIC y el CO_2 del suelo en la zona no saturada en condiciones de sistema abierto.

La selección del modelo más adecuado se logra con el método gráfico propuesto en Han et al. (2012), el cual se ha utilizado para apoyar la evaluación inicial de datos geoquímicos del agua subterránea e identificar procesos modificadores de la concentración original de ^{14}C en las muestras.

Tabla 6

Modelos recomendados para la corrección de TMR en Han y Plummer (2016).

Modelo	Consideraciones	Referencia
Han y Plummer	Contempla mezcla de carbono de diversos orígenes. También toma en cuenta el intercambio de carbono ocurrido en la zona saturada y no saturada. No contempla las adiciones de carbono de otras fuentes, como el proveniente de la oxidación de materia orgánica o la disolución de minerales carbonatados acompañado de intercambio catiónico en materiales arcillosos	Han y Plummer (2013)
IAEA	Contempla la evolución del agua subterránea tanto en sistemas cerrados como abiertos. Asume que el carbono disuelto evoluciona formando bicarbonatos a raíz de la reacción con la matriz geológica, seguido de intercambio entre el carbono inorgánico disuelto y CO ₂ gaseoso en la zona no saturada hasta alcanzar el equilibrio en condiciones de sistema cerrado. También se considera el intercambio de carbono en la zona no saturada cuando éste haya alcanzado el equilibrio en condiciones de sistema abierto.	IAEA (2013); Salem et al. (1980)
Oeschger	Corrige el carbono afectado por adición, posterior a que el sistema se convierte en cerrado con respecto al CO ₂ del suelo. El modelo sólo toma en cuenta la dilución del carbono y no los procesos de intercambio y, para su aplicación, es necesario conocer el DIC antes de la dilución del carbono.	Geyh (2000); Han y Plummer (2016)

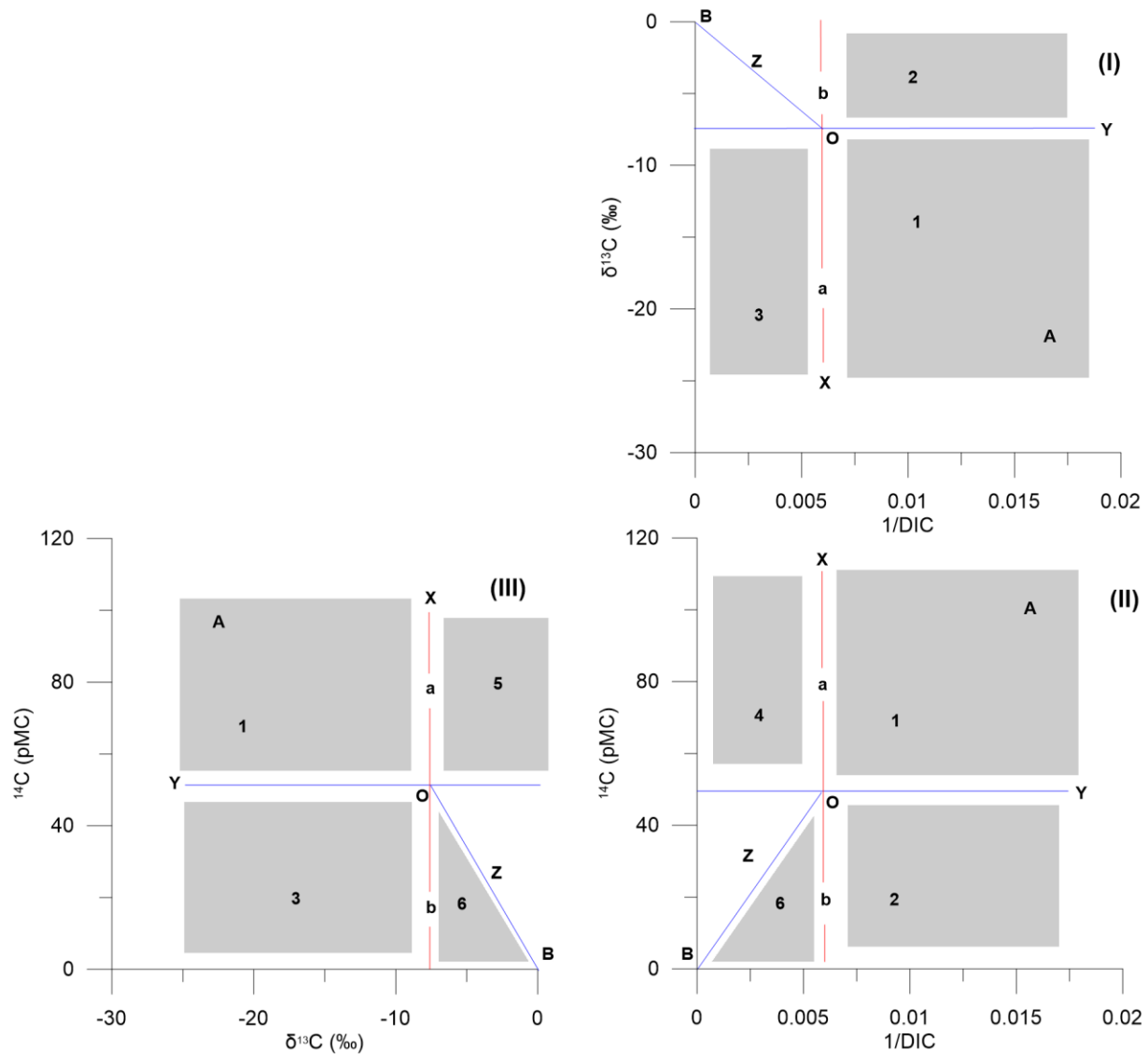
El método se basa en utilizar datos de ¹⁴C, δ¹³C y DIC para generar tres gráficos de los que se pueden deducir cualitativamente los procesos geoquímicos involucrados en el sistema de agua subterránea estudiada (Han et al., 2012). En Han et al. (2012), se mencionan los pasos para generar estos tres gráficos:

1. Se estima el contenido inicial de δ¹³C y ¹⁴C en el CO₂ del suelo del área de recarga. Regularmente los valores de δ¹³C se estiman entre -30 y -20‰ si dominan plantas tipo C3 la zona, como trigo, cebada, centeno, algodón, sauces, algunas hortalizas, entre otras, y entre -20 y -10‰ si dominan plantas tipo C4, como maíz, caña, zacate, ente otros. Para el ¹⁴C, el valor es el 100 pMC del CO₂ atmosférico.

2. Se calculan la mitad de los valores iniciales de $\delta^{13}\text{C}$ (valor Y_0) y ^{14}C (valor X_0), con los que se dibujan líneas rectas en las gráficas.
 3. Se comienza en la gráfica III dibujando una línea vertical (línea X) que nace desde el eje horizontal en el valor Y_0 de $\delta^{13}\text{C}$ y se dibuja otra línea horizontal (línea Y) desde el eje vertical en el valor X_0 de ^{14}C .
 4. En la gráfica II se utiliza el valor X_0 de ^{14}C para generar una línea horizontal (línea Y) desde el eje vertical, mientras que en la gráfica I se utiliza el valor Y_0 para generar una línea horizontal desde el eje vertical (otra línea Y).
 5. Se grafican los datos en los tres diagramas. Se observan los datos en la gráfica III, si hay algún punto cercano a la línea X, se toma como referencia esa muestra para dibujar en las gráficas I y II las líneas verticales (líneas X) faltantes, de acuerdo con el valor del recíproco del DIC de esa muestra. Si varios puntos se encuentran cerca de la línea, se toma el más cercano. Esto se hace ya que se asume que este $\delta^{13}\text{C}$ (valor Y_0) deriva únicamente de la conversión del CO_2 del suelo en HCO_3 . Sin embargo, esto puede no ser necesariamente cierto, por lo que la gráfica se puede mejorar con el apoyo de datos de pH, presión parcial del CO_2 , oxidación de la materia orgánica del suelo, temperatura, etc.
 6. Finalmente se dibujan las líneas Z uniendo el punto donde cruzan Y y X (punto O) con los orígenes de las gráficas.
- Las gráficas resultantes se muestran en la [Figura 10](#) y con ellas se procede a hacer una evaluación de los datos.

Figura 10

Gráficos de Han, utilizados para evaluar los procesos geoquímicos que gobiernan al carbono en las aguas subterráneas (Han et al., 2012).



Las regiones sombreadas que resultan de la división mediante las líneas dibujadas se enumeran tal y como aparecen en Han et al. (2012), con el propósito de utilizar la misma nomenclatura y deducir más fácilmente los procesos al realizar la evaluación. Por esto mismo, se subdividen las líneas X en dos secciones, a y b, y se incluyen los puntos A y B, el primero, representando al agua que contiene solamente CO_2 acuoso en equilibrio con el atmosférico en un sistema abierto y, el segundo, que representa a un DIC con muy bajo ^{14}C ; este último enriquecido en $\delta^{13}\text{C}$,

aunque en ambos casos los valores son cercanos a cero pues los carbonatos surgieron de reacciones de CaCO_3 con ácidos no carbónicos. La línea Z representa una línea de mezcla entre dos reservorios (puntos A y O), donde el punto O representa al agua en la que ya reaccionó todo el carbono proveniente de la materia orgánica en un sistema cerrado.

Una vez graficados los datos, se utiliza la primera tabla de [Han et al. \(2012\)](#) para deducir los procesos que gobiernan al carbono en el sistema. La evaluación con esta metodología lleva a un mejor entendimiento de las interacciones agua-roca en el sistema subterráneo y, en conjunto con los esfuerzos de modelado geoquímico, a una estimación de edades de radiocarbono más precisas ([Han y Plummer, 2016](#)).

2.5.2 – Datación por ^3H

El decaimiento del ^3H está representado por la [Ecuación 16](#). El tiempo de vida media de este isótopo es de aproximadamente 12 años, lo que permite estimar TMR de agua recargada en alrededor de 50 años ([Phillips y Castro, 2003](#)).

Ecuación 16

$$t = -17.93 \left[\ln \left(\frac{\alpha_t \text{ } ^3\text{H}}{\alpha_0 \text{ } ^3\text{H}} \right) \right]$$

Donde:

$\alpha_t \text{ } ^3\text{H}$ es la cantidad de tritio conocida en la muestra en unidades de tritio (UT).

$\alpha_0 \text{ } ^3\text{H}$ es la cantidad de tritio cuando se recargó el agua de la muestra.

El ^3H se usa para datar el agua de manera confiable porque forma parte de su molécula, mientras que el uso de otros datadores (como clorofluoro-carbonos, ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{81}Kr , ^{32}Si , ^{222}Rn , etc.) depende de constituyentes disueltos en el agua, cuya cantidad inicial ha de corregirse, pues está controlada por procesos fisicoquímicos y biológicos ([Al-Gamal, 2020](#); [Clark y Fritz, 1997](#); [Lindsey et al., 2019](#)).

El ^3H es un radioisótopo que se genera naturalmente en la atmósfera superior. Previo a 1953 su concentración en la precipitación era baja, sin embargo, ésta incrementó rápidamente debido a las pruebas nucleares en la superficie (Lindsey et al., 2019; Michel, 1989). Esas nuevas concentraciones en la precipitación se mantuvieron por décadas, hasta estabilizarse en la actualidad a 2 – 10 Unidades de Tritio (TU), rango que se estima que se produce en condiciones naturales y, por lo tanto, la concentración que predominaba en la época previa a las pruebas (Lindsey et al., 2019; Stewart y Hoffman, 1966).

El registro histórico en la concentración del ^3H permite rastrear el agua que infiltró durante el periodo activo de las pruebas (1951 – 1976), razón por la que se ha convertido en el estándar para definir el agua moderna (Clark y Fritz, 1997). No obstante, las concentraciones de ^3H en agua subterránea recargada antes de 1953 son mucho menores a las de las aguas recargadas durante el periodo de las pruebas nucleares, ya que decayeron por más tiempo (Clark y Fritz, 1997; Lindsey et al., 2019; Michel et al., 2018). Es por esta razón que concentraciones con valores menores a 0.8 TU en las aguas subterráneas indican una recarga previa al año 1953. Así mismo, concentraciones de ^3H superiores a 4 TU indican que la recarga ocurrió en 1953 o después, por lo que aguas con estos contenidos se conocen como “modernas” (Clark y Fritz, 1997; Lindsey et al., 2019; Michel et al., 2018). Si el agua tuviera más de 15 TU, indicaría que la recarga de esa agua fue cercana a los años 60s (Clark y Fritz, 1997; Lindsey et al., 2019).

Tomando todo eso en cuenta, en Clark y Fritz (1997) se propuso una escala para estimar los TMR del agua subterránea para zonas continentales (Tabla 7).

Tabla 7

Escala cualitativa de ^3H para estimar los TMR del agua subterránea en una zona continental. Modificada de (Clark y Fritz, 1997).

Contenido de ^3H (TU)	Explicación	TMR aproximado
< 0.8	Agua submoderna, recargada antes de 1950	> 50 años
0.8 – 4	Mezcla de agua submoderna y moderna	
4 – 15	Agua moderna	< 5 – ~ 10 años
15 – > 30	Componente considerable de recarga entre 1960 – 1970	> 10 años
> 50	Predominantemente recarga de 1960	> 10 – ~50 años

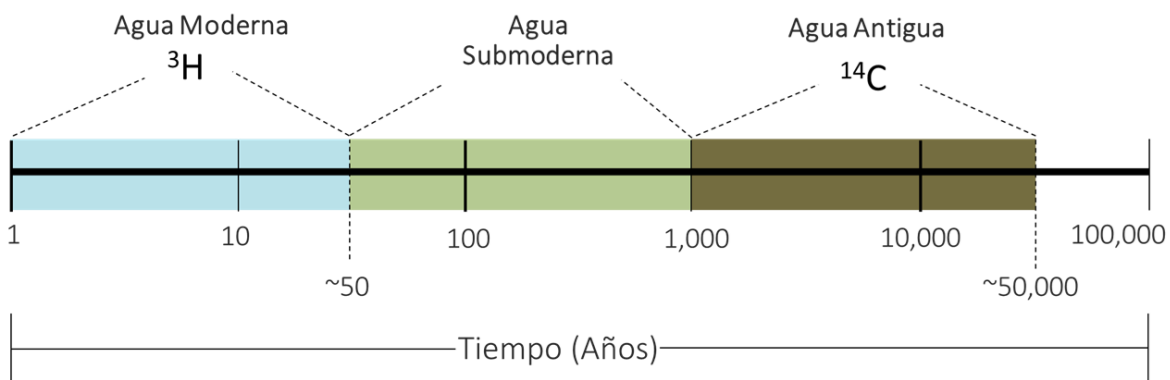
2.5.3 Conjunto ^3H y ^{14}C

Conjuntando los análisis de ^3H y ^{14}C se configura la escala de la [Figura 11](#), en la que se muestran los TMR para clasificar a las aguas subterráneas en modernas, submodernas o antiguas ([Ahmed et al., 2020](#)).

Si bien, las aguas subterráneas muy profundas o de flujo regional pueden ser mezcla de aguas modernas y antiguas, la presencia del componente moderno en ellas indica una conexión hidráulica con un sistema de flujo activo, lo cual es altamente relevante para cuestiones de recarga ya que al aumentar el bombeo se podría estar aumentando la aportación de agua moderna al acuífero ([Clark y Fritz, 1997](#)).

Figura 11

Escalas de tiempo y grupos de edades (TMR) de agua estimables con los radioisótopos de ^3H y ^{14}C . Modificada de Ahmed et al. (2020).



Capítulo 3 - Metodología

A continuación, se describe la metodología practicada en este trabajo para obtener y generar información del agua subterránea y sus posibles fuentes. También se describen las técnicas con la que se analizaron las muestras de agua.

3.1 – Revisión bibliográfica

Se realizaron consultas bibliográficas para recuperar información isotópica y química disponible del agua subterránea en el VM y el Valle Imperial de bases de datos (Clarivate, EBSCO, Springer, Elsevier, iThenticate, JSTOR, Scopus, VLEX y Google Scholar), reportes técnicos (CONAGUA, USGS), tesis de estudiantes de posgrado ([Llamas-Dios, 2019](#); [Ramírez del Castillo, 2018](#); [Zamora, 2018](#)) y artículos científicos. Dado que el grupo de investigación contaba con datos isotópicos y químicos generados en trabajos previos, estos se incluyeron en el análisis sin discriminación de fuentes, sin embargo, en la [Tabla 8](#) se detallan los tipos de datos recuperados para complementar la caracterización que aquí se presenta, el periodo al que corresponden y la referencia a consultar. Una vez realizada la consulta y obtenida la información de interés, se organizaron los datos en un archivo de Excel.

Tabla 8

Tipo, periodo y fuente de los datos recuperados para la caracterización química e isotópica de las aguas subterráneas en la zona de interés.

Tipo de agua	Datos recolectados	Periodo	Referencia
Agua subterránea	Isotopía (^2H , ^{18}O , ^{14}C y ^3H)	1979	(Payne et al., 1979)
		1981	(Truesdell et al., 1981)
		1982	(Makdisi et al., 1982)
		2007-2011	(Coes et al., 2015)
		2019	(Llamas-Dios, 2019)
		2019-2020	(USGS, 2022)
Agua subterránea	Temperatura, Conductividad Eléctrica, pH e iones mayoritarios	2007-2011	(Coes et al., 2015)
		2019-2020	(USGS, 2022)
Agua superficial	Isotopía (^2H , ^{18}O)	1980	(USGS, 2022)
		1997-2018	
		2010	
		2020-2021	
		2019	(Llamas-Dios, 2019)
Agua superficial	Temperatura, Conductividad Eléctrica, pH e iones mayoritarios	2007-2011	(Coes et al., 2015)
		2011-2021	(USGS, 2022)
Precipitación	Isotopía (^2H , ^{18}O)	2017-2018	(Ramírez del Castillo, 2018)

También se accedió a la base de datos de los niveles del agua subterránea medidos históricamente en la red de monitoreo de CONAGUA (CONAGUA, 2024), de la cual se extrajeron las mediciones de los años 2019 y 2020. Esta base de datos se complementó con las mediciones realizadas durante el año 2021 y 2022 que se describen en una sección posterior.

3.2 – Trabajo de campo

Todo el trabajo de campo se realizó con apoyo de estudiantes y personal del grupo de Ciencias de la Tierra del Instituto de Ingeniería, UABC. Se llevaron a cabo diversos recorridos de campo para revisar y seleccionar, de entre los numerosos pozos de riego, de monitoreo y abandonados, aquellos que estuvieran en condiciones de ser utilizados con propósitos de medición de niveles freáticos y/o toma de muestras de agua. Los criterios de selección fueron los siguientes: (1) el acceso y la ubicación de los pozos, tratando de cubrir uniformemente toda el área de estudio; (2) las condiciones físicas de cada pozo, incluido su uso, estado y operatividad; (3) la posibilidad de introducir instrumentos de medición de parámetros y de colección de muestras; (4) las condiciones ambientales de la zona, es decir, la identificación de las posibles interferencias en la representatividad de las aguas estudiadas; y, (5) la disponibilidad temporal de cada pozo de riego, controlada por los agricultores.

Una vez hecha una primera aproximación, se procedió a cotejar los datos de los pozos, o a agregar los de aquellos recientemente seleccionados, con la base de datos iniciada en trabajos previos. Los datos colectados fueron: la ubicación de los pozos en coordenadas UTM (X y Y) y su elevación (Z) en metros sobre el nivel medio del mar (msnm); la documentación fotográfica de cada sitio de monitoreo preseleccionado; la primera medición de parámetros fisicoquímicos (pH, CE y temperatura del agua); y la primera medición del nivel del agua subterránea; además de la observación y registro de las condiciones ambientales y las rutas de acceso.

3.2.1 – Monitoreo de niveles de agua subterránea

En colaboración con el grupo de Ciencias de la Tierra (RHYSIG) del Instituto de Ingeniería de la UABC, se realizó la revisión de los pozos con el propósito de determinar su accesibilidad y profundidad, usando mecanismos tales como sondas de medición y cuerdas graduadas

manualmente con pesos añadidos en un extremo. Así mismo, con ayuda de un GPS manual marca Garmin modelo GPSMAP 65sx con precisión de 3.65 m (Garmin, 2020) se obtuvieron sus ubicaciones y se confirmaron las elevaciones de los puntos de medición tomadas inicialmente de la base de datos de CONAGUA (CONAGUA, 2024). El monitoreo de los niveles de las aguas subterráneas se realizó mensualmente durante los años 2021 y 2022 con medición directa usando una sonda electroacústica marca Solinst modelo TLC de 150 m, que mide temperatura y conductividad eléctrica con precisiones de 0.2°C y 5% de la lectura o 100 µS (lo que sea mayor) (Solinst, 2022). Las mediciones se realizaron mensualmente durante los años 2021 y 2022 y estos datos se complementaron con información equivalente de los años 2019 y 2020, también de la base de datos de CONAGUA (CONAGUA, 2024). La conversión de profundidad a elevación del nivel freático se realizó calculando la diferencia entre la elevación del brocal y la profundidad del agua.

3.2.2 – Colección y preparación de muestras

La colección de muestras de agua para análisis isotópicos estables (^2H y ^{18}O) involucró a los tres reservorios ambientales, es decir, aguas superficiales, subterráneas y la precipitación. Los dos primeros reservorios se muestrearon también para análisis químicos. Dado que la composición isotópica responde a fenómenos fraccionadores dependientes de la temperatura, los muestreos de aguas superficiales y subterráneas se acotaron a dos campañas estacionales, la de primavera-verano y la de otoño-invierno de 2021, con algunas tomas extemporáneas (2022) destinadas a cubrir los faltantes causados por la discontinuidad en la operación de los pozos de riego. Sin embargo, debido a la escasez de lluvia, las muestras de esta agua incluyen todos los eventos de precipitación ocurridos en la zona durante el periodo de estudio (2020-2022) y cuya

intensidad y/o duración fue suficiente para coleccionar 30 ml de agua, el mínimo requerido para los procedimientos analíticos.

Las muestras para análisis isotópicos estables se coleccionaron por duplicado en botellas ámbar de 30 ml con tapa fenólica de sello cónico en las que se vertió el agua, luego de pasarla por un filtro de poro de 0.45µm, hasta formar un menisco cóncavo para asegurar la ausencia de aire. Estas botellas se sellaron con cinta adhesiva eléctrica (3M), se etiquetaron y se conservaron a temperatura ambiente. Las muestras para análisis de isótopos radiactivos se coleccionaron por duplicado en botellas ámbar de 1 L, limpias grado laboratorio, de polietileno de alta densidad y de vidrio para ^3H y ^{14}C , respectivamente. Estas botellas se sellaron con PARAFILM[®] M (Sigma-Aldrich), se etiquetaron y se conservaron en todo momento a 4°C o menos; aquellas dedicadas al análisis de tritio se colocaron además en bolsas de doble cierre (Ziploc[®]) sin aire. En el laboratorio, las muestras para ^{14}C se trataron con una solución de NaOH 15 N hasta alcanzar un pH mayor a 12 y se añadió BaCl₂ en exceso para precipitar el carbono en forma de BaCO₃ y facilitar su conservación y envío al laboratorio analítico. Estos precipitados también se usaron para el análisis de ^{13}C , aplicable en la corrección de edades por ^{14}C .

Las muestras para análisis químicos o iones mayoritarios (Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻) y SiO₂ se tomaron por duplicado en botellas de polipropileno previamente tratadas con HCl al 10% para eliminación de impurezas y siguiendo los protocolos tradicionales (e.g., [Aguilar et al. \(2023\)](#); [Barcelona \(1985\)](#)). Las aguas se coleccionaron en recipientes de 1 L, se filtraron en el laboratorio utilizando filtros de poro de 0.45 µm y se dividieron en botellas de 500 ml, para los análisis separados de cationes y de aniones. Las muestras dedicadas al análisis de cationes fueron además tratadas con HNO₃ hasta obtener un pH de 2. Todas estas muestras fueron conservadas a 4°C o menos hasta el momento de su análisis. Asimismo, el muestreo se complementó con la medición *in situ* de los parámetros fisicoquímicos del agua: la

conductividad eléctrica y la temperatura se midieron con una sonda electroacústica marca Solinst modelo TLC de 150 m (Solinst, 2022), el pH, con un medidor Oakton EcoTestr® (WD-35423-01) con precisión de ± 0.1 unidades (Fisher, 2022). *In situ* también se midieron la alcalinidad total (Kit HACH modelo AL-AP) y los nitratos y nitritos (Kit HACH NI-12) (Hach, 2023, 2024).

Siguiendo la cadena de custodia, todas las muestras se sellaron y etiquetaron y se registraron en los formatos solicitados por los laboratorios que realizaron los análisis instrumentales por los métodos que se describirán más adelante.

3.2.2.1 – Especificaciones para las Agua Subterránea

Para asegurar que las muestras de aguas sean representativas del acuífero, su colección requiere la limpieza o purga de los pozos de muestreo (hasta tres veces su volumen) (Koterba, 1995), paso que no fue necesario en este estudio dado que solo se muestrearon pozos en operación continua. Las muestras se tomaron por duplicado y directamente de los pozos de extracción seleccionados. Dado que, en este proyecto la actividad de los pozos dependió de la agenda de los agricultores, hasta donde resultó posible, los sitios de muestreo fueron los mismos en ambas campañas, sin embargo, en algunos casos fue necesario seleccionar otros lo suficientemente cercanos como para representar a la misma zona. En cada caso, los pozos muestreados y sus resultados se trataron como un grupo (clúster).

3.2.2.2 – Agua Superficial

Las muestras de agua superficial se tomaron bajo los mismos criterios de colección y midiendo los mismos parámetros *in situ* que con el agua subterránea directamente de la fuente de agua superficial, el Río Colorado en la Presa Morelos, y de dos canales de riego.

3.2.2.2 – Agua de Lluvia

El agua de lluvia se colectó con el fin de establecer las fuentes locales de recarga del acuífero, por lo que solo se tomaron muestras para el análisis de isótopos estables.

Esta agua se recuperó mediante un pluviómetro manual con un diámetro de 6 pulgadas instalado en el techo del edificio del Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California en Mexicali, Baja California, en las coordenadas 645901E y 3611469N. Para prevenir la evaporación del agua captada, que modificaría su firma isotópica, se siguieron las recomendaciones de la IAEA de agregar una capa de aceite mineral y, posteriormente, decantar la mezcla para filtrar y resguardar la muestra (Cota et al., 2011; IAEA, 2022). En periodos en los que el volumen de lluvia recuperada fue menor de los 30 ml requeridos se acumuló el agua de todo un periodo hasta tener un volumen suficiente para su análisis.

3.3 – Métodos analíticos

Las muestras de isótopos estables se analizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIEGeo), que se encuentra en El Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), y en el Laboratorio de Isótopos Ambientales de la Universidad de Arizona (UA). En el primero se utilizó un analizador de isótopos de agua de alta precisión $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, Picarro Inc., modelo L2130-i, con una precisión de 0.025/0.1‰ para $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ y deriva de 0.2/0.8‰. En el segundo laboratorio, los isótopos estables se midieron con un espectrómetro de masas de relación isotópica gas-fuente (Finnigan Delta) con una precisión de 0.9 ‰ o superior para $\delta^2\text{H}$ y de 0.08 ‰ o superior para $\delta^{18}\text{O}$, basándose en estándares internos repetidos. La estandarización está basada en los estándares internacionales: VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water) y

SLAP (Standard Light Antarctic Precipitation), con una precisión de 0.9‰ o mejor para ^2H y 0.08‰ o mejor para ^{18}O .

El ^3H se analizó en la UA, en el laboratorio de isótopos ambientales, a través de espectrometría de centelleo líquido en un espectrómetro Quantulus 1220 con un grado de error (σ) menor a 0.3 unidades. El límite de detección es de 0.6 TU. La estandarización es relativa a NIST SRM 4361C y agua del manantial “Agua Caliente” en la cuenca de Tucson. Las muestras de ^{14}C fueron analizadas en la Universidad de Georgia (UG), en el Centro para aplicación de estudios isotópicos. Se analizaron las muestras sólidas para ^{14}C (con respecto a NBS SRM 4990) y $\delta^{13}\text{C}$ (con respecto a VPBD) por Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS), con un σ menor a 0.3.

Las muestras para analizar componentes mayoritarios y SiO_2 se enviaron a CeMIEGeo, donde se miden a partir de cromatografía iónica y por espectrofotometría UV-visible, respectivamente. El grado de error para estos últimos análisis es de $\pm 10\%$.

3.4 – Visualización e interpretación de datos

Para observar el cambio en los niveles del agua subterránea y la dirección del flujo subterráneo se construyeron mapas de líneas equipotenciales de las elevaciones del nivel freático en ArcMap 10.8 (ESRI, 2020) y SURFER 16 (Golden Software, 2018), interpolados por medio de kriging ordinario, para Abril (primavera) y Octubre (otoño). Con el mismo método de interpolación, se construyeron mapas de líneas equipotenciales para el abatimiento de los niveles de las aguas subterráneas para el periodo 2019-2022. Para calcular el abatimiento se restó la elevación del nivel freático del año posterior la del año anterior en cada pozo, si resultaban valores negativos se habla de abatimiento/decaimiento, pero si resultaban positivos se habla de recuperación del pozo.

Toda la información isotópica y química recabada (histórica y generada) se concentró en un archivo de Excel. Se incluyó número de identificación (ID) de la muestra, el nombre del sitio, tipo de agua, fecha de la toma de muestra, $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, ^3H (TU), ^{14}C (PMC), $\delta^{13}\text{C}$, K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , SiO_2 (mg/L), Conductividad Eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$), Temperatura ($^\circ\text{C}$), pH, autor y coordenadas UTM.

Los datos isotópicos se analizaron mediante mapas de distribución e isolíneas (interpolado con kriging ordinario) y diagramas $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$, para identificar los procesos evaporativos y también fuentes posibles de agua en el acuífero (Craig, 1961). Se obtuvieron las edades de carbono no corregidas y tiempos medios de residencia utilizando la ecuación de decaimiento del ^{14}C (Ecuación 15) y la escala cualitativa de la Tabla 7 con los datos de ^{14}C (pMC) y ^3H (TU) para las aguas subterráneas, y se determinó si tenían carácter antiguo o moderno. Para obtener las edades corregidas de carbono, la concentración inicial de ^{14}C se ajustó utilizando los modelos de Mook (Mook, 1976) y de la IAEA (IAEA, 2013), recomendados en Han y Plummer (2016) y programados en R y Excel, respectivamente. Para la corrección de edades de ^{14}C mediante el modelo de la IAEA y de Mook se tomaron en cuenta las siguientes condiciones iniciales: $\delta^{13}\text{C}_{\text{matriz rocosa}} = 0 \text{ ‰}$, $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2 \text{ suelo}} = -20 \text{ ‰}$, factor de enriquecimiento $\epsilon\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{-HCO}_3} = 7.9$, derivado de la Ecuación 10b a 25°C (298.15 K) (Chen et al., 2017; Clark y Fritz, 1997; Han y Plummer, 2016; Mook, 2001; Rovira et al., 2019; Zhou et al., 2022).

Además, se hicieron mapas de predicción de las edades de ^{14}C no corregidas para el área de estudio y la frontera norte mediante kriging ordinario en ArcMap.

Mapas de configuraciones iónicas (componentes mayoritarios) fueron construidos con el método de interpolación kriging ordinario en ArcMap. Se calcularon los índices de Revelle y Cloro-Alcalinos para determinar si las aguas estaban salinizadas y si experimentan intercambio iónico (Subramani et al., 2009; Sunkari, 2021). Utilizando el programa de Excel INAQUAS

V4.0 (Moreno-Merino et al., 2016), los datos químicos se analizaron mediante diagramas de Piper y Stiff para definir tipos de agua, su distribución y evolución, además de identificar posibles zonas fuente (Piper, 1944; Stiff, 1951). Además, se construyó un diagrama de Gibbs para intentar distinguir posible agua de retorno agrícola, con base en efectos evaporativos (Gibbs, 1970). Las siguientes relaciones hidrogeoquímicas fueron graficadas para inferir fuentes de solutos e identificar influencia de retorno de riego agrícola: Cl vs Na, Na/Cl vs CE (Appelo y Postma, 2005; Custodio y Llamas, 1983). Como complemento, se analizaron los datos químicos e isotópicos utilizando el software R Versión 4.2.0 con la interfaz RStudio 2022.02.3 +492 (R Foundation, 2022), mediante diagramas de cajas y bigotes, diagramas cuantil-cuantil y ACP para entender la distribución y correlación de la información e identificar los factores que tienen mayor influencia sobre los parámetros observados. También en R y previo al ACP se realizaron dos pruebas: la prueba de normalidad de Shapiro-Wilk, para verificar que los datos siguieran una distribución normalizada, y la prueba de Bartlett para verificar la correlación entre los datos. Los datos fueron estandarizados por el método de los valores z de manera que tuvieran media cero y desviación estándar 1, para evitar problemas con las diferentes unidades de medida y rangos numéricos de las variables al momento de llevar a cabo el ACP. También se construyó un dendrograma en R con el propósito de identificar grupos de aguas subterráneas.

Capítulo 4 – Monitoreo Hidrogeológico

En esta sección se presentan los resultados de los esfuerzos para establecer una red de monitoreo hidrogeológico en el área de estudio así como para compendiar y analizar los datos y resultados obtenidos mediante: las campañas mensuales de medición de niveles freáticos de esta sección del acuífero (2019-2022); cuatro episodios estacionales de colección de muestras de agua subterránea para la caracterización isotópica ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) y química correspondientes a los periodos 2019-2020 y 2021-2022; una campaña de colección de muestras dedicadas a la estimación de tiempos de residencia de las aguas subterráneas; y, una campaña continua (2018-2022) de colección de agua de lluvia, con algunas intermitencias debidas a problemas logísticos.

4.1 – Redes de Monitoreo Piezométrico y Químico

Según el Registro Público de Derechos de Agua ([REPGA, 2023](#)), son más de 800 los aprovechamientos (pozos) de riego activos en el VM, sin embargo, estos están totalmente instrumentados y son operados por los usuarios siguiendo sus propios programas de cultivo, por lo que no es posible controlar los periodos de extracción ni es viable la inserción de sondas de medición de niveles. Por otro lado, los pozos inactivos no se encontraron en condiciones de utilizarse para el muestreo de agua, por lo tanto, y para propósitos de este trabajo, se definieron dos redes de pozos: (1) para el monitoreo de los niveles freáticos y (2) para la colección de muestras de aguas subterráneas.

Dado que en el periodo de estudio (2021-2022), CONAGUA contaba con una red de monitoreo de niveles freáticos constituida por aproximadamente 40 pozos, algunos con fines de monitoreo y otros inactivos, distribuidos a lo largo de todo el VM ([CONAGUA, 2024](#)), a sugerencia de este organismo y después de una exhaustiva revisión, se seleccionaron los más convenientes de acuerdo con las siguientes condiciones: su ubicación, solo se consideraron los que se

encontraron dentro de la extensión del área de estudio; sus condiciones físicas y disponibilidad (colapsos, bloqueos, contaminación, etc.) y las dificultades de acceso, muchas veces desafiantes y siempre comprobables en campo. Finalmente, la red de monitoreo de niveles del agua subterránea en el sitio de estudio quedó establecida con 16 pozos, tal como se observa en la [Tabla 9](#) y en la [Figura 12](#).

Tabla 9

Localización y elevación de los pozos de monitoreo de nivel (2021-2022).

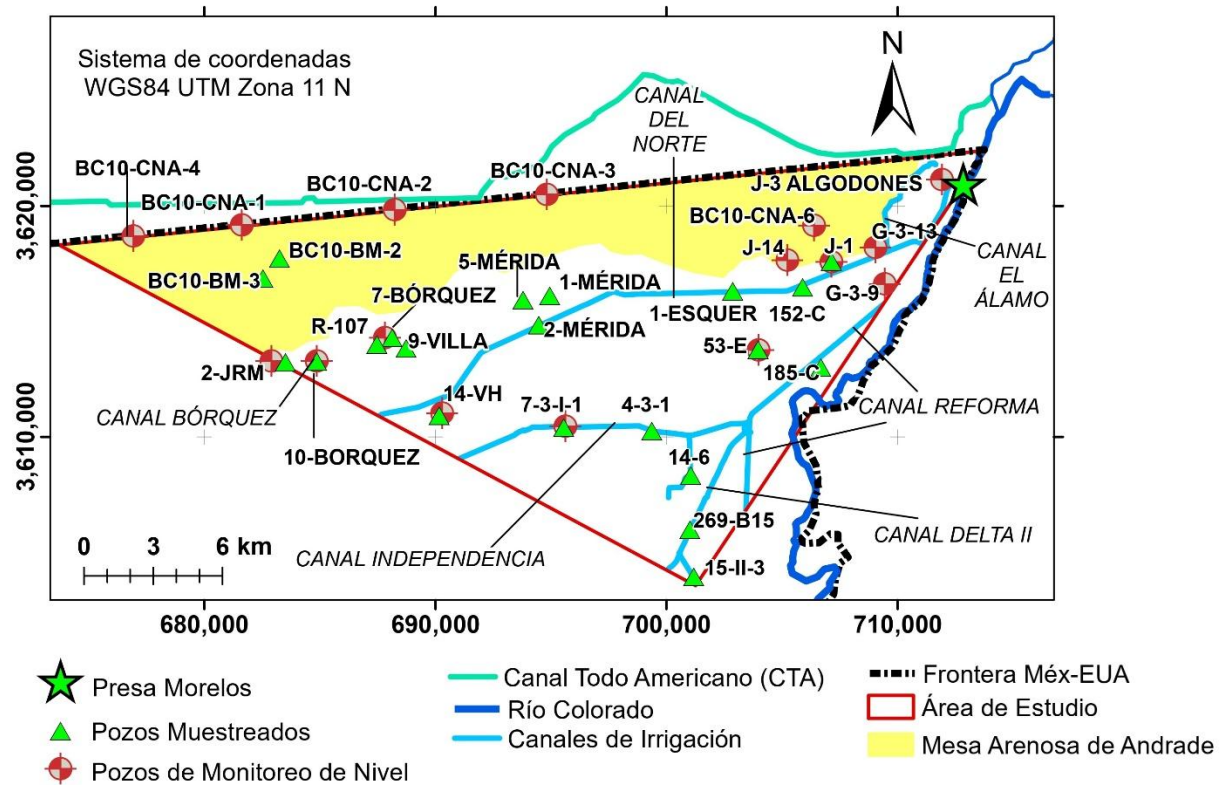
Pozo	Coordenadas WGS84 UTM Zona 11 N		Elevación del terreno (msnm)
	X (m)	Y (m)	
2-JRM	682913	3613280	22
10-BORQUEZ	684879	3613289	23
R-107	687829	3614285	25
14-VH	690301	3611036	25
7-3-I-1	695630	3610468	28
G-3-13	709037	3618200	32
53-E	703981	3613753	32
BC10-CNA-4	676945	3618685	32
J-1	707142	3617570	34
G-3-9	709451	3616619	35
J-3 ALGODONES	711921	3621126	38
BC10-CNA-1	681644	3619164	41
J-14	705232	3617651	42
BC10-CNA-2	688249	3619825	45
BC10-CNA-6	706390	3619151	46
BC10-CNA-3	694827	3620487	49

Por otro lado, debido a la presencia de numerosos pozos activos del sistema de riego agrícola, resultó conveniente utilizarlos para coleccionar las muestras de agua. De esta forma, la red para toma de muestras de agua corresponde al modelo de muestreo no probabilístico discrecional ya que no se tiene control de las ubicaciones (distribución no homogénea), ni de los periodos de

actividad (la operación del pozo depende completamente de los planes del agricultor). Sin embargo, estos pozos son usados de forma intensa y continua durante la mayor parte del año por lo que el agua colectada se considera representativa del acuífero. Luego entonces, la red para la colección de muestras de agua subterránea quedó conformada por un total de 19 pozos activos de la red de riego agrícola (Figura 12).

Figura 12

Redes para la medición de niveles freáticos (círculos en rojo y gris) y para la colección de muestras de agua subterránea (triángulos verdes). La Mesa Arenosa de Andrade se incluye sólo con fines ilustrativos.



Cabe aclarar que, debido a la rotación de los puntos de extracción por parte de los agricultores, algunos puntos de muestreo se utilizaron como sustituto de otro, como es el caso de los pozos 1-MÉRIDA, 2-MÉRIDA y 5-MÉRIDA, los cuales fueron muestreados indistintamente (dependiendo de si estaban o no en operación) como representantes de las aguas subterráneas

de una zona determinada del acuífero. Los datos de ubicación de los pozos de muestreo de aguas subterráneas y su integración grupal, o falta de ella, se presentan en la [Tabla 10](#).

Tabla 10

Datos obtenidos de la ubicación de los sitios muestreados.

Sitio	Coordenadas WGS84 UTM Zona 11 N		Elevación del terreno natural (msnm)
	X (m)	Y (m)	
1-ESQUER	702873	3616313	31
1-MÉRIDA ¹	694954	3616111	29
5-MÉRIDA ¹	693809	3615928	28
2-MÉRIDA	694474	3614840	29
2-JRM ²	683530	3613237	22
7-BÓRQUEZ ²	688142	3614303	24
10-BÓRQUEZ ²	684876	3613275	23
14-VH	690168	3610921	26
4-3-1	699371	3610257	30
7-3-I-1	695560	3610406	28
14-6	701065	3608344	29
269-B15	701025	3605991	29
15-II-3	701185	3603968	28
53-E	703975	3613774	33
152-C	705899	3616482	34
185-C	706685	3613016	35
J-1	707143	3617584	34
BC-10-BM-2 ³	683267	3617717	42
BC-10-BM-3 ³	682556	3616861	41
9-VILLA ⁴	688743	3613831	25
R-107 ⁴	687489	3613992	24

Nota: ¹Grupo MÉRIDA, ²Grupo BÓRQUEZ, ³Grupo MESA, ⁴Grupo VILLA

4.2 – Elevaciones del Nivel Freático

Debido a que las extracciones para riego se llevan a cabo a lo largo de todo el año, las mediciones mensuales de nivel freático, medidas por CONAGUA, representan al nivel dinámico del agua subterránea, sin embargo, se presumen adecuadas para reconocer cambios significativos en el estado cuasi-estacionario del acuífero. Los resultados de los dos años de monitoreo de los niveles freáticos, correspondientes a esta investigación, se observan en las [Tablas 11 \(2021\)](#) y [12 \(2022\)](#).

Tabla 11

*Elevaciones del agua subterránea en el noreste del VM medidas durante el año 2021. Nota: *Valores máximos de cada pozo. **Valores mínimos de cada pozo. NM = No Medido.*

Pozo	Elevación del nivel freático (msnm)											
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
BC10-CNA-3	18.87*	18.82	18.87*	18.34	17.42	17.32	17.27**	18.36	18.37	18.39	18.41	18.26
BC10-CNA-6	27.60	27.63*	27.62	27.54	27.54	27.51	NM	27.47	27.47	27.43	27.42	27.37**
BC10-CNA-2	17.81*	17.67	17.81*	17.31	17.32	17.23	17.19	17.15	17.15	17.10**	17.21	17.10**
J-14	19.04	19.08*	19.04	18.97	18.91	18.85	18.82	18.76	18.70	18.72	18.68	18.62**
BC10-CNA-1	20.15*	20.11	20.15*	19.98	19.98	19.98	19.88	19.84	19.78	19.72	19.71	19.70**
J-3	32.73	32.60	32.01	32.08	31.66	31.71	30.51**	32.89*	32.37	31.63	31.76	31.48
ALGODONES												
G-3-9	26.87*	26.73	26.77	26.77	26.78	26.73	26.37**	26.69	26.73	26.63	26.72	26.53
J-1	25.41	25.72	25.81	25.78	25.73	25.67	25.38	NM	25.37**	25.57	25.84*	25.80
BC10-CNA-4	22.32*	22.31	22.29	22.22	22.22	22.17	22.19	22.18	22.17	22.15	22.13	22.09**
53-E	20.68	20.92	21.00*	20.71	20.90	20.58	20.08	19.89	20.02	20.18	20.26	19.79**
G-3-13	NM	29.20	29.21*	28.80	NM	28.21**	28.98	29.06	28.95	29.00	28.96	28.95
7-3-I-1	9.52	9.25	8.98	9.67*	8.84	8.70	8.68	8.64**	8.70	8.79	8.90	8.69
14-VH	9.45*	7.98	7.74	7.38	7.55	7.05**	7.70	7.91	8.94	8.76	8.73	7.64
R-107	12.32*	11.30	10.99	10.73**	11.47	10.96	10.85	10.87	11.64	11.37	11.24	11.46
10-BORQUEZ	13.76*	13.53	13.34	13.23	13.17	13.12	12.99**	13.03	13.13	13.06	13.16	13.20
2-JRM	14.01*	13.58	13.29	13.15	13.30	13.02	12.97**	12.99	13.29	13.03	13.17	13.35

Tabla 12

Elevaciones del agua subterránea en noreste del VM medidas durante el año 2022. Nota:

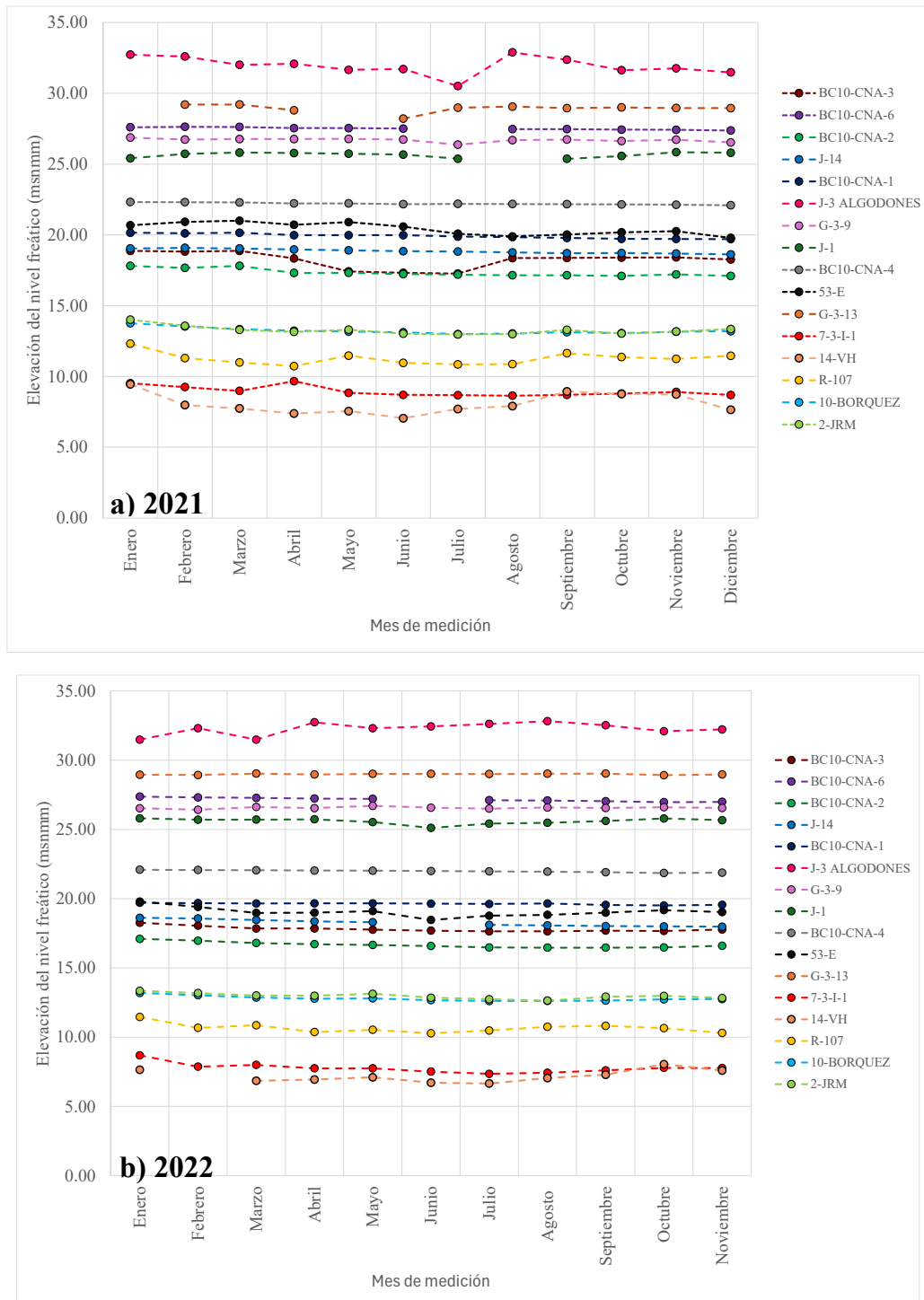
**Valores máximos de cada pozo. **Valores mínimos de cada pozo. NM = No Medido.*

Pozo	Elevación del nivel freático (msnm)										
	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre
BC10-CNA-3	18.26*	18.05	17.85	17.85	17.76	17.69	17.64**	17.64**	17.69	17.67	17.77
BC10-CNA-6	27.37*	27.31	27.28	27.23	27.21	NM	27.11	27.09	27.04	26.97**	26.99
BC10-CNA-2	17.10*	16.97	16.80	16.71	16.66	16.58	16.48	16.46**	16.46**	16.48	16.60
J-14	18.62*	18.57	18.46	18.36	18.30	NM	18.11	18.07	18.02	18.00	17.98**
BC10-CNA-1	19.70*	19.68	19.65	19.66	19.66	19.64	19.62	19.65	19.55	19.51**	19.56
J-3 ALGODONES	31.48	32.31	31.48**	32.74	32.31	32.44	32.62	32.82*	32.52	32.09	32.22
G-3-9	26.53	26.42**	26.62	26.54	26.70*	26.57	26.50	26.58	26.55	26.60	26.55
J-1	25.80*	25.70	25.71	25.73	25.53	25.11**	25.42	25.48	25.61	25.79	25.67
BC10-CNA-4	22.09*	22.07	22.05	22.03	22.02	22.00	21.97	21.95	21.91	21.85**	21.88
53-E	19.79*	19.40	18.97	18.99	19.10	18.46**	18.77	18.83	18.99	19.17	19.03
G-3-13	28.95	28.93	29.03*	28.97	29.01	29.01	29.00	29.02	29.03	28.92**	28.97
7-3-I-1	8.69*	7.87	8.00	7.75	7.75	7.51	7.35**	7.43	7.60	7.78	7.77
14-VH	7.64	NM	6.85	6.94	7.10	6.71	6.65**	7.05	7.29	8.05*	7.59
R-107	11.46*	10.67	10.86	10.37	10.53	10.28**	10.48	10.75	10.82	10.65	10.30
10-BORQUEZ	13.20*	13.03	12.86	12.78	12.80	12.67	12.61**	12.62	12.64	12.73	12.75
2-JRM	13.35*	13.18	13.01	12.99	13.13	12.85	12.74	12.64**	12.92	12.98	12.83

Las series de tiempo de los niveles freáticos que se observan en la [Figura 13a](#) (2021) y [13b](#) (2022) muestran, con algunas excepciones, un comportamiento constante. Los pozos ubicados al NE (5) conforman un grupo cuyas elevaciones varían entre 25 y 33 msnm; los que se ubican inmediatamente al oeste de los primeros y aquellos que constituyen el límite norte (6), presentan elevaciones de entre 15 y 24 msnm; el resto de los pozos (5), situados al oeste del área de estudio, son el grupo con las menores elevaciones de entre 7 y 15 msnm. Los valores máximos de elevación del nivel freático se presentaron en el pozo J-3 ALGODONES ([Tablas 11 y 12](#); [Figura 13](#)), el que se ubica cerca de la Presa Morelos ([Figura 12](#)), la entrada de agua del Río Colorado al Valle de Mexicali.

Figura 13

Elevaciones del nivel freático en el noreste del VM durante los años 2021 y 2022.



La diferencia entre los máximos observados en ambos años es de tan solo 7 cm, lo que indica constancia en el arribo de agua desde el NE. Se observa también que, en 2021, en el pozo J-3 ALGODONES hubo un incremento de 2.38 m entre los meses de julio, cuando el pozo de extracción estaba operando (son pozos gemelos, ubicados uno a aproximadamente 100 m del otro) y agosto, cuando se encontró apagado. La zona de menores elevaciones del nivel freático es la que corresponde al pozo 14-VH, ubicado en el extremo centro-oeste del área de estudio. En promedio, la elevación del nivel freático durante 2021 fue de 19.95 msnm mientras que en 2022 fue de 19.49 msnm, lo que hace una diferencia de 0.46 m.

4.3 –Isotopía Estable y Química de las Aguas

Para la determinación del origen y los procesos evolutivos de las aguas de interés en el acuífero Valle de Mexicali, se obtuvieron y analizaron tanto trazadores ambientales ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) como concentraciones de elementos mayoritarios en muestras de agua subterránea, superficial y de lluvia. Para los ajustes de los tiempos de residencia, se analizaron también los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en precipitados de BaCO_3 .

4.3.1 – Agua de Lluvia

En la [Tabla 13](#) se muestran los resultados de isótopos estables de un total de 18 muestras de lluvia obtenidas en el pluviómetro del Instituto de Ingeniería, durante el periodo agosto/2017 a enero/2022, con excepción del 2018, cuyas muestras se perdieron por mal manejo del servicio de paquetería. Dada la frecuente insuficiencia en volumen, varias muestras representan la lluvia acumulada de periodos estacionales, como en el caso de la muestra M-36, la que se compone de lluvia acumulada en la primavera de 2019. Se cuenta entonces con datos de ocho lluvias de invierno, dos de primavera, seis de verano y dos de otoño, las que grafican a lo largo de la línea meteórica local $\delta^2\text{H} = 7.64\delta^{18}\text{O} + 2.31\text{‰}$ ([Figura 14](#)) con $R^2 = 0.9146$, con una pendiente similar

a la de la LMM y con un exceso de deuterio menor (2.31 en lugar de 10‰). Cinco lluvias de verano grafican cerca de la composición de agua oceánica (0, 0‰), dos de ellas prácticamente en ese valor; la excepción es la muestra M-45, la que resulta ser la lluvia isotópicamente más empobrecida de todo el periodo. El resto de las lluvias quedan enmarcadas entre -4 y -8‰, en $\delta^{18}\text{O}$, y entre -30 y -60‰, en $\delta^2\text{H}$.

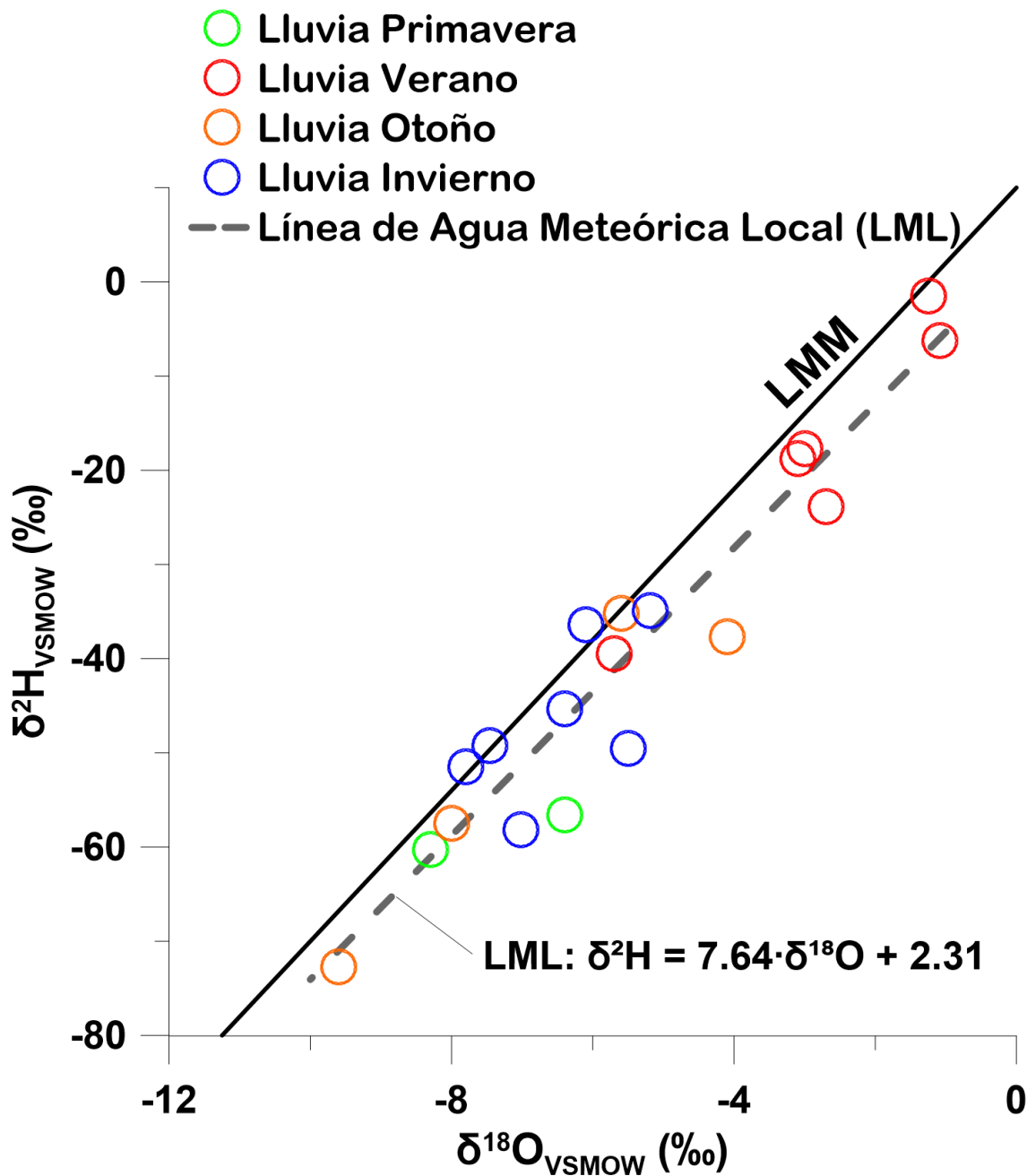
Tabla 13

Datos de isótopos estables del agua de lluvia de Mexicali durante el periodo 2017-2022.

ID	Fecha (dd/mm/aaaa)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Autor
Mexicali-01	4/8/2017	-18.80	-3.10	Ramírez del Castillo (2018)
Mexicali-02	8/9/2017	-17.70	-3.00	
Mexicali-03	9/9/2017	-39.50	-5.70	
M-36	--/05/2019	-56.60	-6.40	Llamas-Dios (2019)
M-45	25/09/2019	-72.70	-9.60	Este trabajo
M-47	19/11/2019	-57.50	-8.00	
M-48	20-27/11/2019	-35.20	-5.60	
M-54	1/12/2019	-37.70	-4.10	
M-53	20-30/12/2019	-45.30	-6.40	
M-60	09/03/2020	-49.50	-5.50	
M-61	10/03/2020	-36.40	-6.10	
M-62	12/03/2020	-51.50	-7.80	
M-63	3-7/04/2020	-60.30	-8.30	
M-76	19,20,21/01/2021	-49.23	-7.46	
M-77	23,25/01/2021; 12/02/2021	-34.95	-5.19	
M-80	10/08/2021	-6.22	-1.09	
M-82	31/08/2021	-1.49	-1.24	
M-83	--/12/2021	-58.18	-7.02	
M-84	13/08/2022	-23.9	-2.70	

Figura 14

Composición isotópica de la precipitación (2017-2022) en el sitio de estudio. Notas: Línea de Agua Meteorica Mundial (LMM) de Craig (1961). Línea Meteorica Local (LML) es la regresión lineal de los datos disponibles, con $R^2=0.91$.



4.3.2 – Aguas Subterráneas y Superficiales

En las [Tablas 14 y 15](#) se observan los valores de isótopos estables de las aguas superficiales y subterráneas, respectivamente, obtenidos para esta porción del VM durante el periodo 2019-2022, así como las fechas de colección de las muestras. La mayoría de ellas corresponde al periodo primavera-verano, cuando la disponibilidad de pozos en operación es alta, debido a la intensa actividad agrícola observada en esa temporada.

Las irregularidades en el número de tomas por pozo se deben a que, como ya se ha mencionado, su operación depende de los planes del agricultor, lo que en algunos casos se compensó tomando muestras en pozos ubicados en la vecindad, tal como se indica en la [Tabla 14](#). Los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ varían desde -112.54 hasta -99.80‰ y desde -15.10 hasta -12.40‰ , respectivamente. Por su parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos de las muestras de agua subterránea seleccionadas para datación varían de -10.11 hasta -15.50‰ .

La huella isotópica de las aguas del RC que arriban a la región a través de la Presa Morelos (CR-PM) se ubica entre 94.7 y 99.03‰ , en $\delta^2\text{H}$, y 11.50 y 12.28‰ , en $\delta^{18}\text{O}$. Las aguas del Canal Reforma exhiben una composición isotópica similar a la del RC mientras que las del Canal Bórquez son mucho más empobrecidas ([Tabla 15](#)).

En el gráfico de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de la [Figura 15](#) se observa la distribución isotópica ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las aguas colectadas a lo largo del sistema hídrico del área de estudio, incluyendo todas las tomas y periodos de muestreo.

Tabla 14*Isótopos estables en las aguas subterráneas estudiadas, 2019-2021. NM = No Medido*

Pozo		Fecha (mm/dd/aa)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Autor
Grupo MÉRIDA	1- MÉRIDA	12/17/19	-102.70	-12.90	NM	Este trabajo
		05/20/21	-103.43	-13.02	-10.30	
	5- MÉRIDA	05/31/19	-102.60	-13.00	-10.11	Llamas-Dios (2019)
	2-MÉRIDA	06/12/20	-106.90	-13.90	NM	Este trabajo
		05/29/19	-109.50	-14.40	NM	Llamas-Dios (2019)
Grupo BÓRQUEZ	2-JRM	11/13/19	-111.00	-14.40	NM	Este trabajo
		06/12/20	-110.30	-14.30	-10.48	
	7-BÓRQUEZ	06/18/21	-111.81	-14.76	NM	
	10- BÓRQUEZ	06/12/20	-110.90	-14.50	NM	
		05/20/21	-111.16	-14.64	NM	
		07/18/21	-112.54	-15.10	-11.90	
Grupo VILLA	R-107	05/29/19	-110.20	-14.50	NM	Llamas-Dios (2019)
		11/13/19	-111.00	-14.40	NM	
	9-VILLA	06/11/20	-109.32	-14.18	NM	Este trabajo
	BC-10-BM-2	06/12/20	-107.00	-13.70	-12.50	
Grupo MESA	BC-10-BM-3	05/29/19	-105.70	-13.80	NM	Llamas-Dios (2019)
		11/13/19	-106.10	-13.60	NM	
	269-B15	06/15/21	-109.48	-14.38	NM	Este trabajo
		05/29/19	-104.40	-13.50	NM	Llamas-Dios (2019)
15-II-3		09/17/19	-105.70	-13.40	NM	Este trabajo
		06/11/20	-104.30	-13.50	-13.79	
		05/13/22	-103.80	-13.60	NM	
14-VH		05/29/19	-109.20	-14.30	NM	Llamas-Dios (2019)
		06/11/20	-108.30	-14.20	-9.97	
		05/20/21	-110.32	-14.57	NM	
4-3-1	06/11/20	-96.51	-11.81	NM		
7-3-I-1	06/11/20	-104.98	-13.60	NM		
14-6	05/18/21	-108.07	-14.33	NM	Este trabajo	
1-ESQUER		12/17/19	-106.50	-13.20	NM	Este trabajo
		06/11/20	-103.60	-13.40	NM	
53-E	06/15/21	-105.57	-13.66	-15.10		
152-C		05/30/19	-99.80	-12.40	NM	Llamas-Dios (2019)
		05/18/21	-100.22	-12.60	-14.20	
185-C	05/13/22	-105.80	-13.70	-15.50	Este trabajo	
J-1		05/30/19	-107.70	-14.00	NM	Llamas-Dios (2019)
		12/17/19	-107.40	-14.00	-11.73	

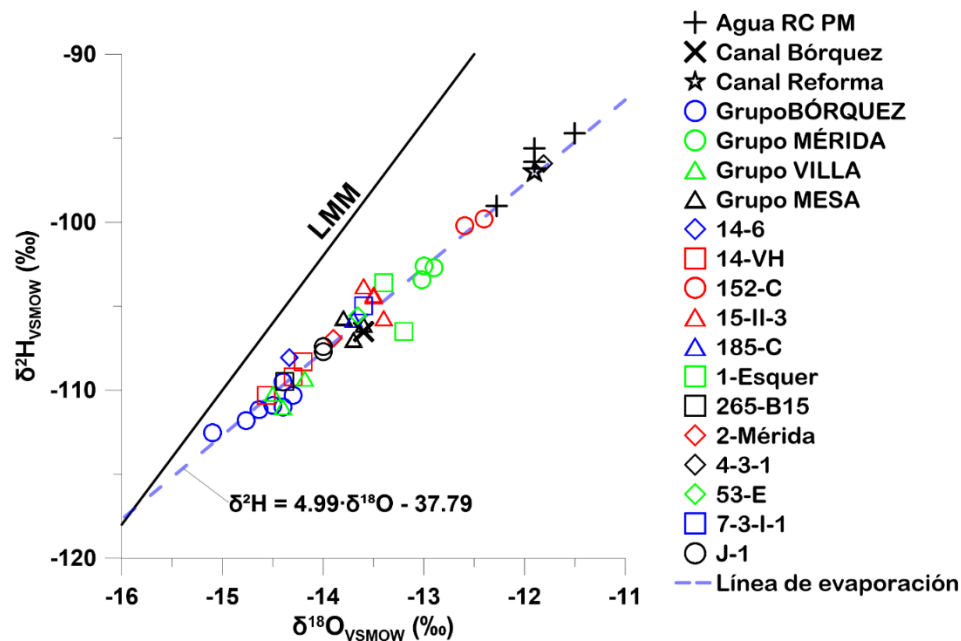
Tabla 15

Isótopos estables de las aguas superficiales en la porción NE del Valle de Mexicali durante el periodo 2019-2021.

ID	Fecha (mm/dd/aaaa)	$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Autor
Canal Bórquez	05/29/2019	-106.50	-13.60	Llamas-Dios (2019)
Canal Reforma	05/9/2019	-97.00	-11.90	
	05/30/19	-96.40	-11.90	
Presa Morelos	12/17/2019	-94.70	-11.50	Este trabajo
	06/11/2020	-95.60	-11.90	
	05/19/2021	-99.03	-12.28	

Figura 15

Gráfico de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas superficiales y subterráneas en el sector Noreste del VM. Incluye la LMM, la regresión lineal de los valores en las aguas subterráneas (línea azul discontinua) y su ecuación, con $R^2=0.92$.



Como se observa, independientemente de la estación del año, la composición isotópica general grafica por debajo de la LMM (Craig, 1961), mientras que las aguas subterráneas siguen la tendencia marcada por la ecuación $\delta^2\text{H} = 4.99\delta^{18}\text{O} - 37.79\text{‰}$, con $R^2 = 0.92$. También se aprecia que las aguas superficiales caen dentro de la misma regresión lineal.

En la [Tabla 16](#) se presenta la información fisicoquímica de las aguas subterráneas del área de estudio durante el periodo 2019-2021, mientras que en la [Figura 16](#) se observa el graficado de los datos en un diagrama de Piper. En general, se trata de aguas con el carácter sulfatado-clorado-sódico-cálcico típico de las aguas evaporadas, tal como el agua superficial que arriba a la región a través de la PM, con los grupos ESQUER y MESA ubicados en la zona de mayor proporción sódico-clorada ([Figura 16](#)). Las salinidades, indicadas mediante la CE ([Tabla 16](#)) se distribuyen desde los 1,050 hasta los 2,820 $\mu\text{S}/\text{cm}$, equivalentes a 661.06 y 2173.86 mg/L de SDT, respectivamente. El pH de estas aguas se mantiene entre 7.3 y 8 y la mayoría presenta una temperatura superior a la del promedio ambiental de 24.5°C. Los ocasionales datos de concentración de NO_3^- indican algunas zonas con hasta 12 mg/L, como el pozo 14-6, y con 8 mg/L, como los pozos 14-VH y 185-C. Los valores de SiO_2 para las aguas subterráneas fueron superiores a la del agua del RC en la PM (>5.25 mg/L) y variaron desde los 10.19 hasta los 19.41 mg/L.

Tabla 16

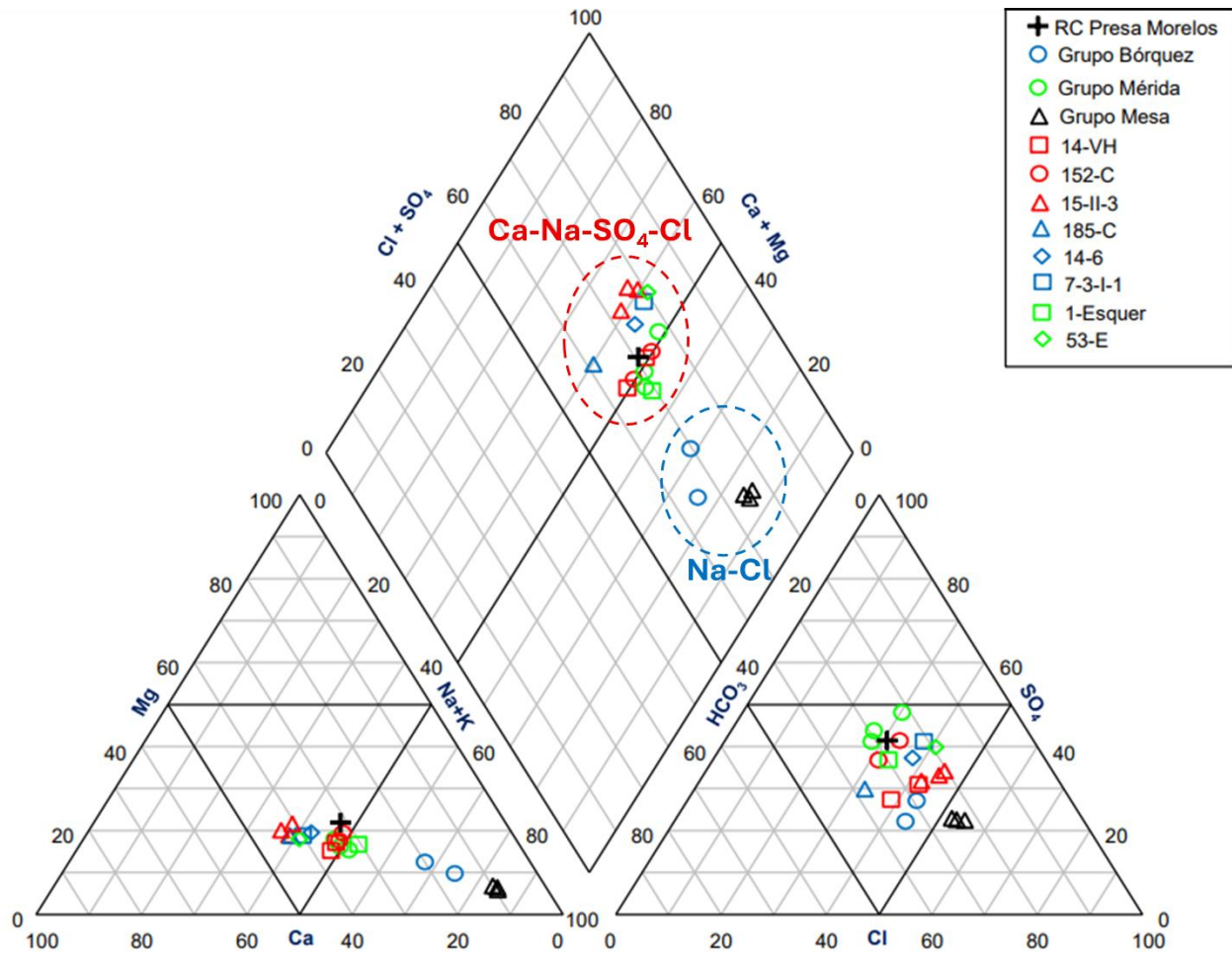
Compilado de datos fisicoquímicos del agua subterránea del VM y agua del RC en la Presa Morelos (2019-2021).

NM = No Medido

ID Sitio	Fecha	pH	T	CE	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻		NO ₃ ⁻	SDT	SiO ₂
											mm/dd/aa	°C			
Grupo BÓRQUEZ	05/20/21	7.9	28.7	1093	151.62	4.46	43.60	13.18	148.52	128.78	166.90	4	661.06	19.41	
	05/13/22	7.8	33.5	1180	175.70	3.63	36.53	10.28	194.27	137.36	250.34	4	812.11	16.01	
Grupo MÉRIDA	12/17/19	7.7	NM	1190	131.59	5.37	86.33	21.12	116.76	258.17	208.62	NM	827.96	NM	
	05/20/21	7.6	27.2	1128	122.12	5.29	83.57	22.79	124.23	270.15	146.03	4	778.18	11.44	
5- MÉRIDA	05/31/19	7.5	NM	1120	144.38	5.84	87.71	21.18	129.90	266.01	240.60	NM	895.62	NM	
Grupo MESA	06/12/20	7.7	31.3	1460	212.68	3.42	26.81	6.74	212.60	125.67	166.90	NM	754.82	NM	
	05/29/19	7.8	33.1	1450	228.21	3.86	27.06	6.25	230.91	130.45	157.60	NM	784.34	NM	
3	12/18/19	8.0	NM	1260	220.36	3.51	25.57	6.04	222.60	128.92	166.90	NM	773.90	NM	
14-6	05/18/21	7.5	28.0	1454	154.71	4.96	131.04	35.50	225.78	308.00	250.34	12	1122.33	11.37	
14-VH	05/29/19	7.7	29.1	1120	119.78	5.08	85.13	18.52	156.25	155.70	232.30	NM	772.76	NM	
	05/20/21	7.8	27.8	1055	116.98	4.52	79.62	20.56	155.58	159.22	166.90	8	711.38	14.44	
152-C	05/30/19	7.4	24.8	2030	251.34	6.12	163.42	45.11	255.56	409.11	431.40	NM	1562.06	NM	
	05/18/21	7.3	24.4	1800	235.57	6.71	148.23	47.21	244.99	422.59	312.93	4	1422.23	11.21	
15-II-3	05/29/19	7.4	25.9	2610	228.22	6.69	252.77	61.08	457.69	459.23	375.52	NM	1841.20	NM	
	12/17/19	7.4	NM	2820	249.49	6.61	251.08	59.26	446.24	457.64	333.79	NM	1804.11	NM	
1-ESQUER	05/13/22	7.4	26.0	2490	224.00	6.11	222.70	61.96	445.94	452.73	458.96	4	1876.40	10.62	
	12/17/19	7.7	NM	1130	261.39	5.32	143.02	40.28	249.19	382.33	375.52	NM	1457.05	NM	
185-C	05/13/22	7.5	23.2	1460	131.10	4.74	131.90	30.32	192.64	240.03	375.52	8	1114.25	10.19	
53-E	06/15/21	7.7	NM	2191	305.21	7.43	287.64	66.01	481.39	648.66	375.52	2	2173.86	11.52	
7-3-I-1	06/11/20	7.3	26.6	1050	202.18	6.81	183.36	45.28	298.71	450.30	271.21	NM	1457.85	NM	
Presa Morelos	05/19/21	8.0	27.3	1230	135.42	5.37	86.68	32.12	135.78	259.81	208.62	4	867.80	5.25	

Figura 16

Diagrama de Piper de las aguas subterráneas y de las aguas superficiales estudiadas.



4.4 – Estadística Descriptiva

En la [Tabla 17](#) se presentan los estadísticos de tendencia central media, mediana y moda de los datos contenidos en las [Tablas 14](#) y [16](#), así como los de la PM, los que se utilizarán en las pruebas estadísticas y en el ACP. Así mismo, se obtuvieron los estadísticos de variabilidad (desviación estándar, varianza y coeficiente de variación) para observar la dispersión en los datos con respecto a la tendencia central.

Tabla 17

Estadística descriptiva de los parámetros fisicoquímicos e isotópicos de las aguas subterráneas de la porción NE del Valle de Mexicali.

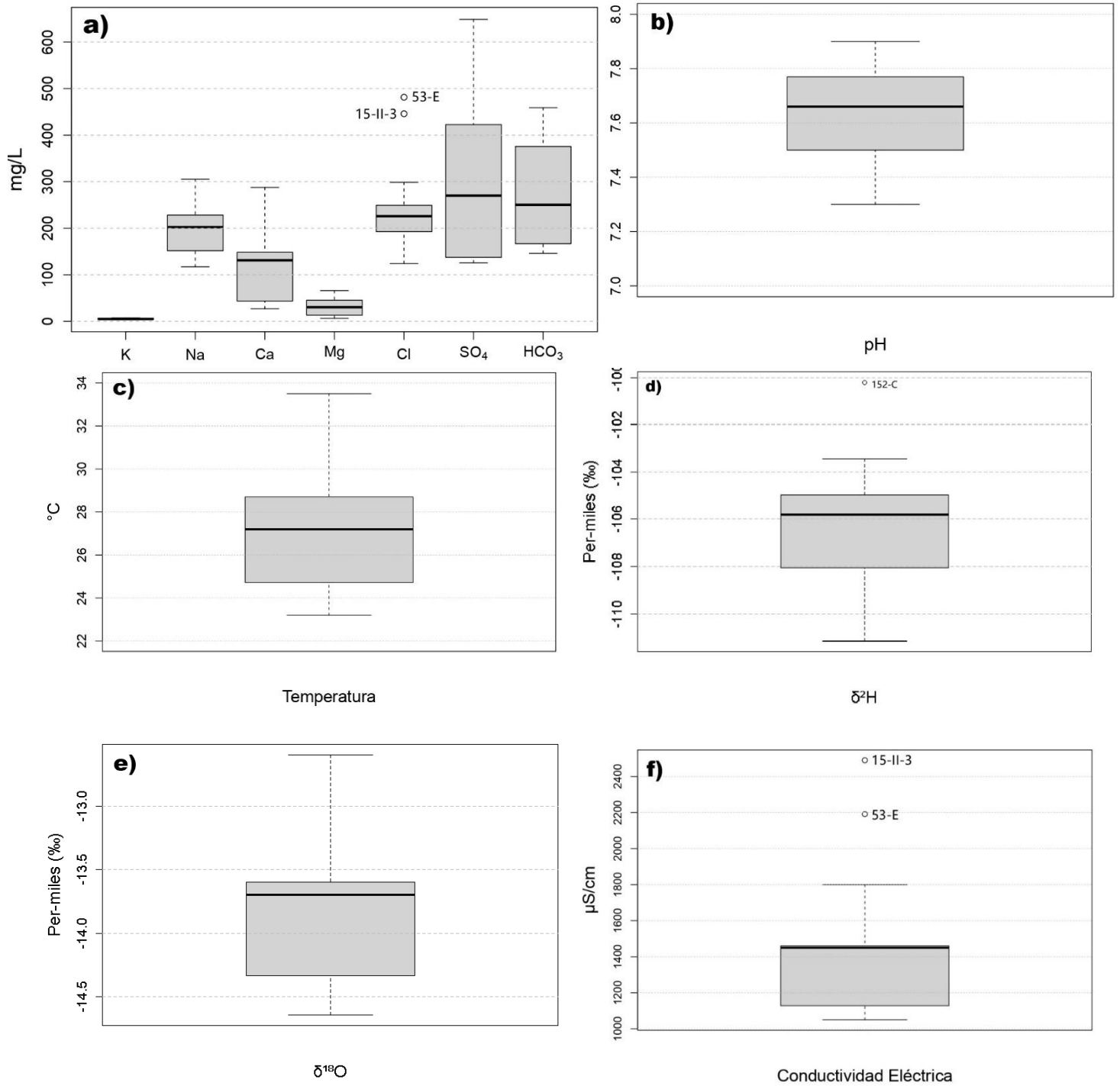
	pH	T	CE	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻	δ ² H	δ ¹⁸ O
Unidades	-	°C	μS/cm	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	‰	‰
Media	7.60	28.20	1439.00	5.40	193.40	124.90	32.00	249.50	299.60	261.50	-106.50	-13.80
Mediana	7.60	27.90	1215.00	5.40	207.50	109.40	26.60	224.20	268.10	250.40	-106.10	-13.70
Moda	7.70	Sin moda	1120.00	Sin moda	Sin moda	Sin moda	Sin moda	Sin moda	Sin moda	250.30	-105.70	-13.60
Desviación estándar	0.25	2.71	525.91	1.21	56.17	81.40	20.19	117.32	152.81	88.04	3.26	0.65
Varianza	0.06	7.34	276581.33	1.46	3155.07	6625.96	407.64	13763.98	23350.90	7751.04	10.63	0.42
Coefficiente de variación (%)	3.29	9.61	36.55	22.41	29.04	65.17	63.09	47.02	51.00	33.67	3.06	4.71

Se observa que los valores de las medias y medianas son semejantes en las variables pH, ion potasio y las composiciones isotópicas, y en menor medida en los sulfatos y carbonatos (Tabla 17). Las demás variables tuvieron resultados no coincidentes entre esos dos estadísticos. La dispersión de dichas variables, del 29.04% al 65.17%, muestra un sesgo hacia los valores por debajo de la mediana, como se observa en los diagramas de cajas y bigotes de la Figura 17.

Por otro lado, los datos atípicos, hacia valores altos, fueron identificados (Figura 17) para las variables de conductividad eléctrica y el contenido de cloro, en las muestras de los pozos 53-E y 15-II-3, y para el δ²H en el pozo 152-C. Esto sugiere que hay tres sitios que evidencian condiciones diferentes a las del resto de las aguas analizadas, lo que exige un doble esfuerzo de ACP. El primero, que incluye a los datos atípicos y permite determinar los procesos dominantes en las aguas subterráneas del sitio de estudio; el segundo, sin los datos atípicos, para identificar las afectaciones.

Figura 17

Diagramas de cajas y bigotes de los datos fisicoquímicos e isotópicos de las aguas subterráneas en la porción NE del VM (2019-2022). (a) Iones mayoritarios; (b) pH; (c) Temperatura; (d) $\delta^2\text{H}$; (e) $\delta^{18}\text{O}$; (f) Conductividad eléctrica.



4.5– Isotopía Radiactiva (^{14}C y ^3H)

Se tomaron un total de 14 muestras para analizar el contenido de ^{14}C (en 12 sitios) y de ^3H (en 11 sitios) de las aguas subterráneas y del Río Colorado en la Presa Morelos, con el propósito de estimar las “edades” del agua con el carbono y clasificarlas de acuerdo con la escala de tritio propuesta por Clark y Fritz (1997) para aguas continentales (Tabla 7).

Los contenidos de ^{14}C , y ^3H de las aguas subterráneas en el sitio de estudio, así como las edades basadas en ^{14}C se presentan en la Tabla 18. Las edades no corregidas, varían entre 225 y 4,860 años antes del presente.

Tabla 18

^{14}C en porcentaje de Carbono Moderno (pMC), las edades no corregidas basadas en ^{14}C y el contenido de ^3H en unidades de tritio (TU) en las aguas subterráneas de la porción NE del VM. En todos los casos se incluye la precisión (\pm). LD = límite de detección, <0.5 TU. NM = No medido.

Sitio		^{14}C (pMC)	Años antes del presente (AP)	^3H (TU)
Grupo	2-JRM	65.53 \pm 0.19	3390 \pm 20	NM
Bórquez	10-Borquez	54.62 \pm 0.19	4860 \pm 25	LD
Grupo Mesa	BC10-BM-2	64.51 \pm 0.21	3520 \pm 30	LD
Grupo Mérida	1-Mérida	79.38 \pm 0.24	1855 \pm 25	5.94 \pm 0.25
	5-Mérida	81.62 \pm 0.23	1630 \pm 20	NM
	14-VH	72.09 \pm 0.20	2630 \pm 20	NM
	152-C	91.55 \pm 0.26	710 \pm 25	4.11 \pm 0.29
	J-1	85.29 \pm 0.24	1280 \pm 20	2.60 \pm 0.20
	53-E	97.21 \pm 0.28	225 \pm 25	2.53 \pm 0.21
	185-C	94.13 \pm 0.25	480 \pm 20	1.20 \pm 0.17
	14-6	NM	NM	1.25 \pm 0.15
	15-II-3	93.81 \pm 0.29	510 \pm 25	2.30 \pm 0.20
Presa Morelos		NM	NM	4.45 \pm 0.25

En una visión preliminar, las muestras de los sitios 10-Bórquez y BC10-BM-2, ubicados al oeste del área de estudio ([Figura 12](#)), aparentemente representan al agua más antigua, pues exhiben las mayores edades no corregidas de carbono, además de que su contenido de ^3H es menor a las 0.5 TU, por lo que se encuentran en el límite de detección.

Capítulo 5 – Discusión

5.1 – Dirección de flujo y abatimiento del agua subterránea

Para observar la dinámica en las elevaciones del nivel freático (ENF), se construyeron mapas de líneas equipotenciales (isopiezas) para los meses de Abril (primavera y alta demanda de agua) y Octubre (otoño y mes en el que se realizaba históricamente el paro total de pozos) durante el periodo 2019-2022: el conjunto de datos históricos y medidos.

La [Figura 18](#) muestra las ENF durante el mes de Abril y en ella se observan dos direcciones de flujo subterráneo, indicadas por las flechas: noroeste-sureste y noreste-suroeste. Tanto en la zona noroeste como noreste del área de estudio se observa que las elevaciones se mantienen constantes a lo largo de este periodo de 4 años, lo que indica que existe un flujo recurrente de agua subterránea, o bien, existen zonas de recarga permanentes. Sin embargo, a partir de las ENF, se infieren isopiezas (líneas punteadas) que señalan la disminución de los niveles del agua subterránea en el tiempo (año con año) y espacialmente (disminuyendo en dirección este-oeste). Las mismas direcciones de flujo subterráneo se aprecian en la [Figura 19](#), en la que se presentan las ENF durante el mes de Octubre de cada uno de los cuatro años. Durante este periodo se observa un comportamiento de las ENF similar al ocurrido durante Abril: al noroeste y al noreste los niveles se mantienen constantes y, al alejarse de las potenciales zonas de recarga, se aprecia la reducción en las elevaciones de un año a otro.

Figura 18

Elevación del nivel freático durante el mes de Abril del periodo 2019-2022.

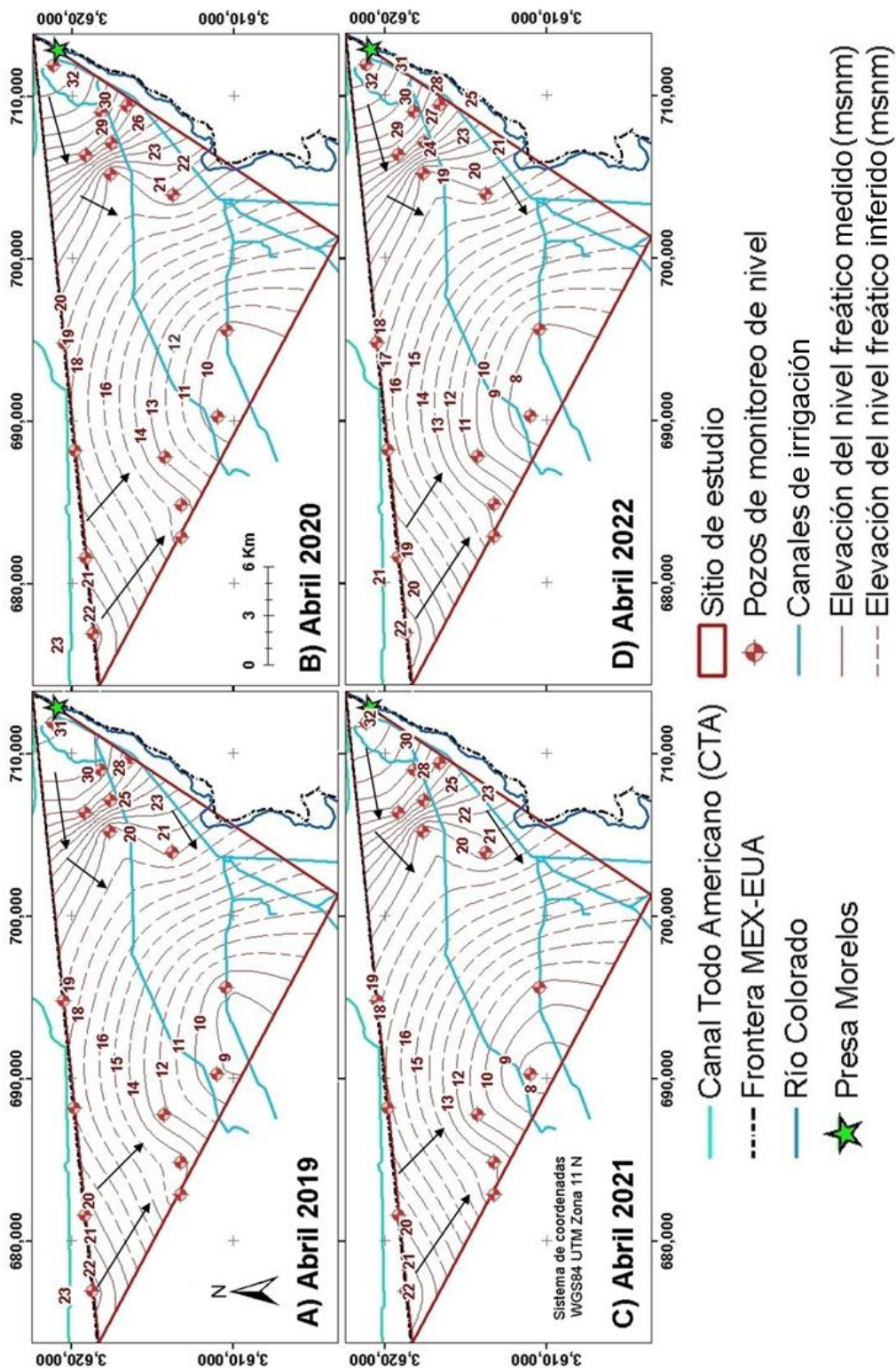
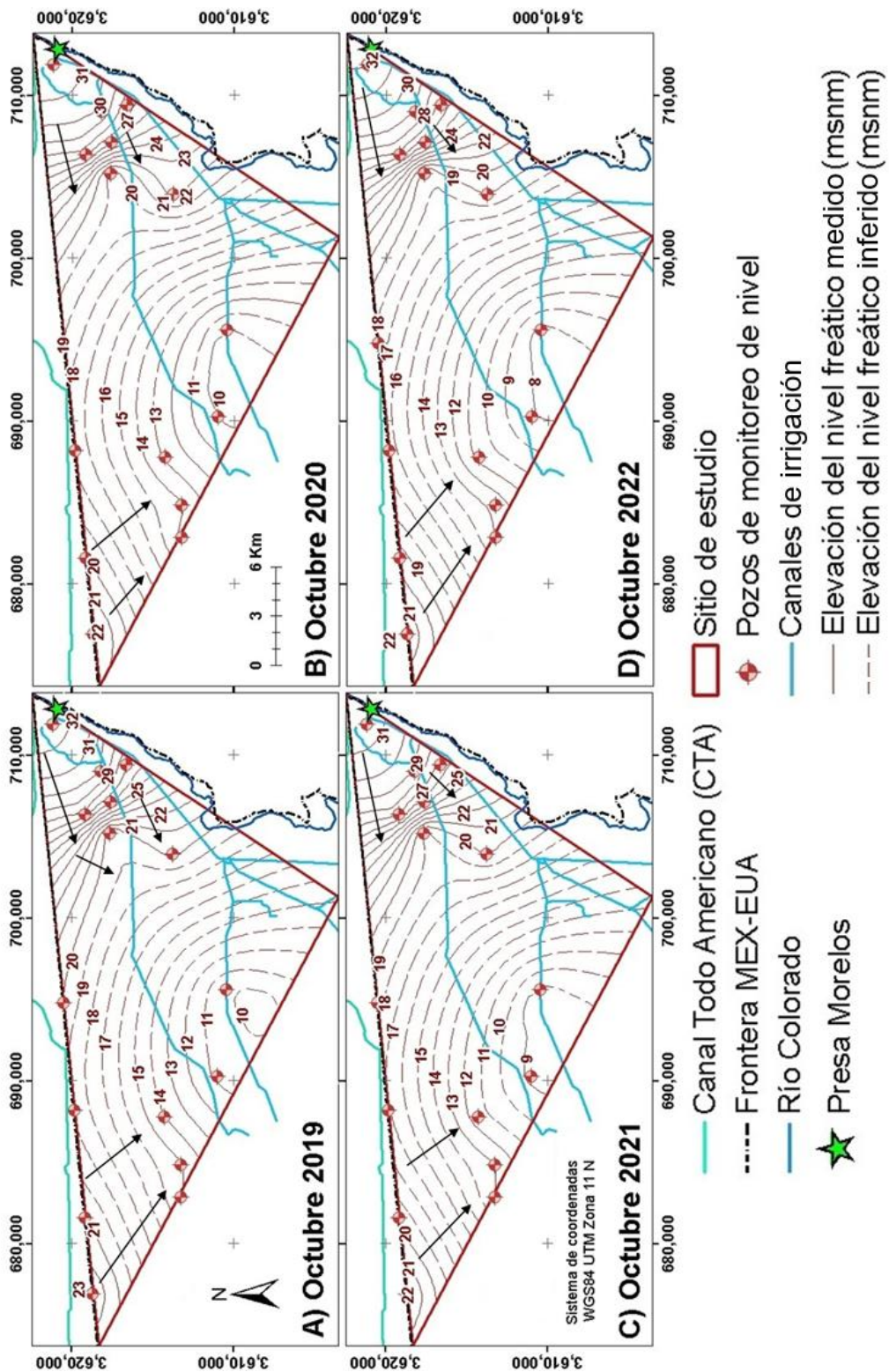


Figura 19

Elevación del nivel freático durante el mes de Octubre del periodo 2019-2022.



Para entender mejor la dinámica del acuífero en lo que respecta a los cambios en la ENF durante ese periodo de 4 años, se construyeron mapas de abatimiento para ambos meses en cada año.

En la [Figura 20](#) se presenta el abatimiento ocurrido durante Abril. El mayor decaimiento medido se observó durante el periodo 2020-2021 en el extremo oeste del área de estudio con un máximo medido de 2.05 m, el cual se infiere que resultó de una mayor extracción de agua por la alta demanda para el riego en esa temporada. De 2019 a 2020 se presentó una ligera recuperación, de entre 20 y 70 cm en la zona este y noreste, cerca del cauce del río y de la PM. De 2021 a 2022 también se observó una ligera recuperación en la parte este, de menos de 20 cm. Se asume que estas recuperaciones se dieron por la contribución de agua por parte de la zona no revestida del Canal Reforma en la cercanía de la presa. A de las recuperaciones, en la totalidad del periodo (2019-2022) los niveles se muestran en declive, sobre todo en la parte oeste, donde los niveles se redujeron casi 4 m durante ese tiempo (1m/año aproximadamente).

Por otro lado, durante los meses de Octubre ([Figura 21](#)) también se aprecian las recuperaciones en la parte este y noreste, alcanzando hasta 2 m durante el periodo 2019-2020, y alrededor de 50 cm durante el periodo 2021-2022. Se asume entonces que, como en este periodo la demanda de agua disminuye, la recarga por parte del Canal Reforma significó más. El mapa general ([Figura 21D](#)) muestra que, a pesar de que la tendencia de las ENF es decrecer, existe una recuperación de 0.97 m en el punto más al noreste, sugiriendo una entrada relevante de agua como flujo lateral proveniente del noreste. De igual manera, durante este periodo, existe un abatimiento significativo en el resto del área de estudio que oscila entre 1 y 2 m que se espera que vaya en aumento.

Figura 20

Abatimiento de los niveles de las aguas subterráneas durante el mes de Abril del periodo 2019-2022.

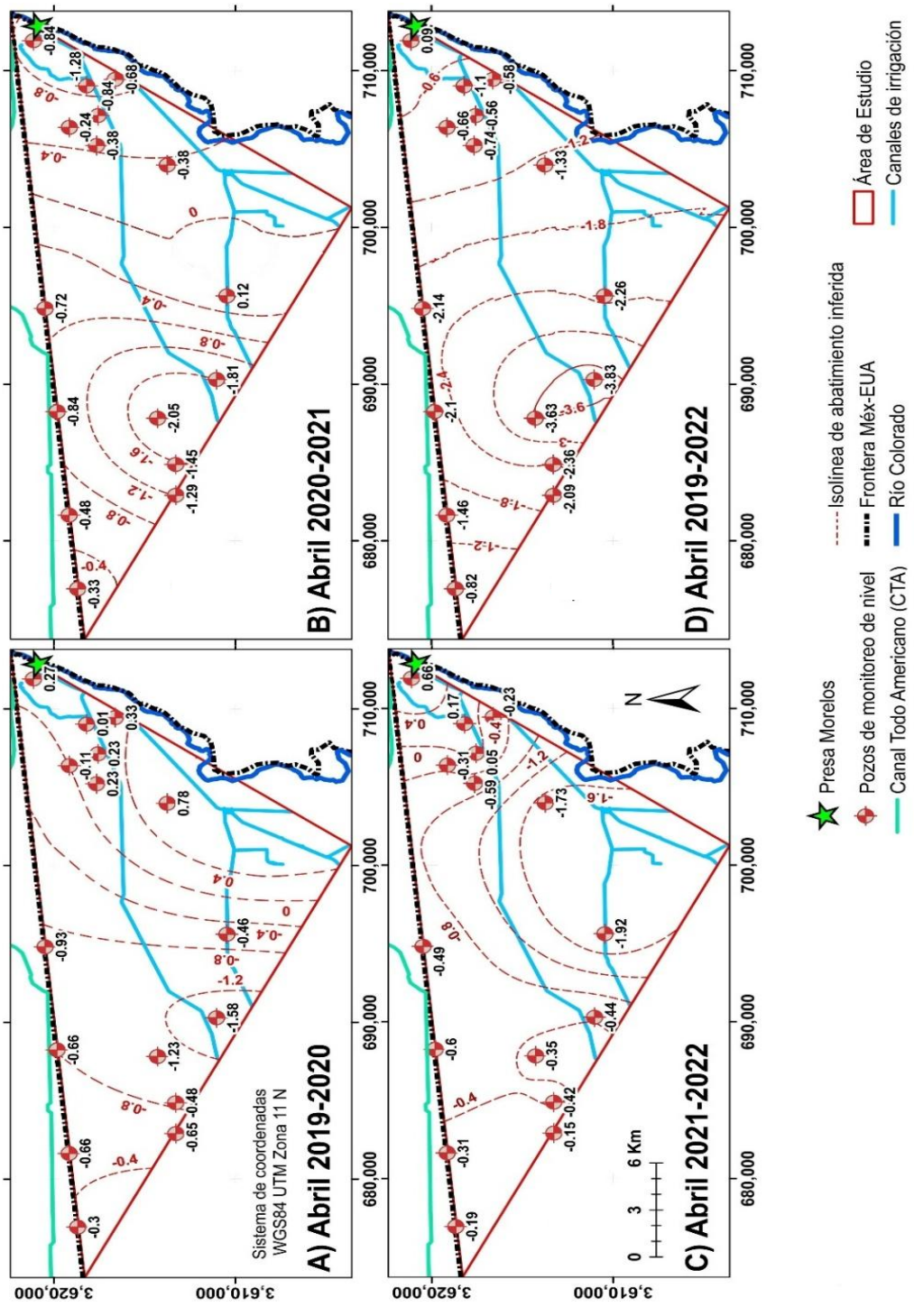
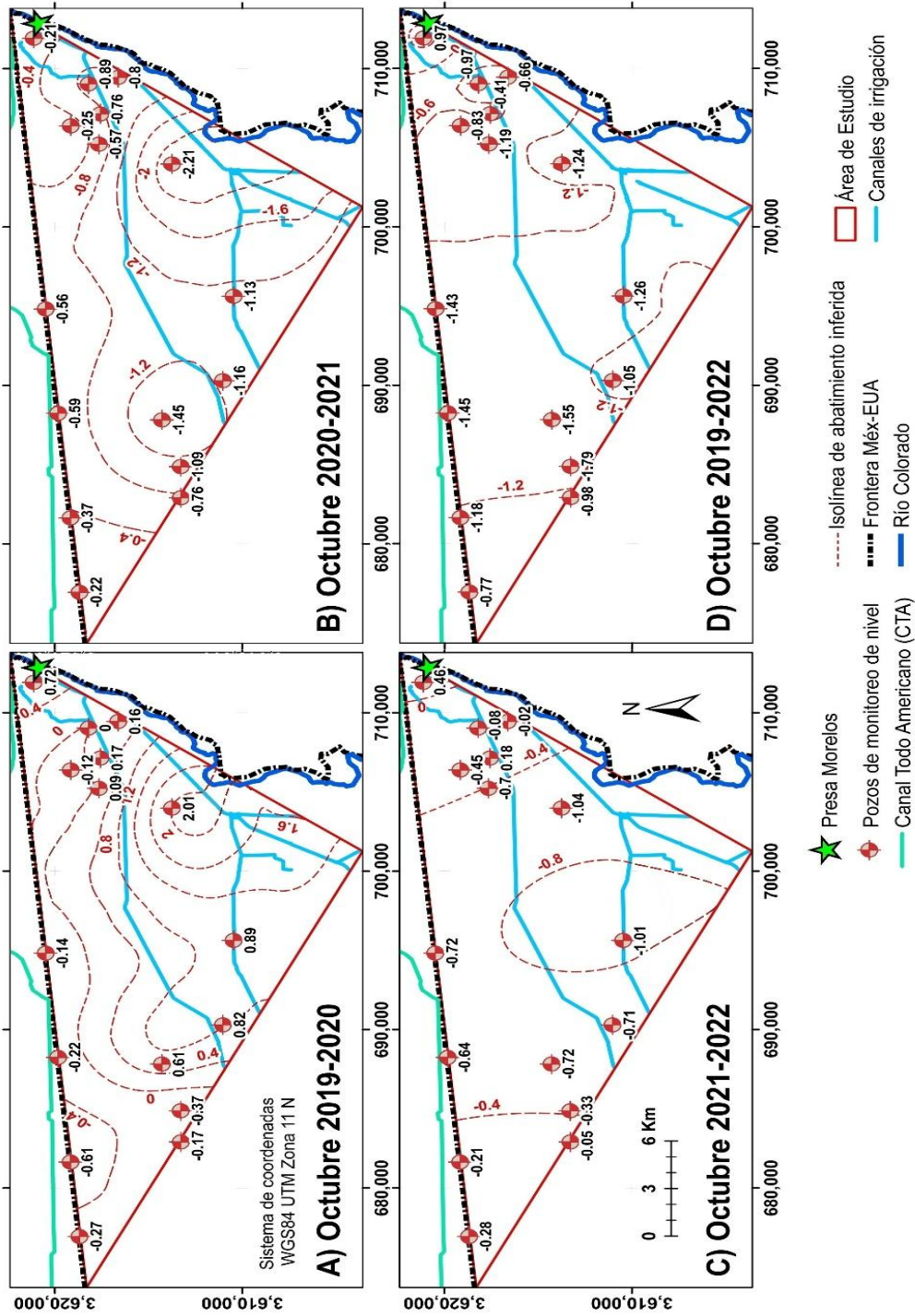


Figura 21

Abatimiento de los niveles de las aguas subterráneas durante el mes de Octubre del periodo 2019-2022.



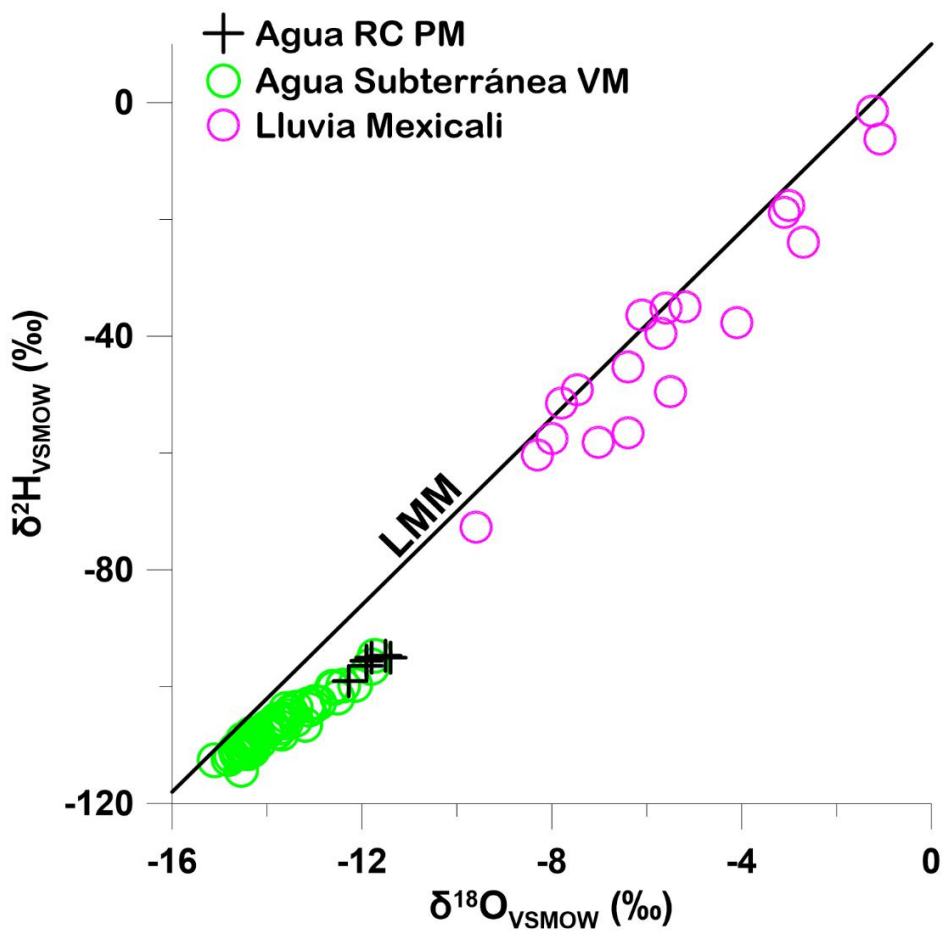
- ★ Presa Morelos
- ◆ Pozos de monitoreo de nivel
- Canal Todo Americano (CTA)
- - - - Isolinia de abatimiento inferida
- - - - Frontera Méx-EUA
- Río Colorado
- Área de Estudio
- Canales de irrigación

5.2 – Fuentes de agua subterránea

En la [Figura 22](#) se presentan las composiciones de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las aguas naturales de la región obtenidas en este trabajo ([Tablas 13, 14 y 15](#)). En ella se aprecia que ambas, tanto las aguas superficiales como las subterráneas de esta sección del VM, están marcadamente empobrecidas con respecto a las aguas de lluvia. Si la lluvia local estuviera relacionada con el origen de estas aguas, sus valores isotópicos coincidirían a lo largo de la línea mundial de agua meteórica ([Clark y Fritz, 1997](#); [Jasechko et al., 2014](#); [Wassenaar et al., 2009](#)).

Figura 22

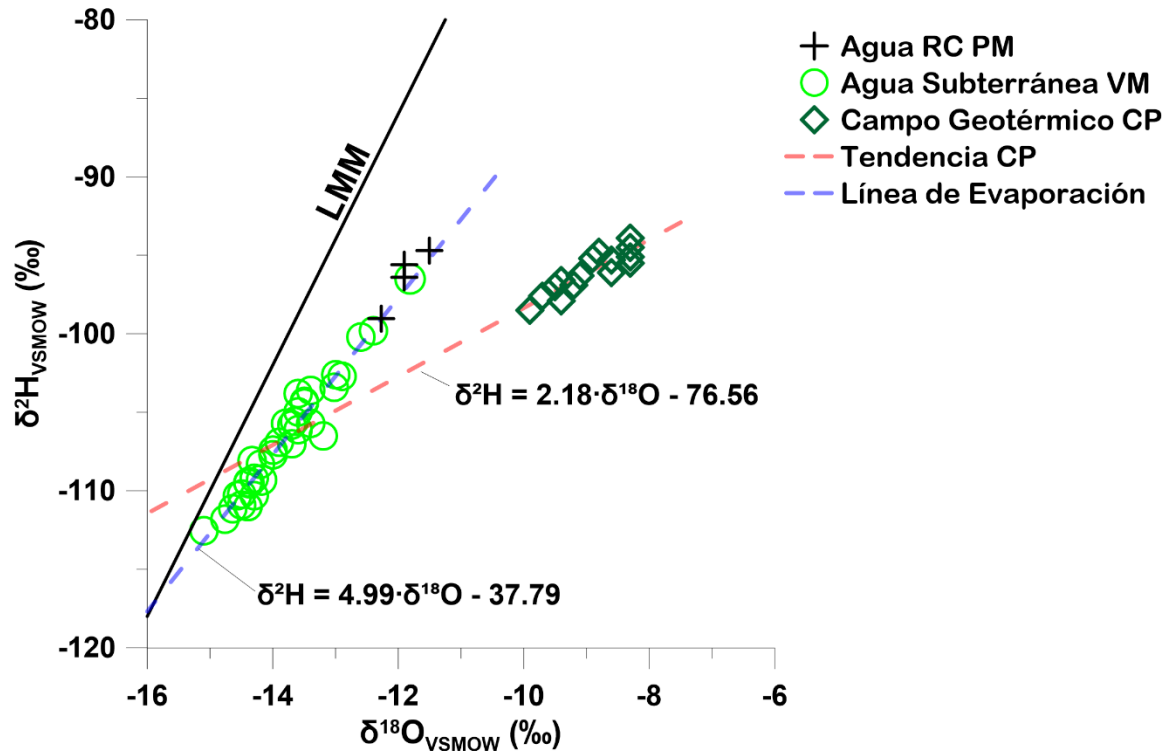
Gráfico de $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas naturales o ambientales en el área de estudio. Solo incluye los valores generados para este trabajo.



La composición isotópica de las aguas superficiales que llegan a la región a través de la Presa Morelos, al constituir el escurrimiento en tiempo real, sugiere que la precipitación que les dio origen proviene de una región más fría y/o elevada. En el caso de las aguas subterráneas, también cabe la posibilidad de que la recarga ocurriera en tiempos más fríos y húmedos (Balagizi et al., 2022; Carreira et al., 2022; Jasechko et al., 2014). Ambos casos parecen contrastar con las condiciones áridas del VM, evidenciadas por el desvío de los valores isotópicos de la precipitación por debajo de la LMM, por lo que se entiende que las aguas subterráneas de esta zona no derivan de la precipitación local del pasado reciente (últimos 50 años, aproximadamente). Adicionalmente, las aguas superficiales se observan más enriquecidas isotópicamente que las aguas subterráneas, lo que indica que han sido expuestas a un mayor fraccionamiento isotópico, sin duda provocado por la tasa de evaporación, potencialmente de 2.316 m anuales (SMN, 2022), relacionada con las altas temperaturas dominantes en la región. Otras aguas naturales presentes en el VM y que se ha documentado que afectan al contenido isotópico en algunas zonas del acuífero son las geotérmicas (Carreón-Diazconti et al., 1995). En la Figura 23 se observa que las aguas provenientes del campo geotérmico de Cerro Prieto (Truesdell et al., 1981) presentan el enriquecimiento isotópico típico de estos sistemas, con el consabido desplazamiento en $\delta^{18}\text{O}$ causado por la interacción agua-roca a altas temperaturas (Kuo et al., 2022; Panichi y Gonfiantini, 1977). La regresión lineal de los valores graficados resulta en la ecuación $\delta^2\text{H} = 2.18 \cdot \delta^{18}\text{O} - 76.56$, distinta de la línea de evaporación de las aguas subterráneas. La prolongación de la línea geotérmica hacia la LMM cruza la zona de aguas subterráneas y marca una potencial relación, posiblemente un origen similar, pero ningún efecto sobre ellas. Es decir, es seguro desestimar la influencia de un componente geotérmico en esta parte del acuífero.

Figura 23

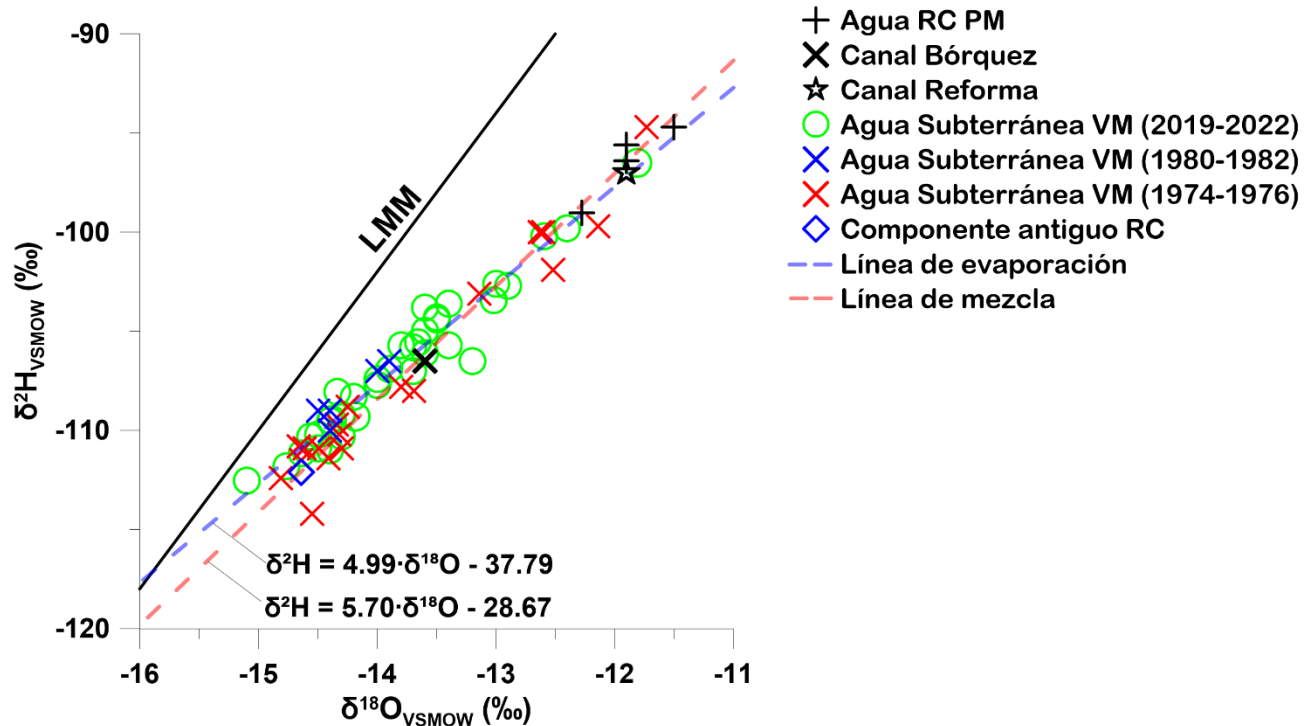
Gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CP) en relación con las aguas subterráneas del sitio de estudio. Datos de CP tomados de Truesdell et al. (1981).



En la Figura 24 se observa un acercamiento a la relación $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ de las aguas subterráneas, incluyendo los valores obtenidos previamente por otros autores (Makdisi et al., 1982; Payne et al., 1979) y en este grupo de trabajo (Llamas-Dios, 2019), la composición isotópica de dos canales de riego (Bórquez y Reforma), del componente moderno del RC-PM y del componente antiguo del RC determinado por Payne (Payne et al., 1979). Este componente antiguo, isotópicamente más empobrecido, fue definido a partir de 13 muestras de agua que obtuvo en la zona del Valle Imperial y cuyo contenido de tritio indicó recarga anterior a 1950 (Payne et al., 1979).

Figura 24

Gráfico δ^2H vs $\delta^{18}O$ de las aguas subterráneas del sitio de estudio en comparación con las aguas subterráneas de la misma zona 50 años atrás. Datos tomados de Makdisi et al. (1982); Payne et al. (1979).



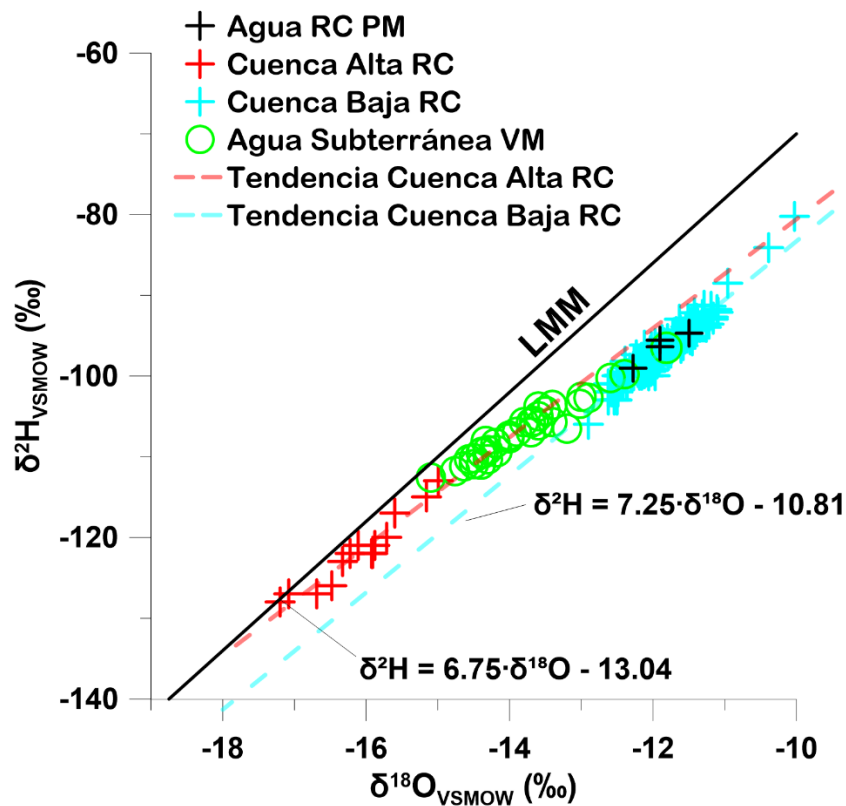
En la gráfica (Figura 24) se observa que los contenidos isotópicos de las aguas subterráneas que actualmente componen esta porción del AVM, y de aquellas del pasado reciente, grafican a lo largo de la línea de mezcla que se forma entre las aguas superficiales del RC-PM (reciente) y el componente antiguo. Incidentalmente, dicha línea de mezcla es muy parecida a la línea de evaporación obtenida. De esta grafica se infiere que: (1) previo a formar parte de la recarga del acuífero, el componente más empobrecido (sea joven o antiguo) no estuvo sujeto a la magnitud de los procesos evaporativos dominantes en la región en épocas recientes; (2) las aguas subterráneas del VM en la zona de estudio parecen resultar de la mezcla entre aguas del RC recargadas antes de 1950 y aguas más recientes del RC; y, (3) las fuentes de la recarga no

parecen haber cambiado en los últimos 50 años, es decir, el RC es la fuente que ha sustentado al acuífero desde tiempos pasados.

Para corroborar la continuidad de las fuentes de recarga, en la [Figura 25](#) se muestra la relación entre la composición isotópica de las aguas del acuífero VM y las del RC en el pasado reciente a lo largo de su cuenca, partiendo del origen en la cuenca alta (CARC) hasta su arribo al VM, en la cuenca baja (CBRC), cuyas firmas isotópicas se encuentran disponibles en el [Anexo 1](#).

Figura 25

Gráfico δ^2H vs $\delta^{18}O$ para el agua subterránea del VM y los valores históricos del agua del RC en las cuencas alta y baja. . Datos de la cuenca alta durante los años 2010, 2020 y 2021, tomados de (USGS, 2022); datos de la cuenca baja durante los años 1980 y 1997-2018, tomados de (USGS, 2022).

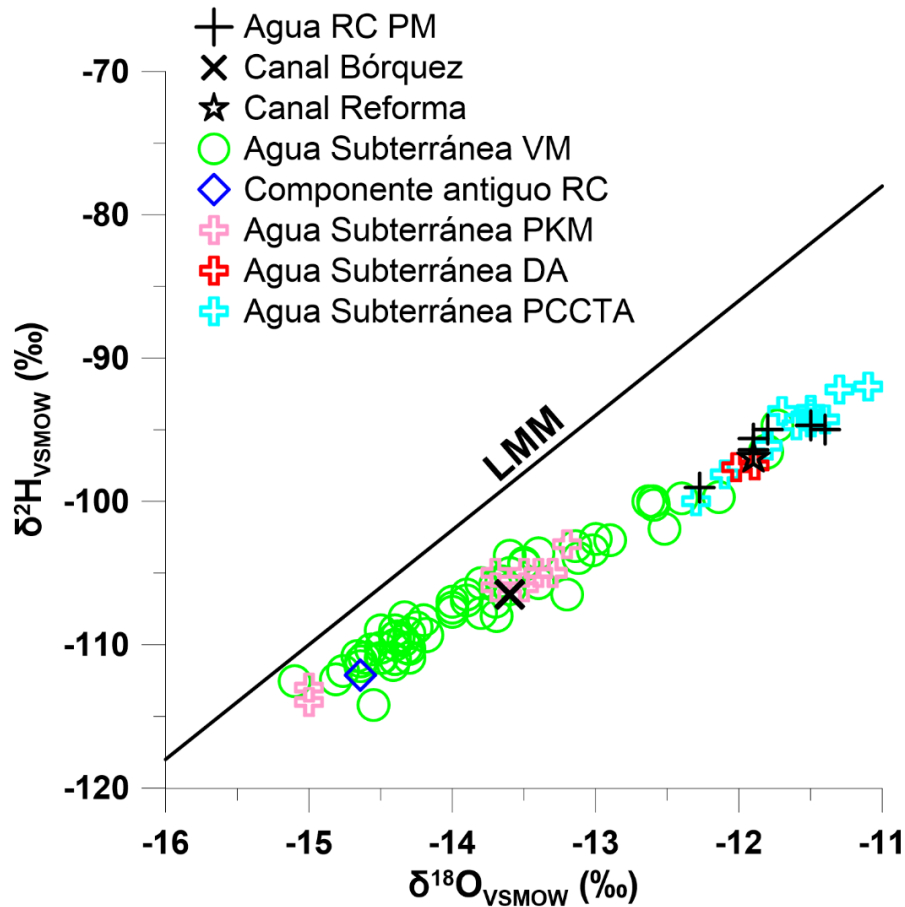


De acuerdo con la [Figura 25](#), en general, las aguas provenientes de la CARC durante los años 2010, 2020 y 2021 ([USGS, 2022](#)), son las isotópicamente más empobrecidas ya que proceden de zonas altas y frías, mientras que las de la CBRC durante el periodo 1980-2018 ([USGS, 2022](#)) reflejan un proceso evaporativo magnificado por la presencia de las estructuras hidráulicas (presa) a lo largo del recorrido. El periodo de datos en la CBRC sugiere que el enriquecimiento isotópico en las presas se ha mantenido constante en los últimos 40 años y, por lo tanto, la distinción entre las aguas en ambas cuencas también se ha preservado. Luego entonces, el salto o diferencia que se observa entre las tendencias de las líneas de evolución de las aguas superficiales de cada sector de la cuenca ([Figura 25](#)) confirma la influencia de las estructuras de control sobre la evaporación en la CBRC. Aún más, la ubicación de las aguas subterráneas del sitio de estudio, justo entre ambos conjuntos de datos, y del componente antiguo del RC, muy cerca del límite con la CARC, corroboran que una proporción importante de estas aguas no fueron significativamente evaporadas antes de convertirse en recarga, o que fueron recargadas en tiempos más fríos y húmedos ([Balagizi et al., 2022](#); [Carreira et al., 2022](#); [Jasechko et al., 2014](#)). Este modelo implica que algunas aguas de esta porción del acuífero llegaron a la zona de estudio sin pasar por el intenso e isotópicamente enriquecedor proceso evaporativo distintivo de la región, preferentemente por flujo subterráneo en tiempos más fríos y húmedos, y conforman el extremo isotópicamente empobrecido conocido como componente antiguo.

Con el fin de determinar la relación entre esta porción del AVM y las aguas subterráneas circundantes (flujo subterráneo), en la [Figura 26](#) se graficaron los valores isotópicos del acuífero Valle Imperial, al norte del área de estudio, específicamente de la zona de la mesa de Pilot Knob (PKM), y de los pozos cercanos al CTA (PCCTA) durante el periodo 2009-2011 ([Coes et al., 2015](#)), así como de la zona de dunas al norte de Algodones (DA) en el periodo 2019-2022 ([USGS, 2022](#)), con sus ubicaciones y datos disponibles en el [Anexo 2](#).

Figura 26

Gráfico $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas subterráneas del sitio de estudio y una parte del Valle Imperial. PKM = Pilot Knob Mesa (2007-2011), DA = Dunas de Algodones (2019-2020), PCCTA = Pozos Cercanos al Canal Todo Americano (2009-2010). Datos tomados del Valle Imperial tomados de: Coes et al. (2015); USGS (2022)

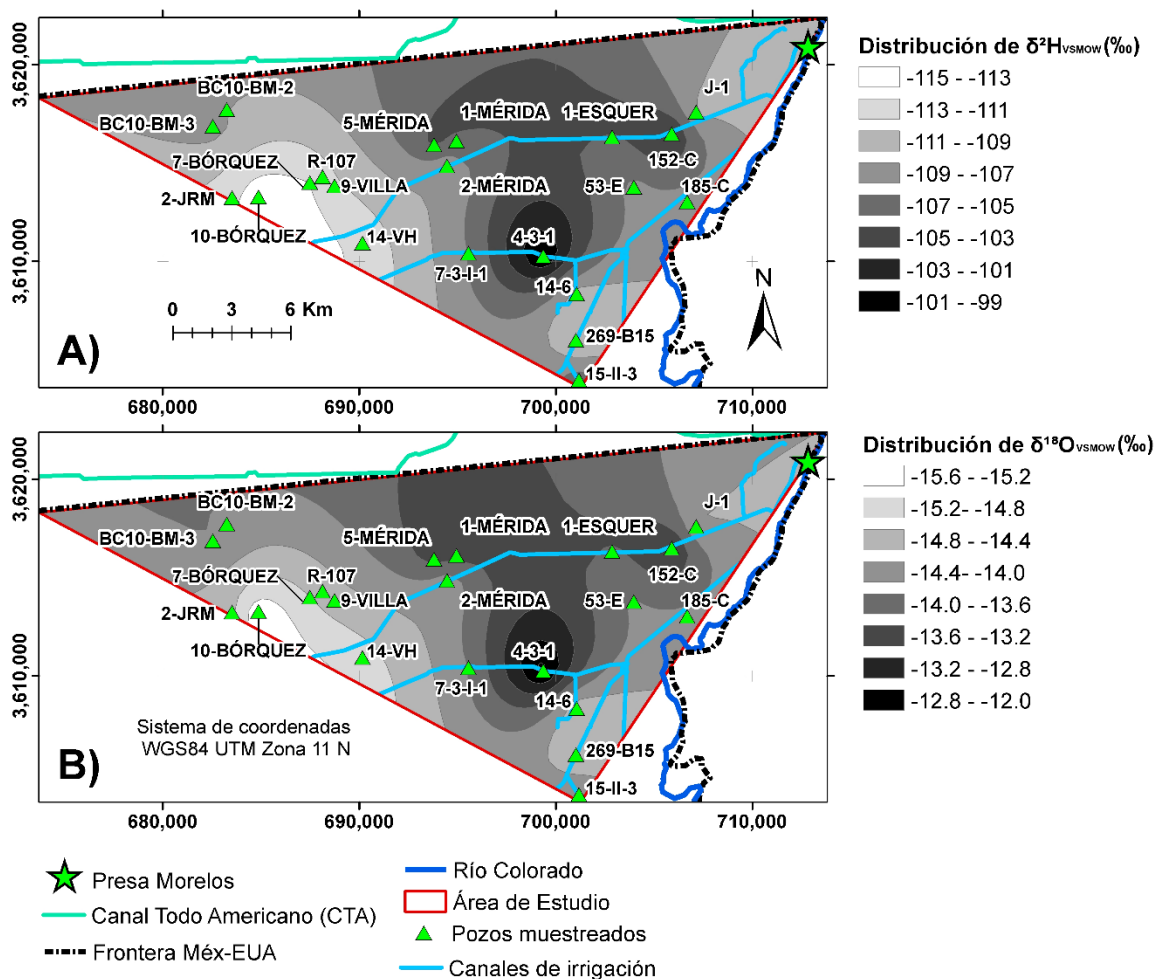


De esta grafica (Figura 26) se rescata que las firmas isotópicas de las aguas subterráneas de la zona de Pilot Knob traslapan con las obtenidas en el sitio de estudio y corresponden bien con la línea de mezcla entre los componentes “antiguo” y “más reciente” del RC, sugiriendo que si existe una relación hidráulica subterránea o flujo subterráneo NNE-SSO, así como fuentes de agua en común. También queda claro que antes de 2009, cuando se completó el revestimiento del canal, la recarga en la vecindad del CTA provenía del RC, al igual que la recarga reciente en la DA.

Por otro lado, la distribución espacial de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las aguas subterráneas (Tabla 14) correspondientes a los primeros 150 m de acuífero en el sitio de estudio, profundidad que cubre la red de monitoreo, se presenta en la Figura 27.

Figura 27

Distribución del contenido en isótopos estables de las aguas subterráneas en el sitio de estudio. Distribución del contenido de (A) ^2H y (B) ^{18}O , usando los datos de la Tabla 14.



Los gradientes de concentración esbozados con ambas configuraciones, $\delta^2\text{H}$ (Figura 27A) y $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 27B), coinciden estrechamente y apuntan a que las aguas isotópicamente más empobrecidas se ubican al oeste del área de estudio (Grupo Borquez: 10-Borquez y 2-JRM),

alejadas de las redes de distribución de las aguas superficiales, mientras que las más enriquecidas se encuentran en el centro y el este, en las cercanías de los canales derivadores (e.g., 4-3-1 y 1-ESQUER; [Figura 12](#)) y del cauce del RC (185-C). Luego entonces, de esta configuración isotópica ([Figura 27](#)) se infiere, hasta donde los datos lo permiten, que las aguas que actualmente se extraen del acuífero en esta sección del VM son en algún grado controladas por la configuración de ambos, el sistema de distribución de aguas superficiales y la red de pozos de extracción. Dado que algunos pozos se localizan en las inmediaciones de canales de conducción de aguas de la PM, es razonable suponer que la extracción directa puede inducir procesos de mezcla, y no únicamente la combinación de fuentes dentro del acuífero.

Asumiendo que las aguas subterráneas en el sitio de estudio se originaron de una mezcla de dos componentes, como se infiere de la línea de evolución de estas aguas ([Figuras 24 y 25](#)), puede usarse la ecuación de mezcla simple para obtener el porcentaje de contribución relativo de cada componente ([Clark y Fritz, 1997](#)) Las fracciones obtenidas con la [Ecuación 6](#), aplicando los valores isotópicos de los componentes “reciente” y “antiguo” del RC como los miembros extremos, se presentan en la [Tabla 19](#) y se observan configuradas en la [Figura 28](#).

Ambas configuraciones ([Figura 28A y 28B](#)) concuerdan en que las zonas con una mayor fracción de agua reciente del RC se ubican al este (e.g., 152-C con 70% del componente reciente) y en la zona central del área de estudio (4-3-1 con 100% de componente reciente). Como ya se ha discutido, esos sitios con alta proporción de agua reciente se encuentran en la cercanía del Canal del Norte y del Canal Independencia, respectivamente, lo que parece indicar la ocurrencia de recarga puntual debida a extracción directa de agua de canal.

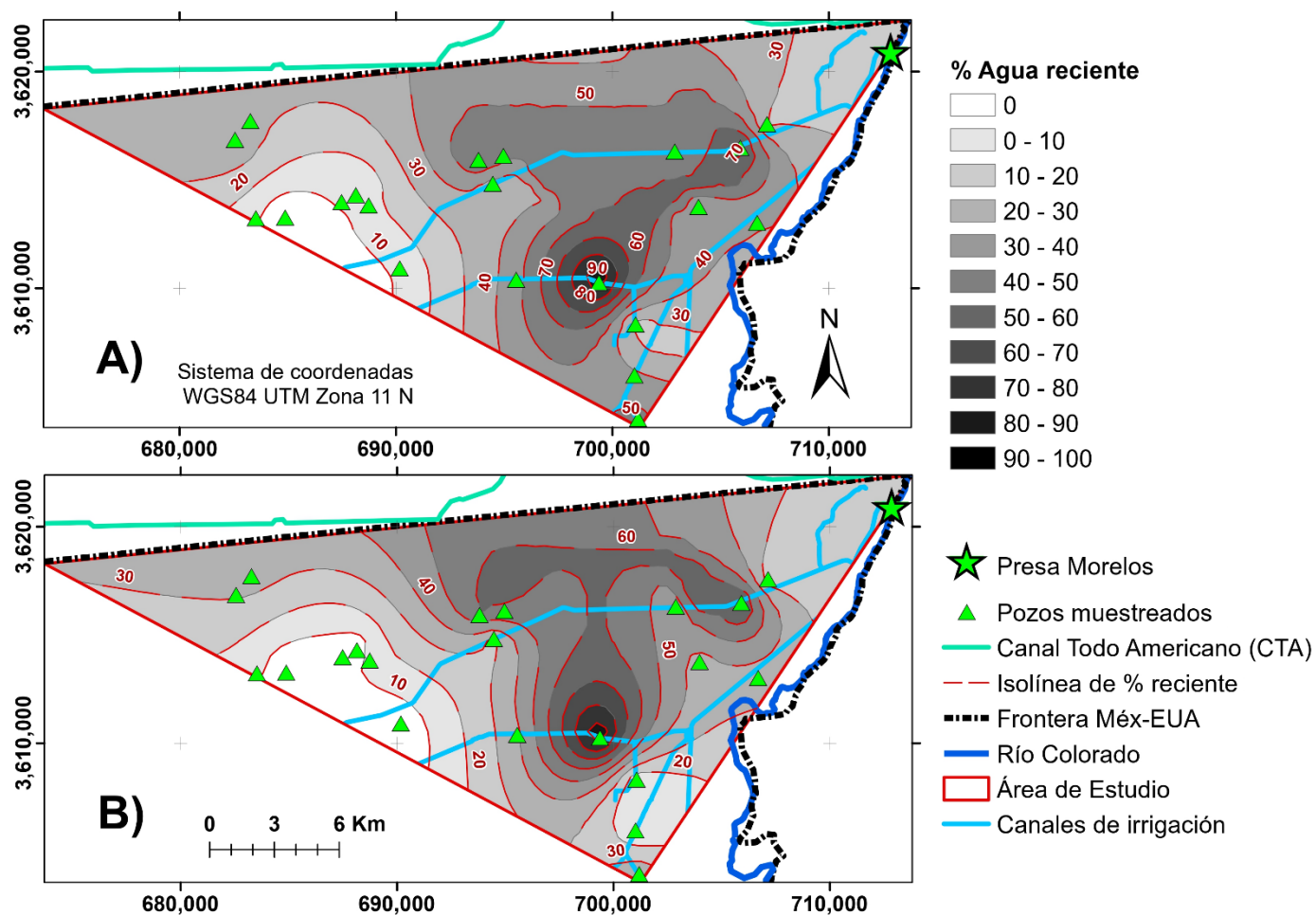
Tabla 19

Tabla de fracciones de origen reciente calculadas en las aguas subterráneas y miembros extremos considerados en la mezcla binaria. N/A= No aplica. *Los valores isotópicos del componente reciente son un promedio de los datos de la Tabla 15. Los valores isotópicos del componente antiguo fueron definidos por Payne et al. (1979).

	Pozo	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	Fracción reciente (%)	
		(‰)	(‰)	($\delta^2\text{H}$)	($\delta^{18}\text{O}$)
Grupo MÉRIDA	1- MÉRIDA	-103.43	-13.02	55.3	59.0
	5- MÉRIDA	-102.6	-13	60.6	59.7
	2-MÉRIDA	-106.9	-13.9	33.2	27.0
Grupo BÓRQUEZ	2-JRM	-110.3	-14.3	11.5	12.4
	7-BÓRQUEZ	-111.81	-14.76	1.9	0.0
	10-BÓRQUEZ	-112.54	-15.1	0.0	0.0
Grupo VILLA	R-107	-111	-14.4	7.0	8.7
	9-VILLA	-109.32	-14.18	17.7	16.8
Grupo MESA	BC-10-BM-2	-107	-13.7	32.6	34.2
	BC-10-BM-3	-106.1	-13.6	38.3	37.9
	269-B15	-109.48	-14.38	16.7	9.5
	15-II-3	-103.8	-13.6	53.0	37.9
	14-VH	-110.32	-14.57	11.4	2.6
	4-3-1	-96.51	-11.81	99.5	100.0
	7-3-I-1	-104.98	-13.6	45.4	37.9
	14-6	-108.07	-14.33	25.7	11.3
	1-ESQUER	-103.6	-13.4	54.3	45.2
	53-E	-105.57	-13.66	41.7	35.7
	152-C	-100.22	-12.6	75.8	74.3
	185-C	-105.8	-13.7	40.2	34.2
	J-1	-107.4	-14	30.0	23.3
Miembros extremos	Río Colorado Presa Morelos (componente reciente)	-96.4*	-11.9*	N/A	N/A
	Old RC (componente antiguo)	-112.1	-14.6	N/A	N/A

Figura 28

Distribución del porcentaje de agua del Río Colorado de origen reciente en las aguas subterráneas estudiadas. Estimado a partir de la mezcla simple de dos componentes (Clark y Fritz, 1997). (A) Porcentaje calculado con base en ^2H ; (B). Porcentaje calculado con base en ^{18}O .



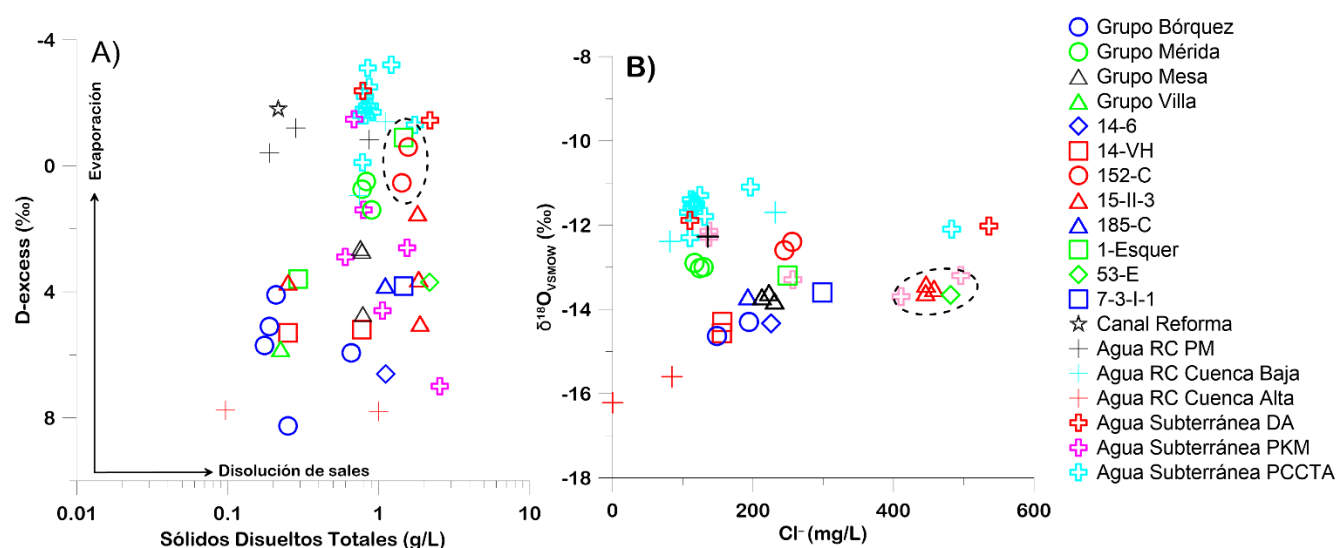
Al oeste del área de estudio se ubican las aguas con el menor porcentaje de contribución de agua “reciente” del RC (Figura 28). Esta zona se encuentra distante al cauce del RC y alejada de la red de distribución de agua superficial, por lo que la aportación que reflejan esos sitios (<30%; e.g., 2-JRM y R-107) podría estar mejor relacionada con retornos agrícolas que infiltran con una composición isotópica más enriquecida. Se observa que las aguas ubicadas al sur del sitio

de estudio tampoco muestran importantes contribuciones del componente “reciente” del RC, lo que podría relacionarse con la poca presencia de aguas superficiales en este sector.

Con el fin de diferenciar al efecto evaporativo simple, la reevaporación asociadas con las aguas de retorno de riego y la disolución de sales, en la [Figura 29](#) se muestran las relaciones salinidad – evaporación que combinan isotopos estables y solutos disueltos en las aguas del sitio de interés.

Figura 29

Relaciones salinidad – evaporación en las aguas subterráneas de la porción NE del Valle de Mexicali. (A) d -excess vs Sólidos disueltos totales; (B) $\delta^{18}O_{VSMOW}$ vs Cl^- .



La relación entre el exceso de deuterio (d o d -excess) vs. SDT ([Figura 29A](#)), evidencia que las aguas con los valores de d -excess más negativos (1-Esquer y 152-C), usualmente relacionados con evaporación durante la recarga, coinciden con los valores de las aguas del RC-PM, es decir, con aguas que han pasado por procesos evaporativos previos a la recarga. Mientras tanto, sus concentraciones de SDT son mayores que las de las aguas superficiales. Debido a que el proceso de disolución no suele cambiar la composición isotópica de las aguas pero sí la concentración de sales disueltas ([Huang y Pang, 2012](#); [Li et al., 2019](#)), se deduce que estos sitios contienen

agua subterránea cuya composición ha sido modificada por una disolución de sales simple (interacciones agua-roca).

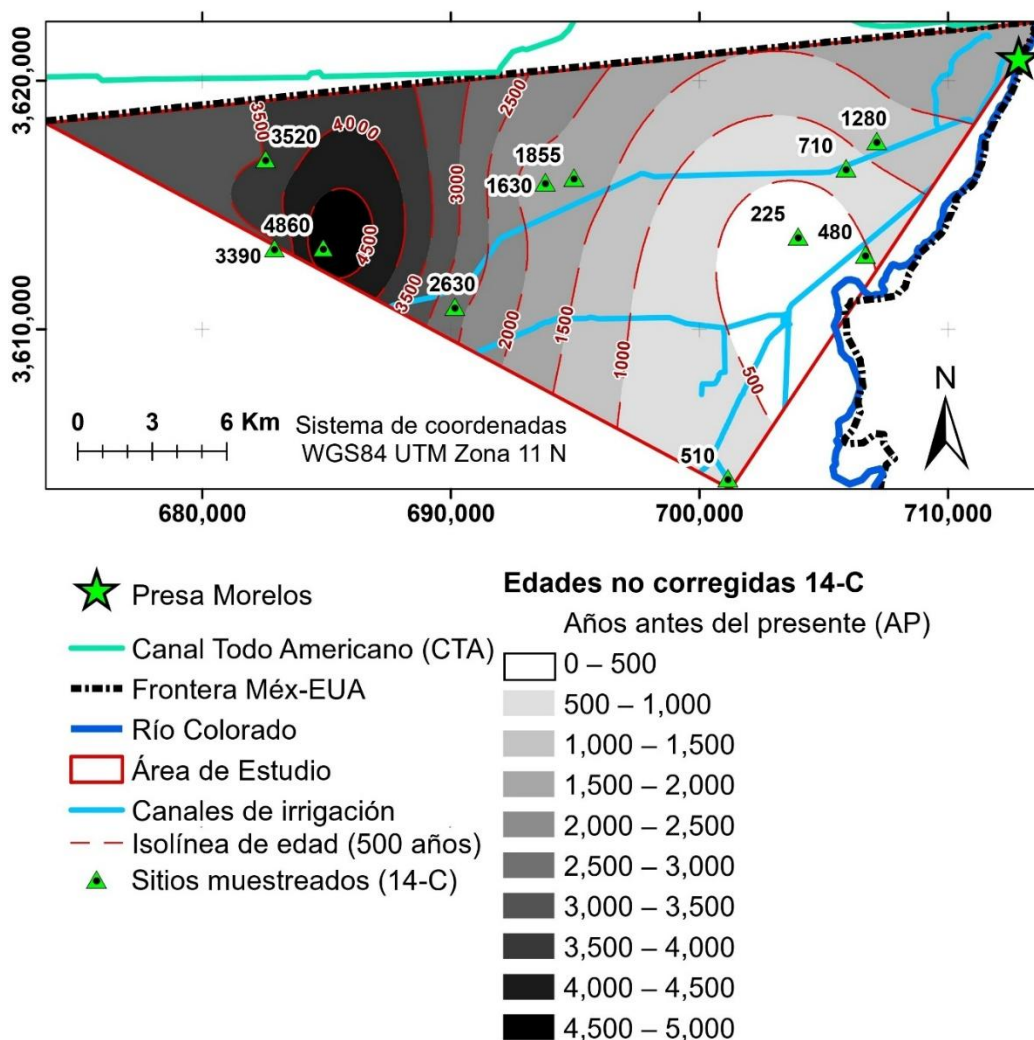
Otra forma de distinguir los efectos salinidad - evaporación es la relación $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl^- , en la que el enriquecimiento simultáneo en ambos parámetros suele ser indicativo de procesos evaporativos. En este diagrama ([Figura 29B](#)) se distinguen claramente dos grupos diferenciados por la concentración en ion Cl^- , mientras que la concentración de $\delta^{18}\text{O}$ se mantiene en el mismo rango. Esta vez los valores más altos se relacionan con los sitios 15-II-3 y 53-E, cuya ubicación en el diagrama confirma el proceso de disolución de sales simple. Sin embargo, no se trata de los mismos sitios identificados con el método anterior, 1-Esquer y 152-C, ya que en este diagrama éstos se ubican con el resto de los datos, aunque ligeramente desviados. Estas inconsistencias parecen indicar que la relación salinidad – evaporación está siendo alterada por procesos no identificados al momento. Para excluir procesos de evaporación y reevaporación, es necesario sustentarlo con otras herramientas hidrogeoquímicas discutidas más adelante.

5.3 – Tiempos medios de residencia del agua subterránea

El contenido de carbono moderno de las aguas subterráneas estudiadas resultó en tiempos de residencia o edades no corregidas de entre 225 a 4,860 años AP ([Tabla 18](#)). Con estos datos se configuró el mapa de distribución de edades no corregidas de la [Figura 30](#).

Figura 30

Mapa de distribución de edades no corregidas de ^{14}C de las aguas subterráneas del área de estudio.

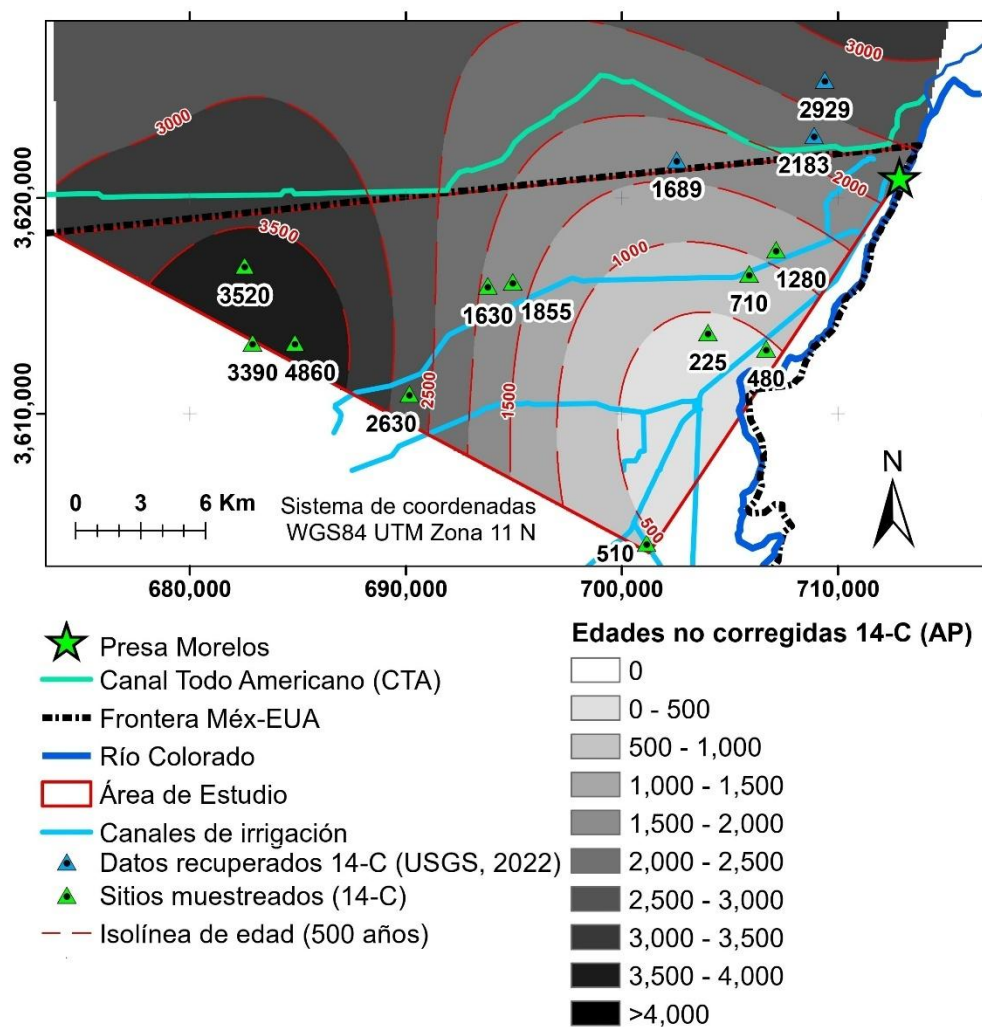


En este mapa (Figura 30) se observa que las aguas de mayor antigüedad se sitúan al oeste del área de estudio (10-Bórquez, 2-JRM, BC10-BM-3), cuyas aguas presentan bajos contenidos salinos (Figura 29). Por otro lado, los pozos 15-II-3 al sur, 53-E, 152-C y 185-C, al este del área de estudio, representan a las aguas más jóvenes (Figura 30) y concuerdan con los sitios que, a partir de isótopos estables, contienen fracciones de agua reciente mayores al 40% (Figura 28).

A su vez, tres de esos cuatro sitios presentan comparativamente alta conductividad eléctrica (Tabla 16), lo que sugiere afectación por alguna fuente o proceso resultante en alto contenido salino. Para una visualización más amplia de la distribución de edades no corregidas de carbono de las aguas subterráneas, se integraron tres valores obtenidos recientemente (2015-2020) de ^{14}C de sitios al norte del VM (USGS, 2022). La configuración ampliada de la distribución de edades se observa en la Figura 31.

Figura 31

Mapa extendido de distribución de edades no corregidas de ^{14}C de las aguas subterráneas de la porción NE del VM y tres datos del Valle Imperial (USGS, 2022).



En el mapa de la [Figura 31](#) se observa que las aguas al norte del sitio de estudio tienen edades de ^{14}C superiores a 1500 AP, lo que coincide con la mayor parte de las aguas analizadas al centro y oeste del sitio de estudio. Estos valores compaginan bien con la distribución de la fracción de agua reciente ([Figura 28](#)) y apoyan la interpretación de continuidad subterránea con presencia significativa de agua más reciente hacia el centro-este de la zona de estudio.

De acuerdo con la escala cualitativa para estimar los TMR ([Tabla 7](#)), y a partir de su contenido de ^3H ([Tabla 18](#)), las aguas subterráneas de la sección NE del VM se clasifican como: (1) Aguas con un contenido de tritio menor a 0.8 TU, lo que sugiere que éstas fueron recargadas previo a las detonaciones nucleares de los 60s. Los sitios 10-Bórquez y BC10-BM-2 caen en la categoría de aguas recargadas antes de las detonaciones nucleares de los 1960's y concuerdan con las evidencias isotópicas que confirman que las aguas subterráneas de este sitio son de orígenes antiguos (empobrecimiento en isótopos similar al componente antiguo); (2) Aguas con un contenido de tritio entre el límite de detección y 4 TU ([Tabla 18](#)), lo que podría indicar mezcla entre aguas recargadas previo a las detonaciones y aguas modernas (recargadas posterior a las detonaciones), lo que daría origen a una firma "submoderna". Los sitios J-1, 185-C, 14-6, 53-E y 15-II-3 caen en esta categoría, además de que en las aguas de los últimos tres sitios se sospecha la influencia de procesos salinizadores y su contenido de tritio se acercan más a los 4 TU ([Tabla 18](#)); (3) las aguas con un contenido de tritio de entre 4 y 15 TU, el que caracteriza al agua moderna. El tritio que contenían las aguas al llegar a la zona saturada fue lo suficientemente significativo para que aún se observen cantidades detectables.

El contenido de ^3H en las aguas del RC en la Presa Morelos (4.45 TU) ([Tablas 7 y 18](#)) corrobora que el miembro extremo de aguas superficiales actuales es de origen reciente. Así mismo, las aguas subterráneas de los sitios 1-Mérida y 152-C entran en esta categoría, con 5.94 y 4.11 TU, respectivamente. El primero contiene el valor más alto de ^3H registrado en el acuífero, mientras

que el último se ubica relativamente cerca de la PM. En ambos casos los valores de ^3H sugieren una conexión hidráulica con aguas superficiales, posiblemente con la red de distribución o con afectaciones por retornos de riego, las que aún no se han descartado. El valor anómalo registrado en el sitio 1-Mérida, superior al del RC-PM, podría explicarse, al menos parcialmente, por su ubicación dentro de una zona poblacional con una gran diversidad de potenciales influencias antrópicas. Resalta la presencia cercana de un canal de riego en mal estado que suele contener agua estancada, por lo que no se descarta la interacción con aguas de diversas fuentes.

Para la corrección de edades de ^{14}C y la estimación de los TMR, la [Figura 32](#) muestra el gráfico de Han ([Han et al., 2012](#)) en el que, de acuerdo con las regiones, se identifican dos procesos geoquímicos del carbono dominantes en el sistema subterráneo. Según este método, el carbono en las aguas subterráneas estudiadas ha pasado por dos procesos de evolución: el intercambio isotópico entre las aguas y el CO_2 del suelo (sistema abierto) y la completa transformación del CO_2 (que contiene ^{14}C) en HCO_3^- . Para estos dos procesos, el modelo de corrección de Mook ([Mook, 1976](#)) encaja bien porque se basa en datos químicos e isotópicos del agua (DIC, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C) y asume la evolución del carbono, desde la disolución de carbonatos a partir del CO_2 (segundo proceso identificado) en el suelo, seguido del intercambio de carbono entre el DIC en el agua y el CO_2 (primer proceso identificado) del suelo en la zona no saturada, como un sistema abierto. Sin embargo, el $\delta^{13}\text{C}$ del DIC, entre -15.5 y -9.97 ‰ ([Tabla 14](#)), es demasiado enriquecido para ser controlado solo por el CO_2 del suelo con plantas tipo C3, de -23 ± 2 ‰ ([Mook, 2001](#)), lo que indica una mezcla de fuentes de carbono ([Clark y Fritz, 1997](#)).

El modelo de la IAEA ([IAEA, 2013](#)), toma en cuenta todas las condiciones planteadas con anterioridad, aunque debe interpretarse con cautela ya que asume un sistema cerrado post-recarga. Adicionalmente, se ha documentado el enriquecimiento isotópico en plantas C3 sujetas

al estrés hídrico típico de las zonas semiáridas y de uso agrícola (Chen et al., 2017; Zhou et al., 2022), por lo que el $\delta^{13}\text{C}$ del DIC del CO_2 del suelo de -20‰ usado en esas circunstancias se considera apropiado. Los resultados conjuntos del esfuerzo de datación se observan en la Tabla 20, la que incluye las edades “aparentes” de ^{14}C corregidas, las edades estimadas a partir del ^3H y los tipos de aguas subterráneas que resultan de la combinación de ambos métodos.

Figura 32

Gráficos de Han para identificar los procesos geoquímicos dominantes del carbono en el sistema subterráneo (Han et al., 2012).

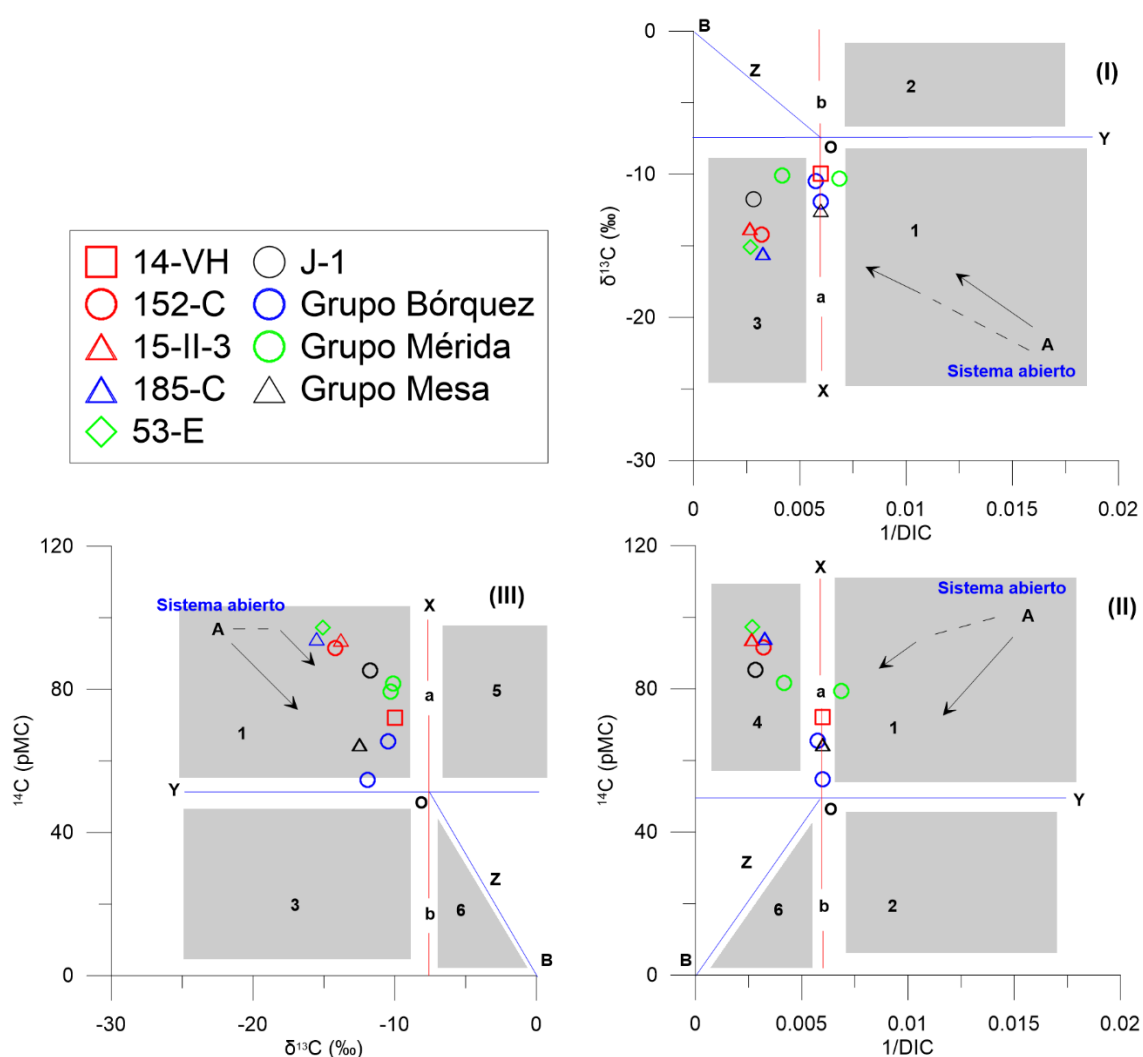


Tabla 20

Estimaciones de los tiempos de residencia de las aguas subterráneas del sitio de estudio mediante ^3H y ^{14}C no corregido; resultados de la corrección de edades de ^{14}C por medio de los modelos de Mook (Mook, 1976) e IAEA (IAEA, 2013; Salem et al., 1980). Valores en negritas son las edades sobreestimadas por el modelo. Agua antigua > 1,000 años; agua submoderna 50 – 1,000 años; agua moderna ≤ 50 años (Ahmed et al., 2020). NM = No Medido.

Sitio	^3H (TU)	Edad ^{14}C no corregida (AP)	Edad ^{14}C aparente corregida (AP)		Tipo de agua	
			Modelo Mook	Modelo IAEA		
Grupo Bórquez	2-JRM	NM	3390	6836	2462	Antigua
	10-Borquez	<0.5	4860	5672	5018	Antigua
Grupo Mérida	5-Mérida	NM	1630	5756	349	Moderna
	1-Mérida	5.94	1855	5628	733	Moderna
Grupo Mesa	BC10-BM-2	<0.5	3520	3225	4049	Antigua
	14-VH	NM	2630	7013	1261	Antigua
	152-C	4.11	710	-2731	2209	Submoderna-Antigua
	53-E	2.53	225	-4878	2221	Submoderna-Antigua
	185-C	1.2	480	-5359	2703	Submoderna-Antigua
	15-II-3	2.3	510	-2169	1765	Submoderna-Antigua
	J-1	2.6	1280	2406	1215	Submoderna-Antigua

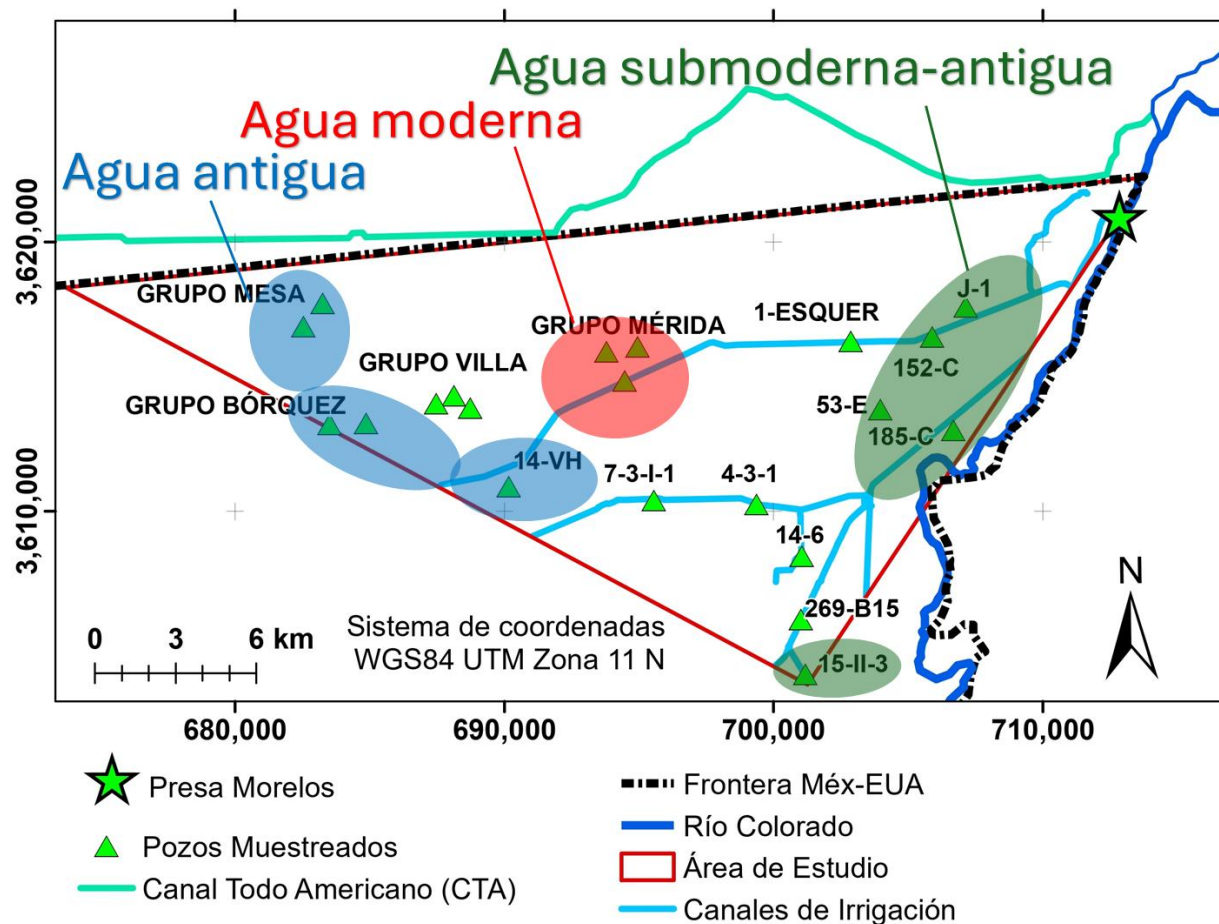
Las edades aparentes de ^{14}C negativas (Tabla 20) que resultaron del análisis con el modelo de Mook surgieron de una sobreestimación del contenido inicial de ^{14}C (Herczeg, 2007), derivado de que el modelo no toma en cuenta al carbono muerto. El modelo IAEA aporta claridad y disminuye la sobreestimación, aunque, debido a la presencia significativa de ^3H , los valores no

son confiables y solo pueden ser interpretados como “edades aparentes corregidas”, son indicadoras de la dominancia del componente antiguo y no el tiempo de residencia real. Una vez más, las aguas antiguas, cuyas edades si son confiables debido a la escasa o nula presencia de ^3H , se limitan a los grupos Borquez y Mesa y al sitio 14-VH. Mientras tanto, las aguas modernas, ricas en ^3H y con las menores edades aparentes corregidas (modelo IAEA), aparecen en el grupo Mérida. En general, y hasta donde los datos lo permiten, en el resto del acuífero se observa un claro predominio de aguas submodernas, es decir, los valores de ^{14}C sugieren recargas ocurridas hace más de 1000 años, mientras que la presencia de ^3H indica que estas aguas reciben o han recibido aportes significativos del componente moderno, lo que es consistente con procesos de mezcla y recarga activos.

La distribución geográfica de la combinación de métodos ([Tabla 20](#)) para la porción NE del VM se muestran en la [Figura 33](#). Así se corrobora que las aguas subterráneas de la zona oeste del sitio de estudio corresponden a agua antigua, las cuáles se encuentran en los sitios más alejados de los canales irrigadores principales y, por lo tanto, no se ven influenciados por ellos. Por otra parte, el Grupo Mérida refleja contribución de agua moderna (≤ 50 años), indicando la presencia de aguas recientes del RC, posiblemente derivadas a través de los canales de riego o mediante infiltración somera. Mientras tanto, los sitios 152-C, 53-E, 185-C, J-1 y 15-II-3, al este y más cercanos a la PM, muestran un contenido de tritio que los sitúa en la mezcla de un componente antiguo y otro moderno (submoderno-antiguo). Esto parece indicar que los retornos de riego o los canales derivadores están aportando el componente más moderno en estas aguas, mientras que el otro componente proviene de la extracción de aguas más profundas.

Figura 33

Tipos de agua subterránea de acuerdo con su edad aparente. Agua antigua > 1,000 años; agua submoderna 50 – 1,000 años; agua moderna ≤50 años (Ahmed et al., 2020).



5.4 – Geoquímica de las Aguas Subterráneas y Procesos Gobernantes

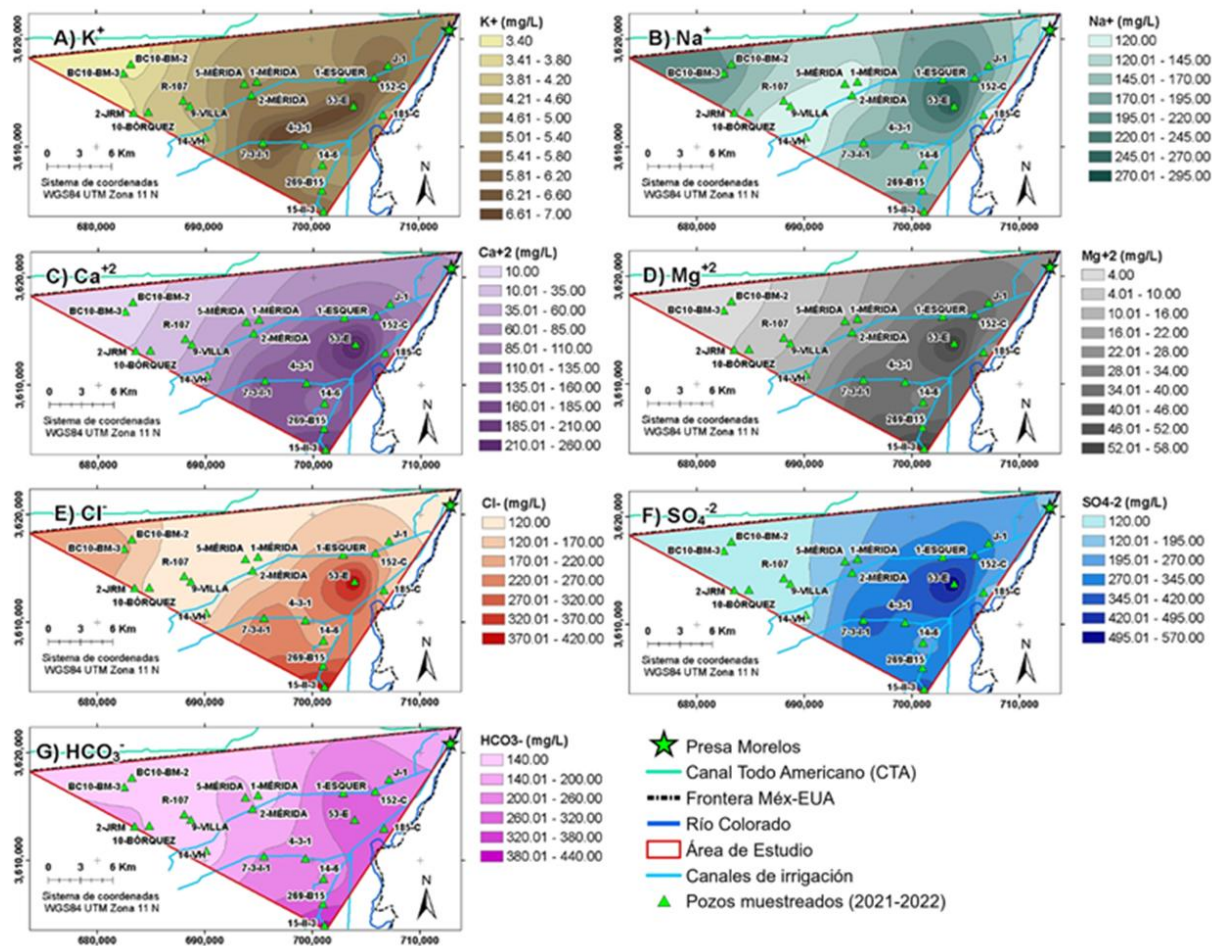
La composición química de las aguas subterráneas es indicadora de los procesos que gobiernan la evolución de las aguas subterráneas. La distribución espacial de los iones mayoritarios (Tabla 16) en las aguas subterráneas de la zona NE del acuífero VM se observa en la Figura 34. Tanto los cationes (Figura 34A, B, C y D) como los aniones (Figuras 34E, F y G), distinguen al sitio 53-E como el productor de las aguas con el mayor contenido salino.

Estas concentraciones, mucho más altas que las de su fuente reconocida (RC-PM), parecen indicar un proceso de salinización independiente de las fuentes (infiltración de agua de canal) y de las interacciones agua-roca (dilución) en ese punto del acuífero. Aún más, la mayor parte de los diagramas esbozan una cierta ruta NE-SO, más claramente delineada por los iones K^+ y SO_4^{2-} , que se extiende de 53-E al sitio 7-3-I-1, y un cierto enriquecimiento en 15-II-3. Estos tres sitios han sido previamente relacionados con procesos diferentes a la salinización directa.

Como es de esperarse, el ion Cl^- (Figura 34E) sigue muy de cerca la configuración del Na^+ (Figura 34B) ya que son altamente correlacionables. En el grupo Mesa (BC10-BM-2 y 3), al NE del sitio de estudio, se aprecia un contenido considerable de Na^+ y Cl^- pero no de los demás iones, por lo que se infiere que sus aguas tienen influencias diferentes a las del resto de las aguas estudiadas. La distribución de estos iones deja un corredor menos salino NE-SO en el margen oeste del área de estudio, el que incluye a los grupos Mérida, 9-Villa, R-107 y al pozo 14-VH. Esta zona menos salinizada corresponde con ambas, las aguas más antiguas y las más modernas identificadas en la región. Las primeras, recargadas en tiempos antiguos, posiblemente más profundas o de otro modo aisladas del sistema superficial; las segundas, fuertemente influenciadas por aguas recientes del RC. Los valores en las aguas de la Presa Morelos, las aguas entrantes al VM, suelen ubicarse entre los más bajos a moderadamente bajos.

Figura 34

Distribución espacial de los iones mayoritarios de las aguas subterráneas en el área de estudio.



En la [Tabla 21](#) se observa el índice de salinización de Revelle ([Sunkari, 2021](#)) y los dos índices de intercambio iónico, CAI-1 y CAI-2 ([Gugulothu et al., 2022](#); [Schoeller, 1977](#)), aplicados a las aguas del sitio de estudio.

Tabla 21

*Resultados de la evaluación con los índices de Revelle y Cloro-Alcalinos (Subramani et al., 2009; Sunkari, 2021). Valores en negritas se resaltan para denotar intercambio iónico inverso con alta salinización. N/A = No Aplica. * = valores más próximos a cero.*

Sitio	Fecha	Revelle	CAI-1	CAI-2			
Grupo BÓRQUEZ	10- BÓRQUEZ	5/20/2021	1.5311	Salinizado	-0.6015	-0.4597	Directo
	2-JRM	5/13/2022	1.3352	Salinizado	-0.4117	-0.3209	Directo
Grupo MESA	BC-10-BM-2	6/12/2020	2.1918	Salinizado	-0.5573	-0.6244	Directo
	BC10-BM-3	5/29/2019	2.5209	Salinizado	-0.5392	-0.6627	Directo
		12/18/2019	2.2949	Salinizado	-0.5409	-0.6266	Directo
Grupo MÉRIDA	1-MÉRIDA	12/17/2019	0.9630	Salinizado	-0.7797	-0.2920	Directo
		5/20/2021	1.4637	Salinizado	-0.5545	-0.2404	Directo
	5-MÉRIDA	5/31/2019	0.9289	Salinizado	-0.7548	-0.2916	Directo
1-ESQUER		12/17/2019	1.1418	Salinizado	-0.6370	-0.3172	Directo
14-VH		5/29/2019	1.1573	Salinizado	-0.2117	-0.1323	Directo
		5/20/2021	1.6039	Salinizado	-0.1859	-0.1320	Directo
14-6		5/18/2021	1.5518	Salinizado	-0.0766*	-0.0456*	Directo
152-C		5/30/2019	1.0193	Salinizado	-0.5384	-0.2489	Directo
		5/18/2021	1.3470	Salinizado	-0.5077	-0.2507	Directo
15-II-3		5/29/2019	2.0971	Salinizado	0.2178	0.1789	Inverso
		12/17/2019	2.3002	Salinizado	0.1244	0.1044	Inverso
		5/13/2022	1.6718	Salinizado	0.2130	0.1574	Inverso
185-C		5/13/2022	0.8827	Salinizado	-0.0718*	-0.0346*	Directo
53-E		6/15/2021	2.2057	Salinizado	0.0083*	0.0057*	Inverso
7-3-I-1		6/11/2020	1.8951	Salinizado	-0.0644*	-0.0393*	Directo
Presas Morelos		5/19/2021	1.1198	Salinizado		N/A	

Tal como se esperaba, todas las aguas analizadas presentan un índice Revelle superior a 0.5, es decir, todas exhiben evidencias de salinización. Sin embargo, es notorio que las menos salinizadas son las provenientes del margen del RC (185-C), seguidas por las aguas de la zona Mérida, las que han sido previamente identificadas como de origen moderno, posiblemente afectadas por percolaciones de canales u otras fuentes antrópicas. Por otro lado, se confirma que las aguas con el mayor grado de salinización corresponden a los sitios 15-II-3 y 53-E, así como al Grupo Mesa.

De la misma manera, el proceso de intercambio catiónico (CAI) afecta a la mayoría las aguas analizadas (Tabla 21), lo que identifica a la interacción agua-roca (dilución) como una de las potenciales fuentes de salinidad de las aguas subterráneas locales. Entre las pocas excepciones se encuentran dos de los sitios antes discutidos, 53-E y 7-3-I-1, así como 185-C (cercano al RC) y 14-6, cuyos valores de CAI-1 y CAI-2 son prácticamente cero, lo que parece indicar una casi nula interacción agua-roca. Aún más, el sitio 53-3 muestra alta salinización y CAI cercano a cero y negativo (dominio de Ca^{+2} y Mg^{+2}), lo que corrobora una fuente o procesos no identificados de salinización.

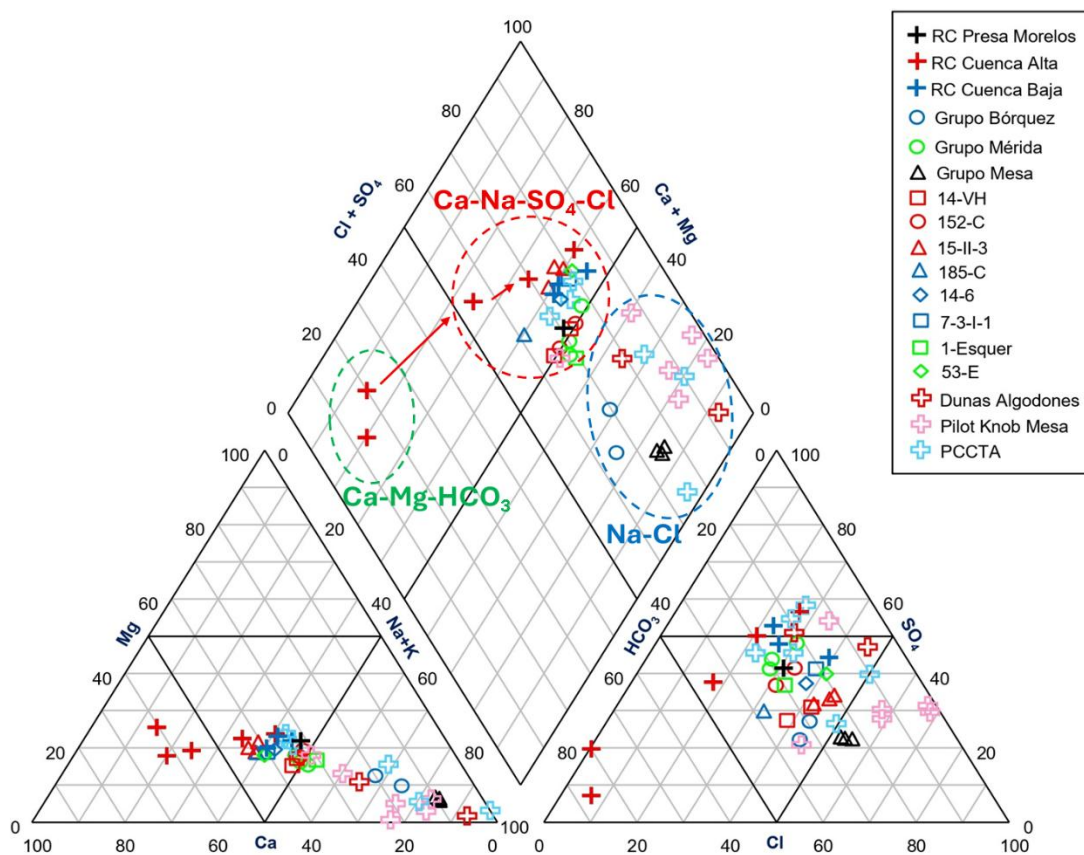
Por medio del diagrama de Piper ya se ha determinado que las aguas subterráneas del sector NE del VM tienen el carácter sulfatado-clorado-sódico-cálcico típico de las aguas evaporadas, con una divergencia en las aguas tipo Na-Cl de los Grupos Borquez y Mesa (Figura 16). En la Figura 35 se bosqueja la evolución de las aguas ambientales, a partir del diagrama de Piper y de la información química (iones mayoritarios) del sitio de estudio, su fuente potencial (RC) y sus zonas aledañas (Coes et al., 2015; USGS, 2022). Dicha evolución resulta en los tipos de agua representados por los diagramas de Stiff de la Figura 36.

En la [Figura 35](#) se muestra una clara evolución del agua del RC desde el tipo Ca-Mg-HCO₃, en la cuenca alta (círculo verde), hasta aguas tipo Ca-Na-SO₄-Cl ([Figura 36](#)), en la cuenca baja y la Presa Morelos (círculo rojo), lo cual es el resultado, como consecuencia, entre otros, del proceso de evaporación continua que afecta al agua del RC debido al sistema de control del lado norteamericano. Las aguas subterráneas que caen en esta zona son resultado de la mezcla entre estas aguas evaporadas y las derivadas de otros procesos, como ha sido evidenciado por la isotopía, tanto estable como radiactiva y como se corrobora en la [Figura 36](#). Por otra parte, las aguas Na-Cl (círculo azul) parecen tener poca o ninguna influencia de la composición química actual de la cuenca alta del RC ([Figuras 35 y 36](#)) y, al menos en el caso de los Grupos Borquez y Mesa, la isotopía (estable y radiactiva) las deslinda del conjunto al distinguirlas como aguas antiguas o con un componente antiguo significativo.

Los sitios cercanos a los canales derivadores poseen una composición química similar al agua del RC-PM, con un notorio crecimiento en Na⁺ y Ca⁺² ([Figura 36](#)), posiblemente derivado de su concentración gracias a efectos evaporativos. Al menos en una ocasión, las aguas del grupo Merida, y en menor escala el sitio 14-6, mostraron prácticamente la misma composición química que las aguas del RC-PM ([Figura 36](#)), corroborando su estrecha relación y una fuente común.

Figura 35

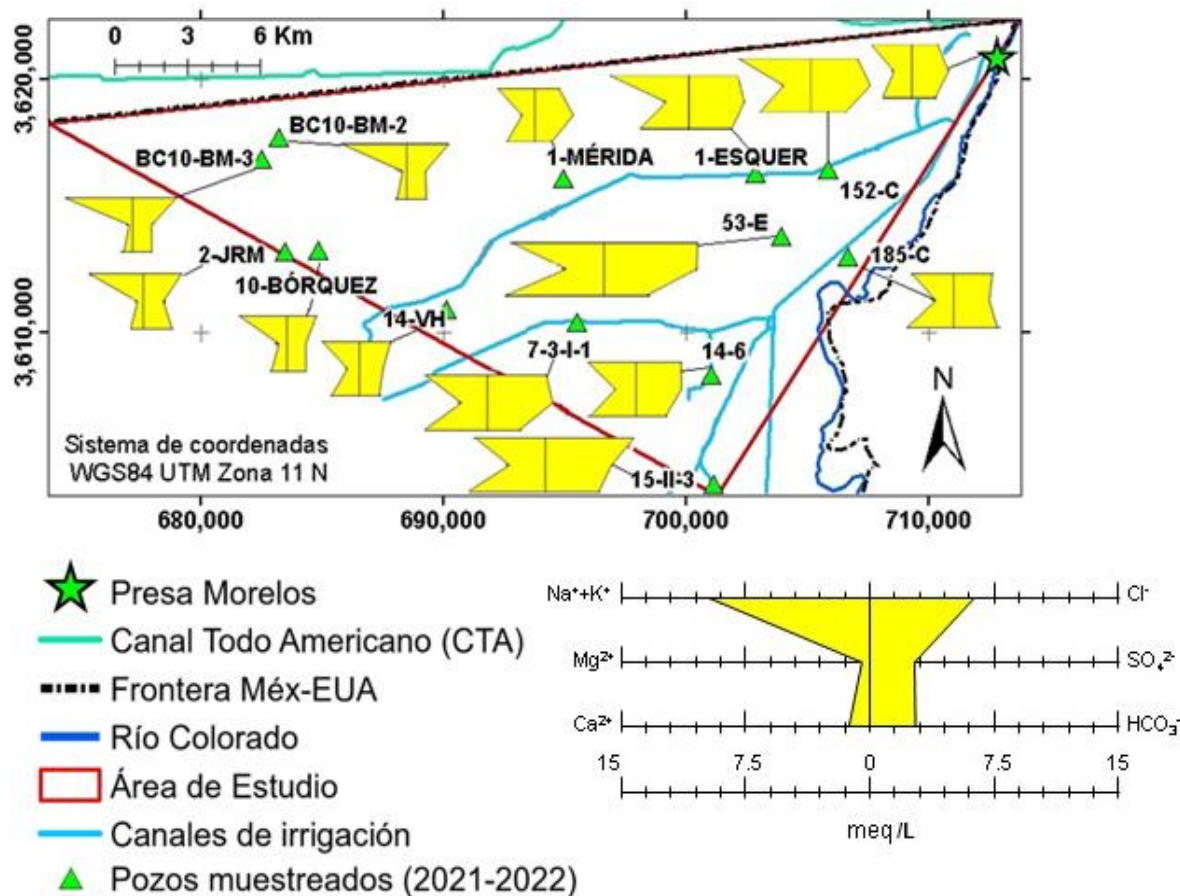
Diagrama de Piper de las aguas subterráneas del área de estudio y zonas aledañas (Coes, et al., 2015; USGS, 2022), y agua del RC. Flechas rojas indican la evolución del agua del RC. Los círculos punteados indican los diversos tipos de agua.



El hecho de que las aguas provenientes de los PCCTA se ubiquen tanto en el tipo Na-Cl como entre las aguas evaporadas o de mezcla (Figura 35) indica que, en algunos puntos, esas aguas son similares a las aguas evaporadas del RC y, debido a su cercanía con el CTA, se infiere que están recibiendo, o extrayendo, agua de este. Además, las aguas de PKM grafican, en su mayoría, en el sector de las aguas tipo Na-Cl, sin embargo, ocasionalmente se ubican en la zona de los sitios 14-VH, 152-C, 1-Esquer y el grupo Mérida, lo que indica origen o procesos

subterráneos en común y fortalece la hipótesis de flujo subterráneo desde el norte, delineada por la isotopía estable y por las isopiezas.

Figura 36
Distribución de diagramas de Stiff en el VM.



La discriminación de procesos como la disolución de sales simples, la interacción agua-roca (intercambio iónico), la meteorización de silicatos y la evaporación, entre otros, de las influencias antrópicas, es observable a través de gráficos de relaciones iónicas como el de la [Figura 37](#). La relación Na⁺-Cl⁻ ([Figura 37](#)) muestra que los sitios con CAI-1 y CAI-2 tendiente a cero, pero salinizados (53-E, 7-3-I-1, 14-6 y 185-C) ([Tabla 21](#)), cumplen con la relación 1:1, evidenciando su origen en la disolución de sales. Mientras tanto, los grupos Mérida, Bórquez y Mesa, así como los sitios 152-C y 1-Esquer caen por debajo de la línea de relación 1:1, lo que

indica un exceso del ion sodio derivado de su liberación en el agua, proveniente de intercambio iónico directo o meteorización de silicatos (Tyagi y Sarma, 2021; Xiang et al., 2020). Por el contrario, el sitio 15-II-3 cae por encima de la línea 1:1 mostrando un exceso del ion cloro que, al no ser de origen geogénico, se entiende que proviene de las actividades antrópicas de la zona (Gugulothu et al., 2022; Sunkari, 2021). Por otro lado, la Figura 38 confirma que la evaporación domina sobre los otros procesos en los sitios 152-C, 53-E y 15-II-3 ya que el índice Na^+/Cl^- se mantiene relativamente constante mientras la salinidad o conductividad eléctrica aumenta (Rajmohan et al., 2021; Subramani et al., 2009). En este caso, como ha sucedido con otros métodos discutidos con anterioridad, se sospecha la presencia de agua reevaporada (primera evaporación antes de la recarga, una segunda evaporación al aplicarse como riego e infiltrarse) es decir, agua de retorno agrícola.

Figura 37

Diagrama de Cl^- vs Na^+ de las aguas subterráneas de la porción NE del VM.

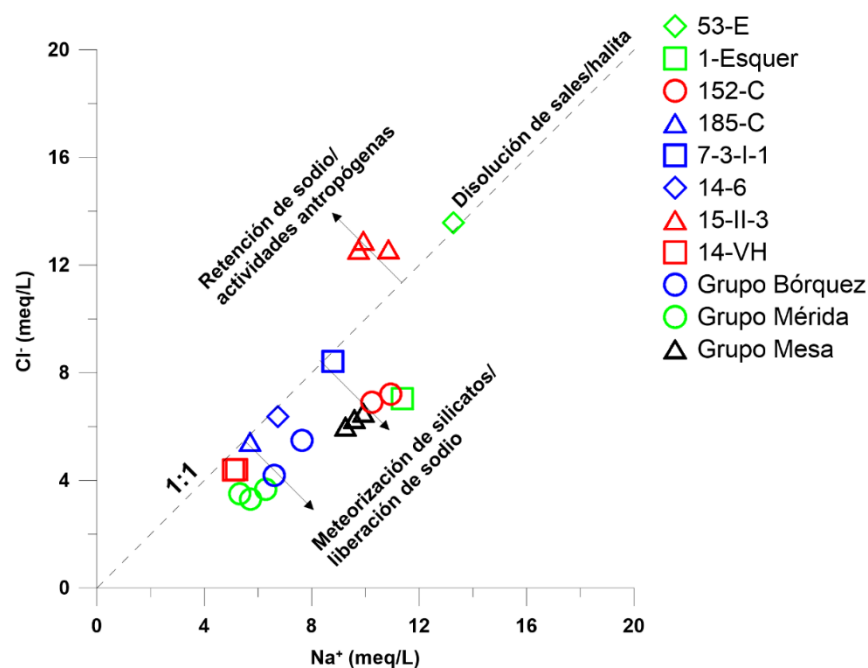
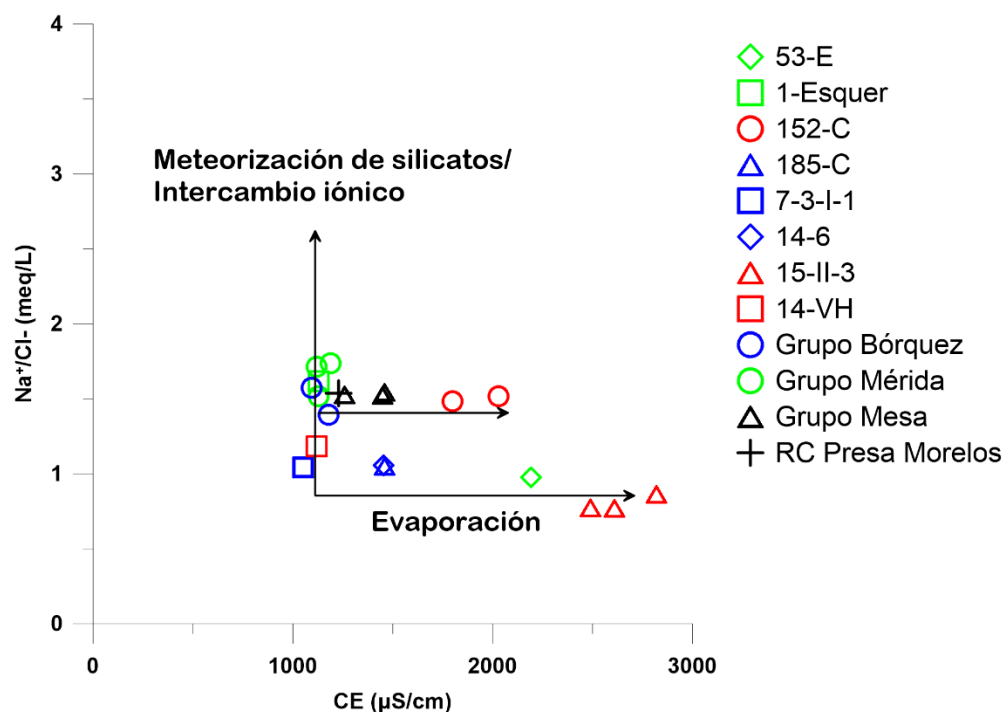


Figura 38

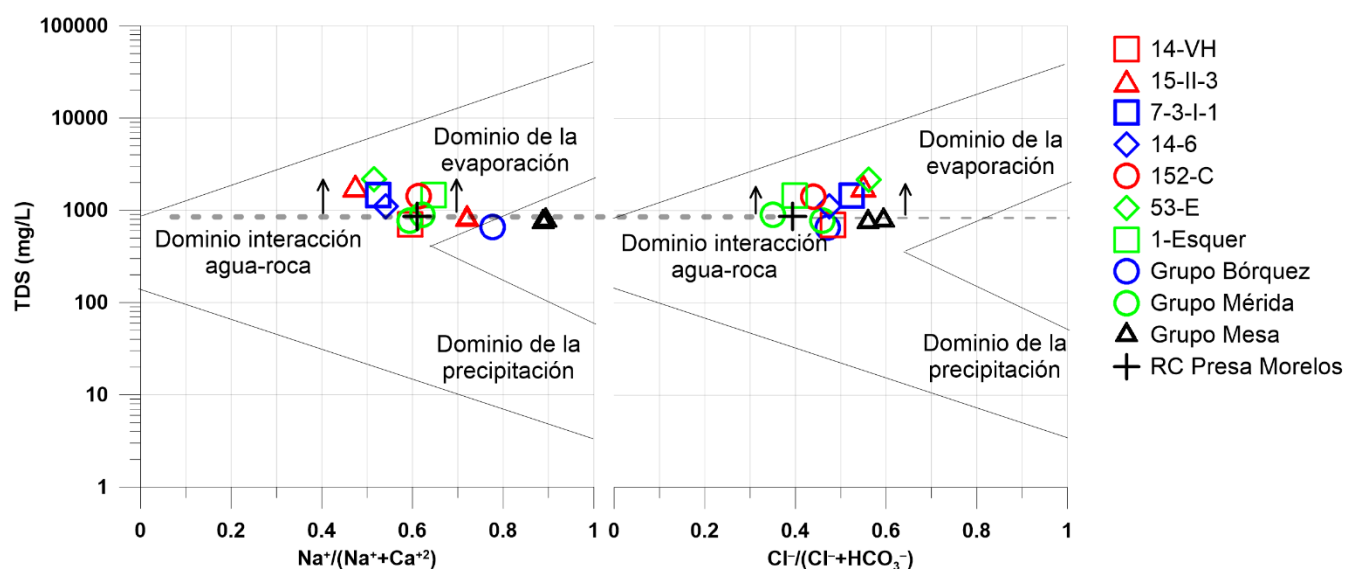
Gráfico de relación de Na^+/Cl^- vs la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas y agua del RC en la Presa Morelos.



En el diagrama de Gibbs (Figura 39) se destaca la relevancia del efecto evaporativo en más de la mitad de los sitios graficados. Aquí se incluyó al agua del RC-PM para identificar los sitios con agua más evaporada que la de la presa y se identificaron los sitios 15-II-3, 14-6, 7-3-I-1, 53-E, 152-C y 1-Esquer. Los primeros tres se ubican al sur del área de estudio y presentan un porcentaje de “agua reciente” de entre un 20 y 40% ($\delta^{18}\text{O}$) (Figura 28). Los otros 3 sitios se ubican al noreste y presentan porcentajes de agua reciente de entre un 30 y 70% ($\delta^{18}\text{O}$) (Figura 28).

Figura 39

Diagrama de Gibbs de las aguas subterráneas y superficiales del Valle de Mexicali.



De entre los sitios con agua más evaporada y verificados en la [Figura 39](#), los que presentan una mayor influencia del proceso de evaporación son el 53-E y el 15-II-3. Las aguas subterráneas del sitio 53-C han mostrado nulo CAI y alta salinización ([Tabla 21](#)), valores anómalos en las estadísticas descriptivas ([Figura 17](#)), $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl^- alto ([Figura 29](#)) y diagrama de Stiff anómalo ([Figura 36](#)), entre otras anomalías que, en conjunto, confirman la presencia de un componente de agua reevaporada, es decir, de retorno de riego. A su vez, en las aguas subterráneas del sitio 15-II-3, además de presentar sus propias anomalías, se ha identificado la influencia de actividades antrópicas ([Figura 37](#)), aunque no se descarta por completo la presencia de retornos de riego. En las aguas subterráneas de los cuatro sitios restantes se sospecha la presencia de retornos, sin embargo, las evidencias no son conclusivas ya que, por ejemplo, en el sitio 152-C se ha confirmado la salinización de las aguas a partir de un proceso de dilución de sales simple ([Figura 29](#)) y por evaporación directa ([Figura 38](#)).

5.4.1 – Análisis de Componentes Principales

Debido al sesgo observado en los datos, fue necesario realizar pruebas previas al ACP para verificar una distribución normalizada de los datos. Para ello, todos los datos fisicoquímicos e isotópicos se evaluaron con la prueba de normalidad de Shapiro-Wilk (Tabla 22) y se encontró que, en general, no existe una diferencia estadísticamente significativa (valor $p > 0.05$), excepto para las variables de CE y Cl⁻. Esto quiere decir que no se rechaza la hipótesis nula de que los datos siguen una distribución normalizada para todas las variables excepto esas dos últimas que, a pesar de fallar la prueba de normalidad, son cruciales para el análisis exploratorio de los datos por lo que, para representar a las aguas subterráneas lo mejor posible, se incluyeron en el ACP. También, se hizo una prueba de Bartlett para determinar si las variables están correlacionadas, arrojando una diferencia estadísticamente significativa (valor $p = 1.29 \times 10^{-14} < 0.05$), por lo que se entiende que es adecuado proceder con técnicas de análisis multivariable y que éste genera una reducción significativa de la dimensionalidad de los datos originales.

Las correlaciones entre las variables pueden observarse en la matriz de correlaciones de la Figura 40.

El primer ACP incluyó los datos atípicos y resultó en los factores de carga y eigenvalues presentados en la Tabla 23, que incluye los tres primeros componentes principales, que representan el 87.69% de la varianza.

En el análisis de los factores de carga, se tomaron en cuenta las variables con un valor mayor a $|0.3|$, para poder discriminar los procesos que controlan las características del agua subterránea. De dicho análisis surgieron tres procesos controladores: el primero relaciona directamente los iones potasio, calcio, magnesio y sulfato, el segundo relaciona inversamente las composiciones isotópicas con el contenido de cloro y el pH y, por último, otro proceso es dirigido por la relación directa entre las composiciones isotópicas con la temperatura y el contenido de sodio.

Tabla 23

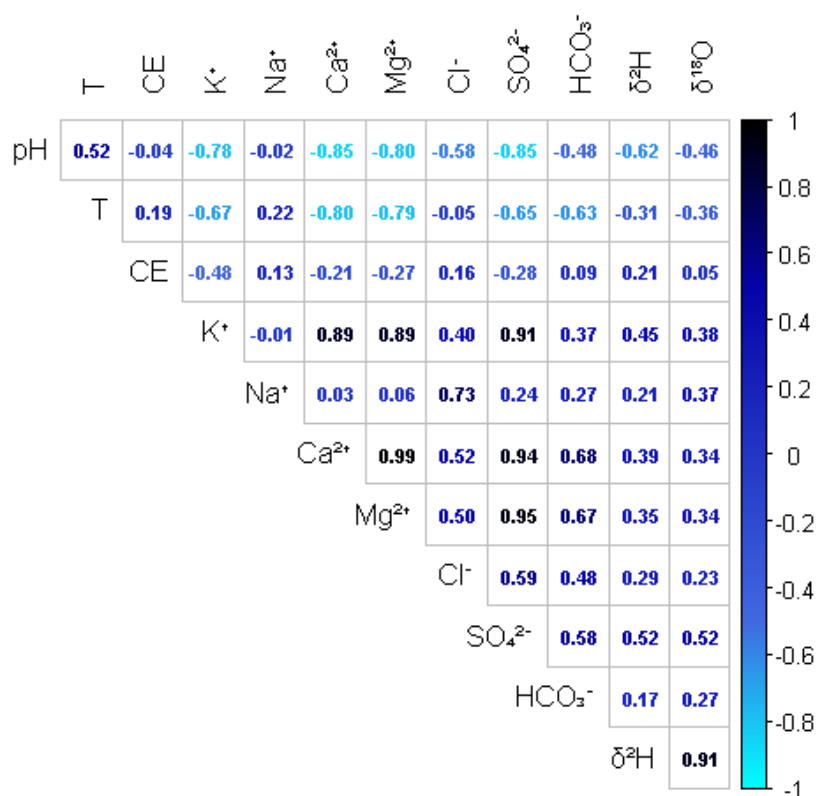
Matriz de factores de carga de los componentes principales, eigenvalues y varianza del primer análisis.

Variable	CP1	CP2	CP3
pH	-0.2500	0.3985	0.0896
T	-0.2643	0.2035	0.4569
CE	0.2603	0.2628	0.2778
K ⁺	0.3261	-0.0639	-0.1803
Na ⁺	0.2280	0.2717	0.5188
Ca ⁺²	0.3393	0.1485	-0.2233
Mg ⁺²	0.3477	0.0831	-0.1968
Cl ⁻	0.2972	0.3898	0.1639
SO ₄ ⁻²	0.3449	0.0671	-0.0827
HCO ₃ ⁻	0.2950	0.1555	-0.1222
δ ² H	0.2529	-0.4456	0.3537
δ ¹⁸ O	0.2174	-0.4946	0.3769
Eigenvalues	7.7001	1.6716	1.1510
Proporción de la varianza (%)	64.17	13.93	9.59
Varianza acumulada (%)	64.17	78.10	87.69

La matriz de correlaciones sin los datos atípicos se muestra en la [Figura 41](#) y en ella se observa una mejoría en la correlación entre el pH con las concentraciones de potasio, calcio, magnesio, cloro y sulfato, entre la temperatura con las concentraciones de sodio, calcio y magnesio, entre las concentraciones de calcio y magnesio, y del cloro y el sulfato con el $\delta^{18}\text{O}$.

Figura 41

Matriz de correlaciones de las variables estudiadas sin los datos atípicos. Obtenida por el método de Pearson.



El segundo ACP resultó en los factores de carga y eigenvalues de la [Tabla 24](#). En el análisis de los factores de carga se encontraron diferencias con respecto al primer ACP, ahora el primer proceso controlador relaciona inversamente el pH con las concentraciones de los iones potasio, calcio, magnesio y sulfato, el segundo relaciona directamente la conductividad eléctrica con el

contenido de sodio, de cloro y las composiciones isotópicas y, el tercero, relaciona el contenido de sodio y cloro inversamente con las composiciones isotópicas.

Tabla 24

Matriz de factores de carga de los componentes principales, eigenvalues y varianza del segundo análisis.

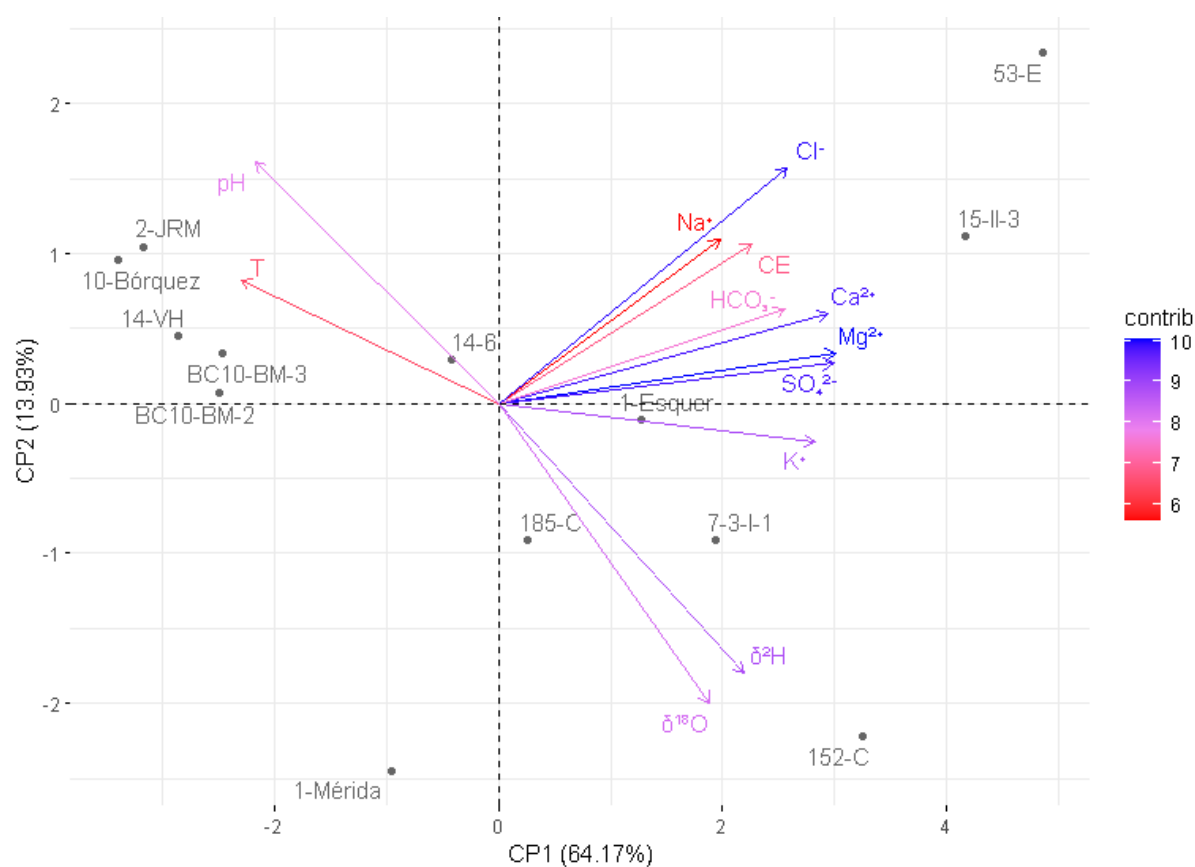
Variable	CP1	CP2	CP3
pH	0.3465	-0.0417	0.0869
T	0.2927	0.2850	0.1232
CE	0.0680	0.4227	-0.0925
K ⁺	-0.3499	-0.2056	-0.0353
Na ⁺	-0.0786	0.5450	0.3328
Ca ⁺²	-0.3790	-0.1447	0.1040
Mg ⁺²	-0.3751	-0.1571	0.1279
Cl ⁻	-0.2320	0.3890	0.4356
SO ₄ ⁻²	-0.3842	-0.0209	0.0486
HCO ₃ ⁻	-0.2655	0.0534	0.2963
δ ² H	-0.2327	0.3164	-0.5521
δ ¹⁸ O	-0.2248	0.3141	-0.4949
Eigenvalues	6.4247	2.0699	1.3938
Proporción de la varianza (%)	53.54	17.25	11.62
Varianza acumulada (%)	53.54	70.79	82.40

Adicionalmente, en la [Figura 42](#) se presenta el diagrama X-Y de los dos primeros componentes principales, incluyendo datos atípicos. El eje x representa al CP1 que relaciona las concentraciones de K⁺, Ca⁺², Mg⁺² y SO₄⁻² y, por lo tanto, se refiere a los procesos de

mineralización química de las aguas: disolución de sales, yesos, intercambio iónico, etc. (Tabla 23). Por su parte, el eje y representa al CP2, que relaciona el pH con la concentración de Cl^- directamente y de manera inversa con las composiciones de isótopos estables (Tabla 23), lo que indica la influencia de aguas más empobrecidas en isótopos y que contienen más Cl^- (posible agua más antigua, en este caso).

Figura 42

Diagrama x-y de los primeros dos componentes principales para las aguas subterráneas de la porción NE del VM, incluyendo datos atípicos.

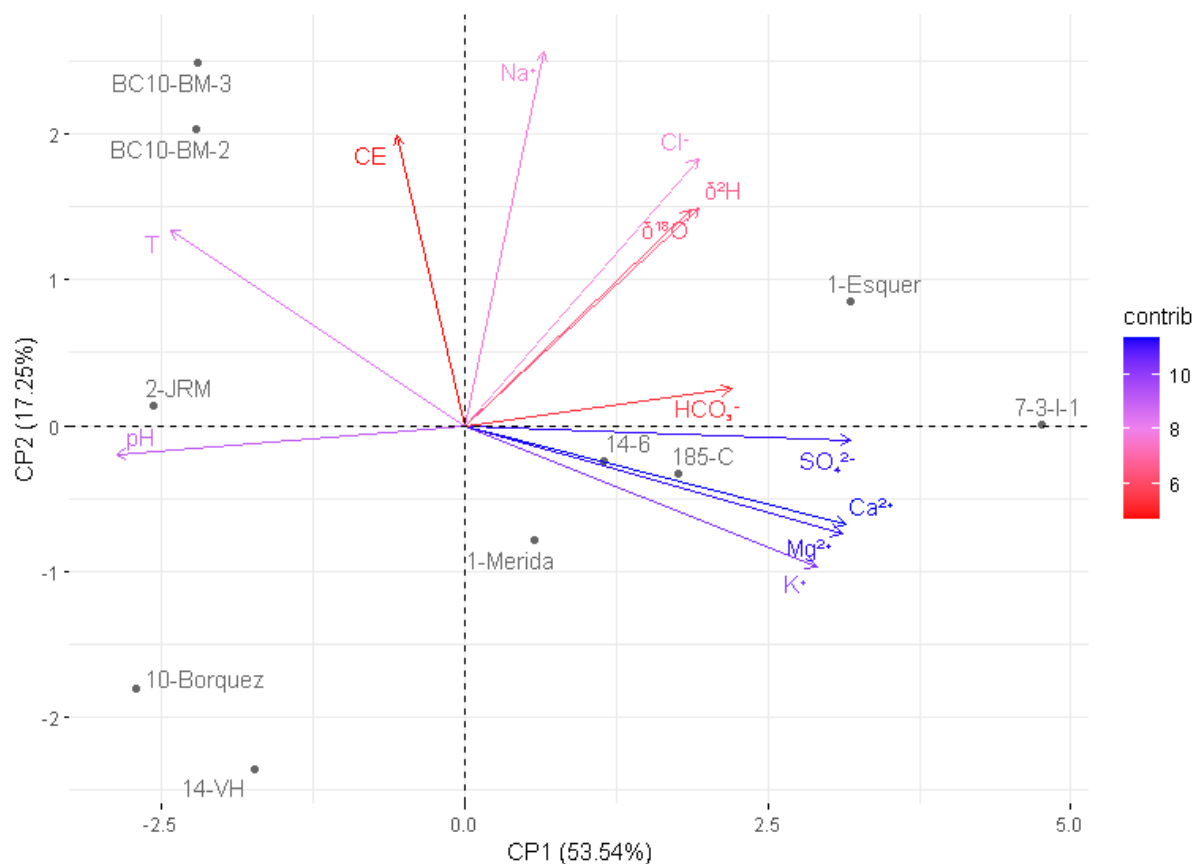


Así, en la [Figura 42](#) se observan cuatro grupos, el primero conformado por el grupo Bórquez (10-Bórquez y 2-JRM), grupo Mesa (BC10-BM-2 y 3), 14-VH y 14-6, que son las aguas con mayor pH y temperatura, las menos mineralizadas y más empobrecidas en isótopos, características de las aguas del RC de la cuenca alta y de aguas subterráneas antiguas. El segundo grupo es conformado por los sitios 15-II-3 y 53-E, los cuales están asociados a aguas altamente mineralizadas pero empobrecidas en isótopos estables y con alta temperatura y pH, que se relacionan con aguas de retorno agrícola, en las que la evaporación aumenta la temperatura del agua y las sales disueltas. El tercer grupo lo conforman los sitios 1-Esquer, 185-C, 7-3-I-1 y 152-C con relación a una alta mineralización, pero baja temperatura y bajo pH, pero enriquecidas en isótopos estables, podrían atribuirse a aguas subterráneas resultado de la mezcla entre agua antigua y agua de canal (agua más evaporada que la de la presa). Por último, el sitio 1-Mérida (grupo Mérida) que estaría representado por agua de bajos pH, temperatura y mineralización, pero enriquecida en isótopos, jóvenes y similares a las del RC-PM.

El diagrama x-y de un segundo ACP, sin los valores anómalos, se presenta en la [Figura 43](#). El eje x representa al CP1 que relaciona inversamente el pH con las concentraciones de K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} y SO_4^{-2} , aguas poco mineralizadas y con un pH más alto (en este caso, agua más antigua), mientras que el eje y está representando el CP2, que relaciona directamente la conductividad eléctrica con las concentraciones de Na^+ y Cl^- además de las composiciones de isótopos estables, tratándose de aguas más mineralizadas y evaporadas que podrían deberse a la influencia de los canales de irrigación o retornos agrícolas.

Figura 43

Diagrama x-y de los primeros dos componentes principales para las aguas subterráneas del VM, sin incluir los datos atípicos.



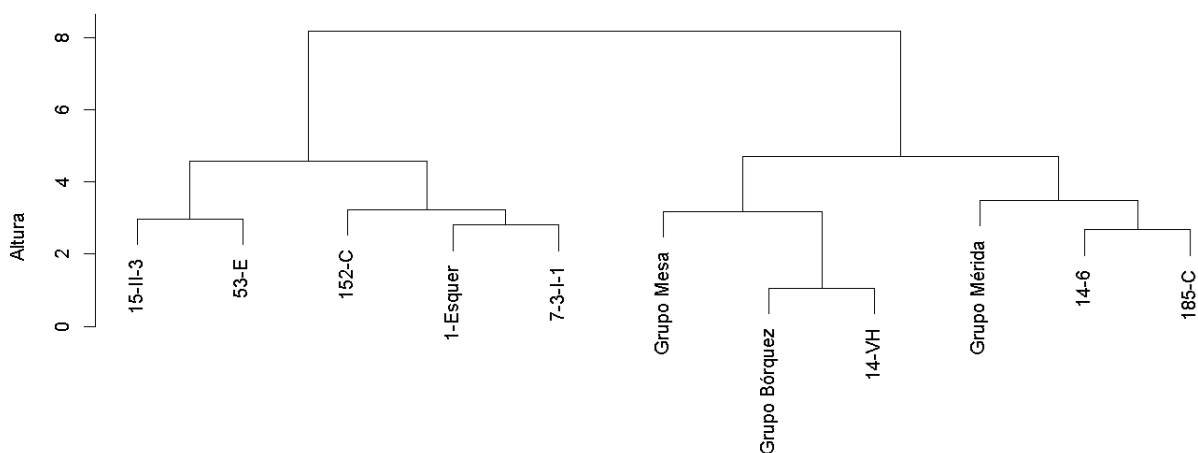
En la [Figura 43](#) se identificaron 5 grupos. El primero dado por el grupo Mesa (sitios BC10-BM-2 y 3) y el sitio 2-JRM (parte del grupo Bórquez) como aguas poco mineralizadas, con alto contenido de Na⁺ y Cl⁻ y también alta CE y temperatura, pero bajo pH. El segundo grupo, conformado por el sitio 1-Esquer, se trata de agua con alta mineralización, enriquecida en isótopos estables, alta CE y temperatura. El tercer grupo se trata del sitio 7-3-I-1 que es agua que depende exclusivamente de la alta mineralización. El cuarto grupo se conforma de los sitios 1-Mérida, 14-6 y 185-C, y se tratan de aguas altamente mineralizadas, pero con baja CE, bajo contenido de Na⁺ y Cl⁻ y empobrecidas en isótopos estables. Por último, el quinto grupo viene dado por los sitios 10-Bórquez (parte del grupo Bórquez) y 14-VH, como aguas poco

mineralizadas, empobrecidas en isótopos estables, con baja CE, bajo contenido de Na^+ y Cl^- y baja temperatura, pero pH considerable.

Para agrupar a las aguas subterráneas con base en sus características fisicoquímicas e isotópicas, también se construyó la [Figura 44](#), en la que se presenta un dendrograma de las aguas subterráneas del VM. En general se aprecian 4 grupos de agua, el primero conformado por los sitios 15-II-3 y 53-E, afectados por los retornos agrícolas; el segundo grupo compuesto por los sitios 152-C, 1-Esquer y 7-3-I-1, que posiblemente sean los mayormente influenciados por aguas evaporadas como la de los canales de irrigación como lo corroboran sus características químicas e isotópicas; el tercer grupo siendo los grupos Bórquez y Mesa junto con el sitio 14-VH, representando a las aguas más antiguas del área de estudio; y un cuarto grupo conformado por el grupo Mérida, 14-6 y 185-C, tentativamente las aguas más parecidas a las del RC en la Presa Morelos.

Figura 44

Dendrograma de las aguas subterráneas del VM.



Capítulo 6 – Conclusiones y Recomendaciones

Para los propósitos de esta investigación, se establecieron dos redes de monitoreo: la primera, constituida por 16 pozos inactivos de CONAGUA, dedicada a la medición de los niveles de agua subterránea; la segunda, conformada por 21 pozos de extracción del sistema de riego agrícola, para el muestreo de los parámetros fisicoquímicos e isotópicos. Durante el periodo 2019 a 2022, la porción noreste del acuífero Valle de Mexicali recibió flujo subterráneo proveniente del norte. A escala del sitio de estudio, se identificaron dos direcciones de flujo preferencial, una NE-SO, en la porción noreste, y otra NO-SE, al noroeste. No obstante, los niveles freáticos a lo largo de ese periodo mostraron un abatimiento promedio de 1 m/año, con una leve recuperación de 20 a 70 cm entre abril de 2019 y abril del 2020, y de aproximadamente 50 cm entre octubre de 2021 y el mismo mes de 2022.

Las aguas subterráneas de la porción NE del acuífero Valle de Mexicali resultan de la mezcla entre dos miembros extremos: un componente empobrecido en isótopos estables que recargó en épocas pasadas, más frías y húmedas (antiguo), y un componente conformado por el agua del actual Río Colorado, tal como se observa en la Presa Morelos (agua reciente). Las aguas con mayor porcentaje reciente se localizan en las zonas central y este del sitio de estudio, en la cercanía de los principales canales derivadores del agua del Río Colorado. Las aguas más alejadas del sistema de riego superficial se ubican al oeste y presentan poca o ninguna contribución del componente reciente. En el área de estudio no se observó influencia de la precipitación local ni del agua del sistema geotérmico dominante, no obstante, el flujo regional hacia el área de estudio incluye un componente proveniente de la zona Pilot Knob Mesa. Así mismo, las aguas superficiales de la cuenca alta del Río Colorado presentan las mismas características fisicoquímicas estimadas para las aguas que arribaron a la región noreste del

Valle de Mexicali y que recargaron el acuífero en tiempos anteriores a la construcción de la infraestructura hídrica, es decir, sin efectos de la evaporación en las presas. Por su parte, el agua del Río Colorado que arriba ya evaporada al Valle de Mexicali por la Presa Morelos, ejerce una mayor influencia en la composición isotópica de las aguas subterráneas que la que una segunda evaporación (reevaporación) pudiera tener.

La combinación de métodos isotópicos indica que las aguas más antiguas en esta porción del acuífero cuentan con 1,000 años o más de residencia (hasta 4,000 en datos sin ajustar) y se encuentran al oeste del área de estudio; mientras tanto, las aguas más modernas, con un tiempo de residencia de 50 años o menos, se ubican en la zona central (grupo Mérida). El resto de las aguas, al este del sitio de estudio, corresponden a una mezcla entre agua submoderna y moderna (entre 50 y 1,000 años). En general, las aguas más modernas en esta porción del acuífero se encuentran en la cercanía del cauce del Río Colorado, mientras que las más antiguas se ubican al oeste del sitio de estudio, lejos de los canales derivadores. Se observa claramente una continuidad subterránea de los tiempos de residencia entre los acuíferos Valle Imperial y Valle de Mexicali, así como las mismas firmas isotópicas y químicas, lo que confirma un mismo origen y evolución y, por lo tanto, una conexión hidráulica subterránea.

Químicamente, las aguas subterráneas estudiadas son principalmente del tipo Ca-Na-SO₄-Cl, aunque la variante Na-Cl predomina al oeste del sitio de estudio, resaltando nuevamente una diferencia significativa en los procesos que han afectado a las aguas de esta sección del sitio de estudio, alejada del sistema de riego superficial. Todas estas aguas subterráneas están salinizadas y aquellas provenientes de los sitios 15-II-3 y 53-E presentan intercambio iónico inverso. Los procesos más relevantes en la calidad de estas aguas son la disolución de halita, yeso y anhidrita y la meteorización de silicatos. Las aguas que exhiben una mayor influencia de la evaporación, y por ende asociadas a retornos agrícolas, son las provenientes de los sitios 15-

II-3, 152-C y 53-E. Finalmente, son tres los componentes principales que afectan la evolución y la calidad de las aguas subterráneas estudiadas, el primero y más relevante se atribuye a la mineralización de las aguas. El segundo y el tercero son intercambiables, dependiendo de la inclusión/remoción de los datos anómalos en el análisis, y se atribuyen a la influencia de un componente antiguo y a agua evaporada, respectivamente.

En general, las aguas subterráneas de la porción noreste del acuífero Valle de Mexicali se agrupan en cuatro conjuntos: (1) las aguas antiguas (grupo Bórquez, grupo Mesa y 14-VH); (2) las aguas del Río Colorado en la Presa Morelos (Grupo Mérida, 14-6 y 185-C); (3) las aguas afectadas por retornos agrícolas (15-II-3 y 53-E); y, (4) las aguas influenciadas por los canales derivadores (152-C, 1-Esquer, 7-3-I-1).

Recomendaciones:

Los resultados de este estudio pueden ser usados por los agentes administradores de los recursos hídricos en la toma de decisiones de gestión basadas en ciencia y para la protección del acuífero, sobre todo en la zona semiárida y en condiciones de estrés hídrico en la que se ubica el Valle de Mexicali.

Este trabajo puede ser apoyado por más investigación cuantitativa que utilice índices de saturación de los diferentes minerales en las aguas, otros métodos de datación para detectar agua moderna en conjunto con el ^3H , como lo son los CFCs o helio-3, así como un mayor número de datos de isotopía estable (^2H , ^{18}O , ^{13}C), radiactiva (^{14}C) y fisicoquímica de las aguas, lo que permitirá el desarrollo de un esquema para un uso sustentable de este sistema hídrico y facilitará enfrentar los desafíos derivados del acelerado crecimiento de la región.

Referencias

- Abdelfadel, F., Hilali, M., Fontaine, C., Albani, A. E., Mahboub, A., Eloy, L., Labanowski, J., Benaissi, L., & Razack, M. (2020). Hydrogeology of a Complex Aquifer System in Semi-Arid Mountainous Region: The Eastern Upper Guir Basin in the High Atlas (Morocco). *Water*, 12, 2849. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3390/w12102849>
- Aguiar, L. K. L., Amador, J. L. O., Rivera, D. A., & Góngora, E. P. (2023). *Manual de campo para colecta de muestras de agua*. Dirección General de Asuntos del Personal Académico, UNAM. <https://cc.sisal.unam.mx/LabCalAmb/Manuales/Manual%20de%20campo%20para%20colecta%20de%20muestras%20de%20agua.pdf>
- Aguiar-Ramírez, C., Camprubí, A., Fitz-Díaz, E., Cienfuegos-Alvarado, E., & Morales-Puente, P. (2016). Variación en la composición isotópica del agua meteórica a lo largo de la sección centro-noreste de la Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69, 447-463. <https://doi.org/https://doi.org/10.18268/BSGM2017v69n2a9>
- Ahmed, I. M., Jalludin, M., & Razack, M. (2020). Hydrochemical and Isotopic Assessment of Groundwater in the Goda Mountains Range System. Republic of Djibouti (Horn of Africa). *Water*, 12. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3390/w12072004>
- Al-Gamal, S. A. (2020). *Isotope Hydrology - Fundamentals and recent trends*. Lambert. https://www.researchgate.net/publication/343650977_978-620-2-67836-0/download
- Appelo, C., & Postma, D. (2005). *GEOCHEMISTRY, GROUNDWATER AND POLLUTION, 2ND EDITION*. A.A. Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands a member of Taylor & Francis Group plc.
- Ariel Construcciones, S. A. (1968). *Estudio hidrogeológico completo de los acuíferos del valle de Mexicali, B.C. y Mesa de San Luis, Son.* (Vol. 1).
- Arsham, H., & Lovric, M. (2011). Bartlett's Test. *International encyclopedia of statistical science*, 2, 20-23.
- Asare, A. A.-A., Emmanuel; Ali, Bukari; Owusu-Nimo, Frederick. (2021). Physico-chemical evaluation of groundwater along the coast of the Central Region, Ghana *Groundwater for Sustainable Development*, 13. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gsd.2021.100571>
- Auge, M. (2006). *Agua subterránea, deterioro de calidad y reserva*. Universidad de Buenos Aires.
- Balagizi, C. M., Kasereka, M. M., Kyambikwa, A. M., Cuoco, E., Arienzo, I., & Liotta, M. (2022). haracterizing groundwater recharge sources using water stable isotopes in the North Basin of Lake Kivu, East Africa *Chemical Geology*, 594. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2022.120778>
- Barcelona, M. J. (1985). *Practical guide for ground-water sampling* (R. S. Kerr, Ed. Vol. 600). Environmental Research Laboratory, Office of Research and Development, US Environmental Protection Agency. <https://nepis.epa.gov/Exe/ZyNET.exe/30000FRY.TXT?ZyActionD=ZyDocument&Client=EPA&Index=1981+Thru+1985&Docs=&Query=&Time=&EndTime=&SearchMethod=1&TocRestrict=n&Toc=&TocEntry=&QField=&QFieldYear=&QFieldMonth=&QFieldDay=&IntQFieldOp=0&ExtQFieldOp=0&XmlQuery=&File=D%3A%5Czyfiles%5CIndex%20Data%5C81thru85%5CTxt%5C00000003%5C30000FRY.txt&User>

=ANONYMOUS&Password=anonymous&SortMethod=h%7C-
&MaximumDocuments=1&FuzzyDegree=0&ImageQuality=r75g8/r75g8/x150y150g1
6/i425&Display=hpfr&DefSeekPage=x&SearchBack=ZyActionL&Back=ZyActionS
&BackDesc=Results%20page&MaximumPages=1&ZyEntry=1&SeekPage=x&ZyPU
RL#

- Battle-Aguilar, J., Banks, E. W., Batelaan, O., Kipfer, R., Brennwald, M. S., & Cook, P. G. (2016). Groundwater residence time and aquifer recharge in multilayered, semi-confined and faulted aquifer systems using environmental tracers. *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.036>
- Bershaw, J. (2018). Controls on Deuterium Excess across Asia. *Geosciences*, 8. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3390/geosciences8070257>
- Bhandary, H., Al-Fahad, K., Al-Senafy, M., & Al-Khalid, A. (2012). *Usage of environmental isotopes in characterizing groundwater recharge sources* Water Pollution 2012,
- Blanco Romía, M., & Alcalá Bernárdez, M. (2009). Multivariate Calibration for Quantitative Analysis. In *Infrared Spectroscopy for Food Quality Analysis and Control* (pp. 51-82). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374136-3.00003-1>
- Bouchaou, L., Michelot, J. L., Qurtobi, M., Zine, N., Gaye, C. B., Aggarwal, P. K., Marah, H., Zerouali, A., Taleb, H., & Vengosh, A. (2009). Origin and residence time of groundwater in the Tadla basin (Morocco) using multiple isotopic and geochemical tools. *Journal of Hydrology*, 379, 323-338. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.10.019>
- Bustillos-Durán, S. (2004). El agua en la frontera México-Estados Unidos. *Revista Iberoamericana de Filosofía, Política y Humanidades*, 6(11), 104-119.
- Carreira, P. M., Lobo de Pina, A., Mota Gomes, A. d., Marques, J. M., & Monteiro Santos, F. (2022). Radiocarbon Dating and Stable Isotopes Content in the Assessment of Groundwater Recharge at Santiago Island, Republic of Cape Verde. *Water*. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w14152339>
- Carreón-Diazconti, C., Hernández, J. R., & Vega, M. (1995). Aplicación del diagrama de Stiff como herramienta geoquímica en la exploración geotérmica del valle de Mexicali, Baja California. *Ingeniería hidráulica en México* (1985), 10(3), 37-46.
- CDWR. (2012). *Reference Evapotranspiration Zones*. C. D. o. W. Resources. <https://www.cimis.water.ca.gov/Content/pdf/CimisRefEvapZones.pdf>
- Chen, Z., Wang, G., & Jia, Y. (2017). Foliar $\delta^{13}\text{C}$ Showed No Altitudinal Trend in an Arid Region and Atmospheric Pressure Exerted a Negative Effect on Plant $\delta^{13}\text{C}$. *Frontiers in Plant Science*, 8. <https://doi.org/https://doi.org/10.3389/fpls.2017.01070>
- CILA. (1944). *Tratado entre el gobierno de los Estados Unidos Mexicanos y el gobierno de los Estados Unidos de América de la distribución de las aguas internacionales de los ríos Colorado, Tijuana y Bravo, desde Fort Quitman, Texas, hasta el Golfo de México*. Comisión Internacional de Límites y Aguas
- CILA. (2019). *Inicia la aplicación del plan binacional de contingencia antes la escasez de agua del Río Colorado en 2020* <https://cila.sre.gob.mx/cilanorte/index.php/prensa/153-prensa123>
- CILA. (2021). *La sequía en el Río Colorado detona reducciones en las entregas de agua para México y los Estados Unidos durante 2022* <http://www.cila.gob.mx/prensa/prensa133.pdf>
- CILA. (2022). *La sequía en el Río Colorado detona más reducciones en el suministro de agua en México y los Estados Unidos durante 2023; Se necesitan acciones adicionales a*

- medida que los almacenamientos continúan su rápido descenso*
<http://www.cila.gob.mx/prensa/prensa141.pdf>
- CILA. (2023). *Se anuncian reducciones en las entregas de agua del Río Colorado en 2024 para México y Estados Unidos* <http://www.cila.gob.mx/prensa/prensa152.pdf>
- CILA. (2024). *Se anuncian las asisgnaciones de agua del Río Colorado en 2025 para México y Estados Unidos* <http://www.cila.gob.mx/prensa/prensa156.pdf>
- CILA. (2025). *Se anuncian las asignaciones de agua del Río Colorado en 2026 para México y Estados Unidos* <http://www.cila.gob.mx/prensa/prensa164.pdf>
- Cital, F., Rivera, A., Rodríguez-Burgueño, E., & Ramírez-Hernández, J. (2021). *A governance panorama of an aquifer in a semiarid region, Mexico*. UNESCO.
https://www.researchgate.net/publication/354863127_A_Governance_Panorama_of_a_n_Aquifer_in_a_Semi-arid_Region_Mexico
- Clark, I., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. CRC Press.
- Coes, A. L., Land, M., Densmore, J. N., Landrum, M. T., Beisner, K. R., Kennedy, J. R., Macy, J. P., & Tillman, F. D. (2015). *Initial Characterization of the Groundwater System near the Lower Colorado Water Supply Project, Imperial Valley, California* (Scientific Investigations Report, Issue.
- CONAGUA. (2019). *Estadísticas del Agua en México*.
https://files.conagua.gob.mx/conagua/publicaciones/Publicaciones/EAM_2019.pdf
- CONAGUA. (2020). *ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA EN EL ACUÍFERO VALLE DE MEXICALI (0210), ESTADO DE BAJA CALIFORNIA*. G. d. México.
https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/BajaCalifornia/DR_0210.pdf
- CONAGUA. (2023). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Valle de Mexicali (0210), estado de Baja California*. G. d. México.
<https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/sections/Edos/BajaCalifornia/bc.html>
- CONAGUA. (2024). *Redes de monitoreo piezométrico: Consulta de mediciones piezométricas. Gerencia de aguas subterráneas*. Comisión Nacional del Agua.
<https://sigagis.conagua.gob.mx/rp20/>
- Cook, P. G., & Herczeg, A. (2000). *Environmental Tracers in Subsurface Hydrology*. Springer Science+Bussines Media. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-1-4615-4557-6>
- Cota, S., Peixoto, C., Dias, V., Barreto, A., Moreira, L., & Palmieri, H. (2011). *Environmental isotopes and chemistry characterization of the rainfall at the CDTN GNIP station* International Nuclear Atlantic Conference
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.
<https://doi.org/DOI:10.1126/science.133.3465.1702>
- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1983). *Hidrología Subterránea* (2 ed.). Omega.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus* 16(4), 436-468.
<https://doi.org/https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- Dauphas, N., & Schauble, E. A. (2016). Mass Fractionation Laws, Mass-Independent Effects, and Isotopic Anomalies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44, 709-783.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012157>
- De Vries, J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10, 5-17. <https://doi.org/10.1007/s10040-001-0171-7>

- Dibble, K., Yackulic, C., Kennedy, T., Bestgen, K., & Schmidt, J. (2020). Water storage decisions will determine the distribution and persistence of imperiled river fishes. *Ecological Applications* 31(2). <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/eap.2279>
- DiStefano, C., Zhu, M., & Míndrilã, D. (2009). Understanding and Using Factor Scores: Considerations for the Applied Researcher. *Practical Assessment, Research and Evaluation* 14. <https://doi.org/https://doi.org/10.7275/da8t-4g52>
- DOF. (2023). *Acuerdo por el que se actualiza la disponibilidad media anual de agua subterránea de los 653 acuíferos de los Estados Unidos Mexicanos, mismos que forman parte de las regiones hidrológico-administrativas que se indican.*: Diario Oficial de la Federación Retrieved from https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5708074&fecha=09/11/2023#gsc.tab=0
- Drever, J. I. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters: Surface and Groundwater Environments*. Prentice-Hall.
- Dunteman, G. H. (1989). *Principal Component Analysis*. SAGE Publications, Inc. <https://doi.org/https://dx.doi.org/10.4135/9781412985475>
- El khalki, S., Ghalit, M., Elbarghmi, R., Azzaoui, K., Jodeh, S., Hanbali, G., & Lamhamdi, A. (2024). Identification of hydrochemical processes of groundwater in Nekor-Ghiss plain (Morocco): using the application of multivariate statistics and Geographic Information Systems (GIS) to map groundwater. *Applied Water Science*, 14(166). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s13201-024-02220-4>
- ESRI. (2020). ArcMap. In: ArcGis Desktop.
- FAO. (2011). *The state of the world's land and water resources for food and agriculture: Managing systems at risk*. <https://www.fao.org/3/i1688e/i1688e.pdf>
- FAO. (2016). Shared Global Vision for Groundwater Governance 2030 and A call-for-action. In: Organización de las Naciones Unidad Para la Alimentación y la Agricultura.
- Farokhnia, M., & Niaki, S. T. A. (2019). Principal component analysis-based control charts using support vector machines for multivariate non-normal distributions. *Communications in statistics - simulation and computation* <https://doi.org/https://doi.org/10.1080/03610918.2018.1506032>
- Fayomi, A., Pantazis, Y., Tsagris, M., & Wood, A. T. A. (2023). Cauchy robust principal component analysis with applications to high-dimensional data sets. *Statistics and Computing* <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s11222-023-10328-x>
- Feddema, R. J. (2018). *STRUGGLING WITH SALINITY: PATTERNS AND DRIVERS OF GROUNDWATER QUALITY CHANGE IN THE MEXICALI VALLEY, MEXICO* San Diego State University].
- Fisher. (2022). *Oakton™ Medidor de pH de bolsillo EcoTestr™ pH 2+*. Fisher Scientific. <https://www.fishersci.es/shop/products/ecotestr-ph-2-pocket-ph-meter/15682129>
- Freeze, R. A., & Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. Prentice-Hall Inc.
- Fuentes-Arreazola, M., Ramírez-Hernández, J., & Vázquez-González, R. (2018). Hydrogeological Properties Estimation from Groundwater Level Natural Fluctuations Analysis as a Low-Cost Tool for the Mexicali Valley Aquifer. *Water*, 10(586). <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w10050586>
- Garmin. (2020). *GPSMAP® 65/65S - Manual del usuario*. Garmin. <https://www8.garmin.com/manuals/webhelp/GUID-EA40F185-39D1-4C3B-B512->

7AA823FA3DB5/ES-XM/GUID-37A0AE2A-98CD-4463-ADB9-13749D79B09F.html?utm

- Gee, G. W., & Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2, 255-266.
<https://doi.org/10.1002/hyp.3360020306>
- Geyh, M. (2000). An Overview of ¹⁴C Analysis in the Study of Groundwater. *Radiocarbon*, 42, 99-114. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1017/S0033822200053078>
- Ghalib, H. B., & Sogut, A. R. (2014). Environmental Isotopic Characterization of Groundwater and Surface Water in Northeast Missan Providence, South Iraq. *Acta Geológica SINICA* 88(4), 1227-1238. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/1755-6724.12285>
- Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*, 170, 1088-1090. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- Golden Software. (2018). Surfer. In.
- Guerrero, R., & Berlanga, M. (2000). Isótopos estables: Fundamento y aplicaciones. *Actualidad* 30(19), 17-23.
- Gugulothu, S., Subbararo, N., Das, R., & Dhakate, R. (2022). Geochemical evaluation of groundwater and suitability of groundwater quality for irrigation purpose in an agricultural region of South India. *Applied Water Science*, 12(142).
<https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s13201-022-01583-w>
- Guo, Y., Wei, J., Gui, H., Zhang, Z., & Hu, M. (2020). Evaluation of changes in groundwater quality caused by a water inrush event in Taoyuan coal mine, China. *Environmental Earth Sciences*, 79(528). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s12665-020-09243-5>
- Hach. (2023). *Kit de prueba de nitrato-nitrito, Modelo NI-12*. Hach.
<https://latam.hach.com/kit-de-prueba-de-nitrato-nitrito-modelo-ni-12/product-details?id=54617207148>
- Hach. (2024). *Kit de prueba de alcalinidad, modelo AL-AP*. Hach. <https://latam.hach.com/kit-de-prueba-de-alcalinidad-modelo-al-ap/product?id=54617209379>
- Hamed, Y., & Dhahri, F. (2013). Hydro-geochemical and isotopic composition of groundwater, with emphasis on sources of salinity, in the aquifer system in Northwestern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 83, 10-24.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2013.02.004>
- Han, L.-F., & Plummer, L. N. (2013). Revision of Fontes & Garnier's model for the initial ¹⁴C content of dissolved inorganic carbon used in groundwater dating. *Chemical Geology* 351, 105-114.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.05.011>
- Han, L.-F., & Plummer, L. N. (2016). A review of single-sample-based models and other approaches for radiocarbon dating of dissolved inorganic carbon in groundwater. *Earth Science Reviews*. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.004>
- Han, L.-F., Plummer, L. N., & Aggarwal, P. (2012). A graphical method to evaluate predominant geochemical processes occurring in groundwater systems for radiocarbon dating. *Chemical Geology*, 318-319, 88-112.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.05.004>
- He, C., Harden, C., & Liu, Y. (2020). Comparison of water resources management between China and the United States. *Geography and Sustainability*, 1, 98-108.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geosus.2020.04.002>

- Herczeg, A. (2007). A practical approach to radiocarbon dating of groundwater. Proc. Symp. Adv. Isotope hydrology and its role in sustainable water resource management IHS.
- Hernández-Pérez, E., Levresse, G., Carrera-Hernández, J., Inguaggiato, C., Vega-González, M., Corbo-Camargo, F., Carreón-Freyre, D. C., Billarent-Cedillo, A., Sancén Contreras, F. J., & Ramírez Hernández, C. P. (2022). Geochemical and isotopic multi-tracing ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\Delta^{14}\text{C}$) of groundwater flow dynamics and mixing patterns in the volcanoclastic aquifer of the semiarid San Juan del Río Basin in central Mexico. *Hydrogeology Journal*, 30, 2073-2095.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s10040-022-02536-y>
- Herrera, C., Godfrey, L., Urrutia, J., Custodio, E., Jordan, T., Jódar, J., Delgado, K., & Barrenechea, F. (2021). Recharge and residence times of groundwater in hyper arid areas: The confined aquifer of Calama, Loa River Basin, Atacama Desert, Chile. *Science of the Total Environment* 752.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141847>
- Hinojosa-Huerta, O., & Carrillo-Guerrero, Y. (2010). La cuenca binacional del Río Colorado. In *Las Cuencas Hidrográficas de México* (pp. 180-187). Pluralia Ediciones.
https://www.researchgate.net/publication/257569082_La_Cuenca_Binacional_del_Rio_Colorado
- Hssaisoune, M., Bouchaou, L., Qurtobi, M., Marah, H., Beraaouz, M., & El Messari, J. S. (2022). Isotopic and Chemical Tracing for Residence Time and Recharge Mechanisms of Groundwater under Semi-Arid Climate: Case from Rif Mountains (Northern Morocco). *Geosciences*, 12, 74.
<https://doi.org/https://doi.org/10.3390/geosciences12020074>
- Huang, T., & Pang, Z. (2012). The role of deuterium excess in determining the water salinisation mechanism: A case study of the arid Tarim River Basin, NW China. *Applied Geochemistry*, 27, 2382-2388.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2012.08.015>
- IAEA. (1983). *Isotope Techniques in the Hydrogeological Assessment of Potential Sites for the Disposal of High Level Radioactive Wastes*. INTERNATIONAL ATOMIC ENERGY AGENCY. <https://www.iaea.org/publications/1329/isotope-techniques-in-the-hydrogeological-assessment-of-potential-sites-for-the-disposal-of-high-level-radioactive-wastes>
- IAEA. (1993). *Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements*. https://www-pub.iaea.org/MTCD/Publications/PDF/te_825_prn.pdf
- IAEA. (2013). *Isotope Methods for Dating Old Groundwater*. International Atomic Energy Agency.
- IAEA. (2022). Special Issue of the Global Network of Isotopes in Precipitation. *Water and Environment Newsletter*.
- IMTA. (2013). *ESTUDIO DE PLAN DE MANEJO INTEGRADO DEL ACUÍFERO VALLE DE MEXICALI, EN EL ESTADO DE BAJA CALIFORNIA, Y EL ESTUDIO DE PLAN DE MANEJO INTEGRADO DEL ACUÍFERO VALLE DE SAN LUIS RÍO COLORADO, EN LOS ESTADOS DE BAJA CALIFORNIA Y SONORA PRIMERA PARTE* S. d. M. A. y. R. Naturales.
https://sigagis.conagua.gob.mx/t_estudios24/INVENTARIO/02%20BAJA%20CALIFORNIA/PDF/0986_EC.pdf

- IMTA. (2020). *El agua en el Valle de Mexicali, Baja California: Origen, uso y destino*. G. d. México.
- Jasechko, S., Birks, S. J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P. J., Sharp, Z. D., McDonnell, J. J., & Welker, J. M. (2014). The pronounced seasonality of global groundwater recharge. *Water Resources Research*, 50(11), 8845 - 8867. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014WR015809>
- Jeelani, G., Kumar, U. S., & Kumar, B. (2013). Variation of d18O and dD in precipitation and stream waters across the Kashmir Himalaya (India) to distinguish and estimate the seasonal sources of stream flow. *Journal of Hydrology*, 481, 157-165. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.12.035>
- Jolliffe, I. T. (2002). *Principal Component Analysis*. Springer. <https://link.springer.com/book/10.1007/b98835>
- Joshi, S. K., Rai, S. P., Sinha, R., Gupta, S., Densmore, A. L., Rawat, Y. S., & Shekhar, S. (2018). Tracing groundwater recharge sources in the northwestern Indian alluvial aquifer using water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and 3H). *Journal of Hydrology*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.02.056>
- Kamal, S., Sefiani, S., Laftouhi, N.-E., Mandour, A. E., Moustadraf, J., Elgettafi, M., Himi, M., & Casas, A. (2020). Hydrochemical and isotopic assessment for characterizing groundwater quality and recharge processes under a semi arid area: Case of the Haouz plain aquifer (Central Morocco) *Journal of African Earth Sciences* <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104077>
- Karkkainen, T., & Saarela, M. (2015). *Robust Principal Component Analysis of Data with Missing Values* Computer Science
- Kattan, Z. (2001). Use of hydrochemistry and environmental isotopes for evaluation of groundwater in the Paleogene limestone aquifer of the Ras Al-Ain area (Syrian Jezireh). *Environmental Geology*, 41, 128-144. <https://doi.org/10.1007/s002540100354>
- Kaur, L., Rishi, M. S., Sharma, S., Sharma, B., Lata, R., & Singh, G. (2019). Hydrogeochemical characterization of groundwater in alluvial plains of river Yamuna in northern India: An insight of controlling processes. *Journal of King Saud University - Science* <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jksus.2019.01.005>
- Kendall, C., & Caldwell, E. (1998). Fundamentals of Isotope Geochemistry. In *Isotope Tracers in Catchment Hydrology* (pp. 51-86). Elsevier Science B.V. <https://wwwrcamnl.wr.usgs.gov/isoig/isopubs/itchch2.html#2.3>
- Khan, F., Krishnaraj, S., Raja, P., Selvaraj, G., & Cheelil, R. (2021). Impact of hydrogeochemical processes and its evolution in controlling groundwater chemistry along the east coast of Tamil Nadu and Puducherry, India. *Environmental Science and Pollution Research*, 28, 18567-18588. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s11356-020-10912-y>
- Khatun, N. (2021). Applications of Normality Test in Statistical Analysis. *Open Journal of Statistics*, 11, 113-122. <https://doi.org/https://doi.org/10.4236/ojs.2021.111006>
- Kim, D., & Kim, S.-K. (2012). Comparing patterns of component loadings: Principal Component Analysis (PCA) versus Independent Component Analysis (ICA) in analyzing multivariate non-normal data. *Behavior Research Methods* <https://doi.org/10.3758/s13428-012-0193-1>
- Koterba, M. W., Franceska; Lapham, Wayne. (1995). *Groundwater data collection protocols and procedures for the national water quality assessment program: Collection and*

- documentation of water quality samples and related data.*
<https://pubs.usgs.gov/of/1995/ofr-95-399/pdf/of95-399.pdf>
- Krishan, G., Prasad, G., Anjali, Kumar, C. P., Patidar, N., Yadav, B. K., Kansal, M. L., Singh, S., Sharma, L. M., Bradley, A., & Verma, S. K. (2020). Identifying the seasonal variability in source of groundwater salinization using deuterium excess- a case study from Mewat, Haryana, India. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 31.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100724>
- Kuo, C.-H., Li, P.-Y., Lin, J.-Y., & Chen, Y.-L. (2022). Integrating Stable Isotopes with Mean Residence Time Estimation to Characterize Groundwater Circulation in a Metamorphic Geothermal Field in Yilan, Taiwan. *Water*, 14(97).
<https://doi.org/https://doi.org/10.3390/w14010097>
- Lamontagne, S., Taylor, A. R., Battle-Aguilar, J., Suckow, A., Cook, P. G., Smith, S. D., Morgenstern, U., & Stewart, M. K. (2015). River infiltration to a subtropical alluvial aquifer inferred using multiple environmental tracers. *Water Resources Research*, 51.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1002/2014WR015663>
- Lesser, L., Mahlknecht, J., & López-Pérez, M. (2019). Long-term hydrodynamic effects of the All-American Canal lining in an arid transboundary multilayer aquifer: Mexicali Valley in north-western Mexico. *Environmental Earth Sciences* 78.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s12665-019-8487-6>
- Li, Z., Yang, Q., Yang, Y., Ma, H., Wang, H., Luo, J., Bian, J., & Delgado-Martín, J. (2019). Isotopic and geochemical interpretation of groundwater under the influences of anthropogenic activities. *Journal of Hydrology*, 576, 685-697.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.06.037>
- Likens, G. E. (2009). *Encyclopedia of Inland Waters*. Elsevier.
- Lindsey, B. D., Jurgens, B. C., & Belitz, K. (2019). *Tritium as an Indicator of Modern, Mixed, and Premodern Groundwater Age*.
- Liu, Q., Gui, D., Zhang, L., Dai, H., Wei, G., & Hu, B. X. (2022). Simulation of regional groundwater levels in arid regions using interpretable machine learning models. *Science of the Total Environment*, 831.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.154902>
- Llamas-Dios, M. I. (2019). *Revisión de las fuentes de recarga de un acuífero aluvial en un ambiente árido con irrigación intensiva en el Valle de Mexicali, Baja California, México*. Universidad de Málaga]. Málaga, España.
- Madrigal-Solís, H., Jiménez-Gavilán, P., Vadillo-Pérez, I., Fonseca-Sánchez, A., Quesada-Hernández, L., Sánchez-Gutiérrez, R., Calderón-Sánchez, H., & Pardo-Vargas, C. (2020). Application of hydrogeochemistry and isotopic characterization for the assessment of recharge in a volcanic aquifer in the eastern region of central Costa Rica. *Isotopes in Environmental and Health Studies*
<https://doi.org/https://doi.org/10.1080/10256016.2020.1814277>
- Mahlknecht, J., Gárfias-Solis, J., Aravena, R., & Tesch, R. (2006). Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the Independence Basin, Mexico. *Journal of Hydrology*, 324, 283-300.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.09.021>

- Mahlknecht, J., Schneider, J. F., Merkel, B. J., Navarro de León, I., & Bernasconi, S. M. (2004). Groundwater recharge in a sedimentary basin in semi-arid Mexico. *Hydrogeology Journal*, 12, 511-530. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0332-6>
- Makdisi, R. S., Truesdell, A. H., Thompson, J. M., Coplen, T. B., & Sanchez, J. (1982). *Geochemical evolution of Mexicali Valley groundwaters* Cuarto Simposio sobre el campo geórmico de Cerro Prieto, Guadalajara, Jalisco.
- McKinney, C. R., McCrea, J. M., Epstein, S., Allen, H. A., & Urey, H. C. (1950). Improvements in Mass Spectrometers for the Measurements of Small Differences in Isotope Abundance Ratios. *Review of Scientific Instruments* 21(8). <https://doi.org/https://doi.org/10.1063/1.1745698>
- Medler, C. J. (2022). *Hydrogeologic Characteristics of Hourglass and New Years Cave Lakes at Jewel Cave National Monument, South Dakota, from Water-Level and Water-Chemistry Data, 2015–21*.
- Michel, R. L. (1989). *Tritium deposition in the continental United States* (Water-Resources Investigations Report, Issue. <https://pubs.usgs.gov/wri/1989/4072/report.pdf>
- Michel, R. L., Jurgens, B. C., & Young, M. B. (2018). *Tritium Deposition in Precipitation in the United States, 1953–2012* (National Water-Quality Program, Issue.
- Michel, R. L., & Schroeder, R. A. (1994). Use of long-term tritium records from the Colorado River to determine timescales for hydrologic processes associated with irrigation in the Imperial Valley, California *Applied Geochemistry* 9, 387-401. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0883-2927\(94\)90061-2](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0883-2927(94)90061-2)
- Mook, W. G. (1976). The dissolution-exchange model for dating groundwater with ^{14}C . In *Interpretation of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology*. International Atomic Energy Agency.
- Mook, W. G. (2001). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico* (Vol. 1-2). IGME.
- Moreno-Merino, L., De la Losa-Roman, A., Romero-Prados, A., & Carro-Martín, S. (2016). Interpretación de análisis químicos de aguas subterráneas mediante la hoja INQUAS. In. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España.
- Musaed, H., Al-Bassam, A., Zaidi, F., Alfaifi, H., & Ibrahim, E. (2020). Hydrochemical assessment of groundwater in mesozoic sedimentary aquifers in an arid region: a case study from Wadi Nisah in Central Saudi Arabia. *Environmental Earth Sciences*, 79. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s12665-020-8889-5>
- Narisma, G. T., Foley, J. A., Licker, R., & Ramankutty, N. (2007). Abrupt changes in rainfall during the twentieth century. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2006GL028628>
- Nofal, S., Travi, Y., Cognard-Plancq, A.-L., & Marc, V. (2019). Impact of infiltrating irrigation and surface water on a Mediterranean alluvial aquifer in France using stable isotopes and hydrochemistry, in the context of urbanization and climate change. *Hydrogeology Journal*, 27, 2211-2229. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s10040-019-01989-y>
- Oiro, S., Comte, J.-C., Chris, S., & Walraevens, K. (2018). Using stable water isotopes to identify spatio-temporal controls on groundwater recharge in two contrasting East African aquifer systems. *Hydrological Sciences Journal* 63, 862-877. <https://doi.org/https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1459625>
- ONU-Agua. (2021). *Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2021: el valor del agua*. UNESCO. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000378890>

- ONU-Agua. (2022). *Informe Mundial de las Naciones Unidas sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos 2022: aguas subterráneas: hacer visible el recurso invisible*. UNESCO. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000382894>
- Pacheco-Guerrero, A., González-Trinidad, J., Júnez-Ferreira, H., Bautista-Capetillo, C., Hernández-Antonio, A., Olmos-Trujillo, E., & Ávila-Sandoval, C. (2019). Integration of Isotopic (2H and 18O) and Geophysical Applications to Define a Groundwater Conceptual Model in Semiarid Regions. *Water*, *11*, 488. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.3390/w11030488>
- Panichi, C., & Gonfiantini, R. (1977). Environmental isotopes in geothermal studies. *Geothermics*, *6*(3-4), 143-161. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90024-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90024-4)
- 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. [https://doi.org/doi:10.1016/0022-1694\(79\)90062-3](https://doi.org/doi:10.1016/0022-1694(79)90062-3)
- Phillips, F. M., & Castro, M. C. (2003). Groundwater Dating and Residence-Time Measurements. In J. I. Drever (Ed.), *Treatise on Geochemistry* (Vol. 5, pp. 451-497). Elsevier. https://doi.org/https://ui.adsabs.harvard.edu/link_gateway/2003TrGeo...5..451P/doi:10.1016/B0-08-043751-6/05136-7
- Piper, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions, American Geophysical Union, Part 6*, 914-923. <https://doi.org/10.1029/tr025i006p00914>
- Qin, D. Q., Yuping; Han, Liangfeng; Wang, Zhimin; Li, Chen; Zhao, Zhanfeng (2011). Assessing impact of irrigation water on groundwater recharge and quality in arid environment using CFCs, tritium and stable isotopes, in the Zhangye Basin, Northwest China. *Journal of Hydrology*, *405*, 194-208. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.023>
- R Foundation. (2022). The R Project for Statistical Computing. In.
- Rajmohan, N., Masoud, M. H. Z., & Niyasi, B. A. M. (2021). Impact of evaporation on groundwater salinity in the arid coastal aquifer, Western Saudi Arabia. *Catena* *196*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104864>
- Ramírez-Hernández, J. (2021). Las aguas subterráneas transfronterizas del delta del río Colorado, un reto para la cooperación. In A. C. L. y. V. S. M. J. L. Castro Ruiz (Ed.), *Visiones contemporáneas de la cooperación y la gestión del agua en la frontera México-Estados Unidos*. (pp. 177-211). El Colegio de la Frontera Norte. <https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2021/10/7792.pdf>
- Ramírez-Hernández, J. H.-H., Osvel; Peregrina-Llanes, Mauricio; Calvo-Fonseca, Alejandra; Carrera-Villa, Edgar. (2013). Groundwater responses to controlled water releases in the limitrophe region of the Colorado River: Implications for management and restoration. *Ecological Engineering*, *59*, 93-103. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.02.016>
- Ramírez del Castillo, E. J. (2018). Caracterización isotópica de las aguas naturales en el estado de Baja California.
- Rayleigh, L. (1902). On the distillation of binary mixtures. *Philosophical Magazine Series* *521-537*. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1080/14786440209462876>
- Redondo-Ortega, R. (2008). Fundamentos teóricos y técnicos de los isótopos estables. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.15366/tam.isotopos2008.001>

- REPDA. (2021). *Registro Público de Derechos de Agua. Acuíferos Valle de Mexicali y Valle de San Luis Río Colorado, Sonora; Agua, C.N.D., Ed.* Registro Público de Derechos de Agua. <https://app.conagua.gob.mx/consultarepda.aspx>
- REPDA. (2023). *Consulta de derechos de agua.* Registro Público de Derechos de Agua. Retrieved 2023 from <https://app.conagua.gob.mx/consultarepda.aspx>
- Rovira, P., Aranjuelo, I., Nowak, R. S., & Nogués, S. (2019). Limited carbon inputs from plants into soils in arid ecosystems: a study of changes in the $\delta^{13}\text{C}$ in the soil-root interface. *Plant Soil*(443), 307-322. <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s11104-019-04223-6>
- Ruybal, C. J., Hogue, T. S., & McCray, J. E. (2019). Evaluation of Groundwater Levels in the Arapahoe Aquifer Using Spatiotemporal Regression Kriging. *Water Resources Research*, 55(4), 2820-2837. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2018WR023437>
- SADERBC. (2023). *Boletín informativo de avance agropecuario.* G. d. E. d. B. California. <https://www.ceieg.bajacalifornia.gob.mx/secretaria-del-campo/>
- Salem, O., Visser, J. H., Dray, M., & Gonfiantini, R. (1980). Groundwater flow patterns in the western Libyan Arab Jamahiriya evaluated from isotopic data. In (pp. 165-179). International Atomic Energy Agency.
- Samaniego López, M. A. (2022). Valle Imperial/valle de Mexicali, 1910–28: su impacto en la cuenca del río Colorado y la disputa por los usos sociales. *Estudios Mexicanos* 38(1), 60-85. <https://doi.org/https://doi.org/10.1525/msem.2022.38.1.60>
- Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20, 3335-3370. <https://doi.org/10.1002/hyp.6335>
- Schoeller, H. (1977). Geochemistry of groundwater. In *Groundwater studies - an international guide for research and practice* (pp. 1-18). UNESCO.
- Sharp, Z. (2017). Principles of stable isotope geochemistry. <https://doi.org/https://doi.org/10.25844/h9q1-0p82>
- Shintani, T., Masuda, H., Okazaki, K., Even, E., Ono, M., & Marui, A. (2019). Characterization of groundwater based on d2 H, d18O and Cl- concentration beneath the Osaka Plain, Southwest Japan. *Geochemical Journal*, 53, 235-247. <https://doi.org/doi:10.2343/geochemj.2.0562>
- Singh, U. V., Abhishek, A., Singh, K. P., Dhakate, R., & Singh, N. P. (2013). Groundwater quality appraisal and its hydrochemical characterization in Ghaziabad (a region of indo-gangetic plain), Uttar Pradesh, India. *Applied Water Science* <https://doi.org/10.1007/s13201-013-0137-7>
- SMN. (2022). *Normales Climatológica por Estado.* Gobierno de México. <https://smn.conagua.gob.mx/es/informacion-climatologica-por-estado?estado=bc>
- Solinst. (2022). *Sonda TLC Modelo 107 Ficha Técnica.* Solinst. <https://www.solinst.com/espanol/productos/ds/107spanish.pdf>
- Stewart, G. L., & Hoffman, C. M. (1966). *Tritium Rainout over the United States in 1962 and 1963* (Geological Survey Circular, Issue. <https://pubs.usgs.gov/circ/1966/0520/report.pdf>
- Stiff, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology*, 3, 15-17. <https://doi.org/10.2118/951376-G>

- Stock, J. M., Martín-Barajas, A., Suárez-Vidal, F., & Miller, M. M. (1991). Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico. In M. J. Walawender & B. Hanan (Eds.), *Geological excursions in southern California and Mexico* (pp. 44-67). San Diego State University.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Ramírez-Hernández, J., & Glowacka, E. (2008). Shape and Dimensions of the Cerro Prieto Pull-Apart Basin, Mexicali, Baja California, Mexico, Based on the Regional Seismic Record and Surface Structures. *International Geology Review*, *50*, 636-649.
<https://doi.org/https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.7.636>
- Subba Rao, N., Subrahmanyam, A., Ravi Kumar, S., Srinivasulu, N., Babu Rao, G., Surya Rao, P., & Venkatram Reddy, G. (2012). Geochemistry and quality of groundwater of Gummanampadu sub-basin, Guntur District, Andhra Pradesh, India. *Environmental Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-1590-6>
- Subramani, T., Rajmohan, N., & Elango, L. (2009). Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India. *Environmental Monitoring and Assessment*. <https://doi.org/10.1007/s10661-009-0781-4>
- Sukhija, B. S. (1973). Evaluation of groundwater recharge in semi-arid region of India using environmental tritium. Proceedings of the Indian Academy of Sciences-Section A,
- Sunkari, E. A., Mahamuda; Zango, Musah. (2021). Geochemical evolution and tracing of groundwater salinization using different ionic ratios, multivariate statistical and geochemical modeling approaches in a typical semi-arid basin. *Journal of contaminant hydrology*, *236*. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jconhyd.2020.103742>
- Truesdell, A. H., Thompson, J. M., Coplen, T. B., Nehring, N. L., & Janik, C. J. (1981). THE ORIGIN OF THE CERRO PRIETO GEOTHERMAL BRINE. *Geothermics*, *10*(3), 225-238. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0375-6505\(81\)90006-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0375-6505(81)90006-7)
- Tyagi, S., & Sarma, K. (2021). Expounding major ions chemistry of groundwater with significant controlling factors in a suburban district of Uttar Pradesh, India. *Journal of Earth System Science*, *130*(3). <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s12040-021-01629-8>
- USGS. (2022, 30 Marzo 2022). *National Water Information System: Web Interface*. United States Geological Survey. <https://waterdata.usgs.gov/nwis>
- Valenzuela, L., Ramírez-Hernández, J., & Palomares, R. B. (2012). Composición isotópica del agua subterránea y su relación con la salinidad en el valle de san luis río colorado en sonora, México. *Información tecnológica*, *24*(2), 57-66.
https://doi.org/https://scielo.conicyt.cl/scielo.php?pid=S0718-07642013000200008&script=sci_arttext&tlng=p#:~:text=http%3A//dx.doi.org/10.4067/S0718%2D07642013000200008%C2%A0
- Veléz, M. V., & Rhenals G., 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*, 37-53. <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=169516254005>
- Verhagen, B. T., Mazor, E., & Sellschop, J. P. F. (1974). Radiocarbon and tritium evidence for direct rain recharge to ground waters in the northern Kalahari. *Nature*, *249*.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1038/249643a0>
- Wassenaar, L. I., Wilbenburg, S. L. V., Larson, K., & Hobson, K. A. (2009). A groundwater isotope (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, *102*, 123-136.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2009.01.001>

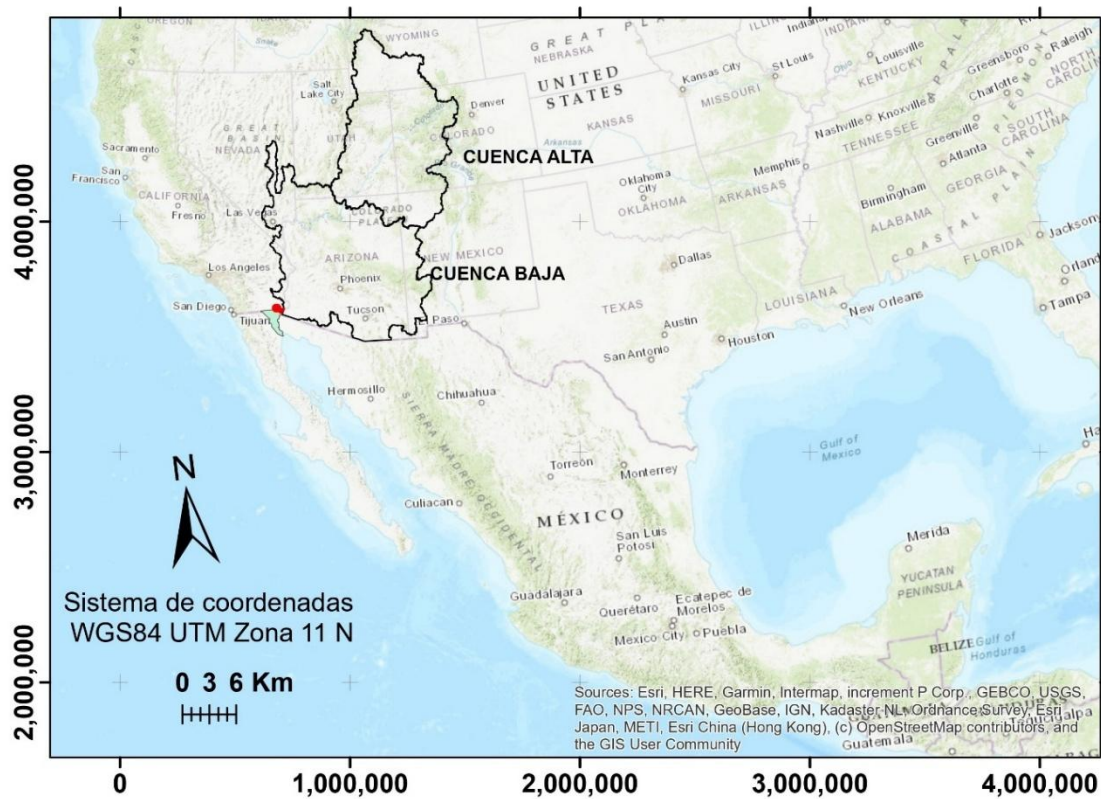
- Xiang, J., Zhou, J.-j., Yang, J.-c., Huang, M.-h., Feng, W., Li, Q.-q., Xue, D.-x., Zhao, Y.-r., & Zhu, G.-f. (2020). Applying multivariate statistics for identification of groundwater chemistry and qualities in the Sugan Lake Basin, Northern Qinghai-Tibet Plateau, China *Journal of Mountain Science* 17(2).
<https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s11629-019-5660-z>
- Yang, Q., Mu, H., Guo, J., Bao, X., & Delgado-Martín, J. (2019). Temperature and rainfall amount effects on hydrogen and oxygen stable isotope in precipitation. *Quaternary international*, 519, 25-31. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.01.027>
- Yap, B. W., & Sim, C. H. (2011). Comparisons of various types of normality tests. *Journal of Statistical Computation and Simulation*, 81(12), 2141-2155.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1080/00949655.2010.520163>
- Yazici, B., & Yolacan, S. (2007). A comparison of various tests of normality. *Journal of Statistical Computation and Simulation*, 77(2), 175-183.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1080/10629360600678310>
- Young, E. D., Galy, A., & Nagahara, H. (2002). Kinetic and equilibrium mass-dependent isotope fractionation laws in nature and their geochemical and cosmochemical significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, 1095-1104.
[https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00832-8](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00832-8)
- Zakhem, B. A., Al-Charideh, A., & Kattaa, B. (2017). Using principal component analysis in the investigation of groundwater hydrochemistry of Upper Jezireh Basin, Syria. *Hydrological Sciences Journal*, 62(14), 2266-2279.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1080/02626667.2017.1364845>
- Zamora, H. (2018). *Environmental Isotope Geochemistry in Groundwaters of Southwestern Arizona, USA, and Northwestern Sonora, Mexico: Implications of Groundwater Recharge, Flow, and Residence Time in Transboundary Aquifers* (Publication Number UA Campus Repository) University of Arizona].
- Zhou, Y., Li, H., Xu, X., & Li, Y. (2022). Responses of Carbon Isotope Composition of Common C3 and C4 Plants to Climatic Factors in Temperate Grasslands. *Sustainability*, 14. <https://doi.org/https://doi.org/10.3390/su14127311>

Anexos

Anexo 1 – Datos recuperados del agua del Río Colorado en las cuencas alta y baja.

Figura A1

Ubicación de las cuencas alta y baja del Río Colorado.



- Área de estudio
- Cuencas Río Colorado
- Acuífero Valle de Mexicali

Tabla A1*Composición isotópica del agua del Río Colorado en la Cuenca Alta.*

Sitio	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
			‰
Windy Gap near Granby, CO	11/06/2020	-17.08	-127
	25/08/2020	-15.71	-120
	22/12/2020	-16.48	-126
	23/02/2021	-16.69	-127
	03/06/2021	-16.33	-123
	11/06/2021	-17.2	-128
	30/06/2021	-15.92	-122
	20/07/2021	-15.91	-122
	22/09/2021	-15.88	-121
	08/11/2021	-16.22	-122
Colorado River near Cisco, UT	05/10/2010	-15.46	-116
	27/05/2021	-16.11	-121
	19/07/2021	-15.16	-115
	28/09/2021	-14.99	-113
	09/11/2021	-15.6	-117

Tabla A2*Composición isotópica del agua del Río Colorado en la cuenca baja.*

Sitio	Fecha	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$
			‰
Below Hoover Dam, AZ-NV	4/11/1980	-12.9	-106
	02/11/2009	-12.39	-98.18
Above Imperial Dam, AZ-CA	04/11/1980	-12.5	-103
	12/02/1997	-12	-97.5
	14/05/1997	-12.08	-98.4
	26/06/1997	-12.25	-98.4
	20/08/1997	-12.23	-97.4
	12/11/1997	-12.12	-99.7
	17/12/1997	-12.21	-99.6
	29/04/1998	-12.44	-101
	24/06/1998	-12.5	-103
	16/12/1998	-12.54	-103
24/03/1999	-12.62	-103	

26/05/1999	-12.57	-101
30/06/1999	-12.57	-102
25/08/1999	-12.48	-101
26/01/2000	-12.55	-102
29/03/2000	-12.61	-102
17/05/2000	-12.55	-102
21/06/2000	-12.62	-102
23/08/2000	-12.38	-99.62
18/02/1997	-11.97	-96
29/05/1997	-12.1	-99.5
26/08/1997	-12.16	-99.9
13/11/1997	-12	-98.7
18/12/1997	-12.02	-96.4
26/02/1998	-12.47	-100
30/04/1998	-12.26	-98.13
23/06/1998	-12.27	-98.8
17/12/1998	-12.46	-101
25/03/1999	-12.49	-101
27/04/1999	-12.49	-102
25/05/1999	-12.39	-99.5
01/07/1999	-12.39	-99
24/08/1999	-12.21	-98.4
27/01/2000	-12.43	-101
28/03/2000	-12.47	-99.9
18/05/2000	-12.31	-100
20/06/2000	-12.34	-99.67
22/08/2000	-12.04	-96.82
28/11/2000	-12.13	-99.69
24/01/2001	-12.16	-97.98
21/06/2001	-12.06	-98.62
25/07/2001	-12.13	-99.32
23/08/2001	-11.94	-97.87
27/08/2002	-11.8	-96.16
19/11/2002	-11.79	-97.35
22/01/2003	-11.82	-96.36
16/04/2003	-11.85	-96.7
20/05/2003	-11.75	-96.13
19/08/2003	-11.54	-94.71
30/12/2003	-11.54	-94.74
26/04/2004	-11.61	-96.56
24/05/2004	-11.41	-94.4
24/08/2004	-11.26	-93.99

Near International Border Above Presa Morelos, AZ

16/12/2004	-11.19	-91.33
25/08/2005	-11.09	-92.09
22/02/2006	-11.16	-92.99
26/04/2006	-11.16	-92.71
30/08/2006	-11.22	-93.58
15/11/2006	-11.11	-91.73
24/04/2007	-11.34	-93.76
19/06/2007	-11.45	-95.63
28/08/2007	-11.39	-93.68
20/12/2007	-11.31	-92.36
09/01/2008	-11.39	-92.82
29/01/2008	-11.35	-93.96
13/02/2008	-11.46	-93.28
21/02/2008	-11.48	-93.54
24/03/2008	-11.52	-93.9
28/05/2008	-11.46	-95.14
27/06/2008	-11.54	-93.93
23/07/2008	-11.53	-94.58
29/10/2008	-11.44	-93.78
04/12/2008	-11.39	-94.2
22/01/2009	-11.47	-93.64
29/01/2009	-11.38	-93.43
19/02/2009	-11.5	-93.28
25/02/2009	-11.6	-95.81
19/03/2009	-11.72	-94.7
30/03/2009	-11.64	-94.8
23/04/2009	-11.67	-94.87
30/04/2009	-11.68	-94.48
30/06/2009	-11.53	-95.28
31/08/2009	-11.4	-93
29/10/2009	-11.32	-93.6
29/12/2009	-11.48	-94.3
20/01/2010	-11.51	-92.9
28/01/2010	-10.96	-88.5
18/02/2010	-11.42	-92.2
25/02/2010	-11.53	-94.2
24/03/2010	-11.63	-93
31/03/2010	-11.29	-91.2
22/04/2010	-10.39	-84.1
29/04/2010	-10.03	-80.2
30/06/2010	-11.65	-94.6
16/08/2010	-11.6	-94.8
26/10/2010	-11.69	-95.22

14/12/2010	-11.84	-95.94
13/01/2011	-11.63	-95.59
27/01/2011	-11.84	-96.68
10/02/2011	-11.71	-96.2
24/02/2011	-11.94	-96.56
17/03/2011	-11.99	-97.23
30/03/2011	-12.02	-97.44
14/04/2011	-12.11	-97.64
28/04/2011	-12.12	-98.11
15/06/2011	-12.12	-96.2
17/08/2011	-11.86	-96.86
24/10/2011	-11.98	-98.42
20/12/2011	-11.92	-97.95
12/01/2012	-11.9	-97.37
26/01/2012	-12.01	-97.98
15/02/2012	-12.13	-98.77
13/03/2012	-12.4	-99.87
28/03/2012	-12.38	-99.55
11/04/2012	-11.97	-100
26/04/2012	-12.36	-99.96
08/05/2012	-12.06	-97.32
26/06/2012	-12.14	-98.71
08/08/2012	-12.02	-97.78
17/10/2012	-12.06	-99.39
27/12/2012	-12.01	-97.79
16/01/2013	-12.1	-99.11
30/01/2013	-12.15	-99.58
14/02/2013	-12.15	-99.49
28/02/2013	-12.19	-99.93
13/03/2013	-12.37	-101
27/03/2013	-12.42	-101
15/04/2013	-12.42	-100
29/04/2013	-12.36	-101
19/06/2013	-12.27	-100
13/08/2013	-12.13	-99.59
29/10/2013	-11.86	-96.5
17/12/2013	-12.04	-98
22/01/2014	-12.19	-98.46
29/01/2014	-12.14	-98.82
10/02/2014	-12.15	-98.84
24/02/2014	-12.5	-100
12/03/2014	-12.42	-101
26/03/2014	-12.62	-101

30/04/2014	-12.32	-99.07
19/06/2014	-12.03	-99.42
26/08/2014	-11.65	-95.17
28/10/2014	-11.59	-95.85
17/12/2014	-11.58	-96.24
14/01/2015	-11.89	-97.6
28/01/2015	-12.01	-98
11/02/2015	-12.05	-99.2
25/02/2015	-12.03	-99.1
11/03/2015	-11.99	-99.3
25/03/2015	-11.98	-99.2
15/04/2015	-12.06	-100
29/04/2015	-12.05	-98.6
24/06/2015	-11.81	-96.5
19/08/2015	-11.56	-95.4
21/10/2015	-11.59	-95.8
16/12/2015	-11.48	-95.36
12/01/2016	-11.67	-96.02
27/01/2016	-11.75	-97.18
09/02/2016	-11.77	-96.94
24/02/2016	-11.94	-98.43
09/03/2016	-11.95	-97.7
23/03/2016	-11.95	-98.1
11/04/2016	-12.06	-98.92
26/04/2016	-11.95	-98.51
27/06/2016	-11.74	-96.62
24/08/2016	-11.48	-95.48
19/10/2017	-11.45	-93.5
12/12/2017	-11.65	-95.9
16/01/2018	-11.62	-94.3
30/01/2018	-11.78	-97
13/02/2018	-11.85	-96.3
27/02/2018	-11.78	-96
13/03/2018	-11.87	-97
29/03/2018	-11.8	-95.4
11/04/2018	-11.97	-96.3
24/04/2018	-12.01	-97.3
04/06/2018	-11.87	-95.5
14/08/2018	-11.7	-95

Tabla A3*Datos químicos del agua del Río Colorado en las cuencas alta y baja.*

Región hidrológica	ID Sitio	Fecha	X-UTM	Y-UTM	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻²
		mm/dd/aaaa	m		mg/L						
Cuenca Alta del Río Colorado	Baker Gulch	9/11/2013	427,109	4'464,183	0.85	1.64	7.53	1.85	0.18	5.29	28.09
	Windy gap	11/8/2021	413,254	4'441,462	1.34	5.95	15.48	2.68	3.36	4.91	62.56
	Dotsero	6/14/2011	320,517	4'391,225	2.08	21.90	47.44	9.74	25.47	76.29	116.39
	Dirty Devil River	9/13/2018	554,337	4'194,234	3.95	88.50	97.30	31.80	84.80	278.00	200.08
	Cisco	11/9/2021	647,145	4'298,389	5.53	143.67	106.72	41.28	131.81	397.71	169.29
Cuenca Baja del Río Colorado	Taylor Ferry	9/20/2020	723,165	3'591,042	4.20	88.80	72.20	26.90	94.40	232.00	168.36
	Hoover Dam	8/24/2016	703,664	3'988,086	4.58	95.90	85.99	27.63	81.94	273.21	173.24
	Near International Border, Above Presa Morelos	8/14/2018	714,271	3'621,338	5.45	157.76	107.60	39.03	232.03	360.22	202.65

Anexo 2 – Datos recuperados del agua subterránea en el Valle Imperial.

Figura A2

Ubicación de los sitios de los que se recuperó información del agua subterránea en el Valle Imperial en comparación con los datos recabados en el Valle de Mexicali.

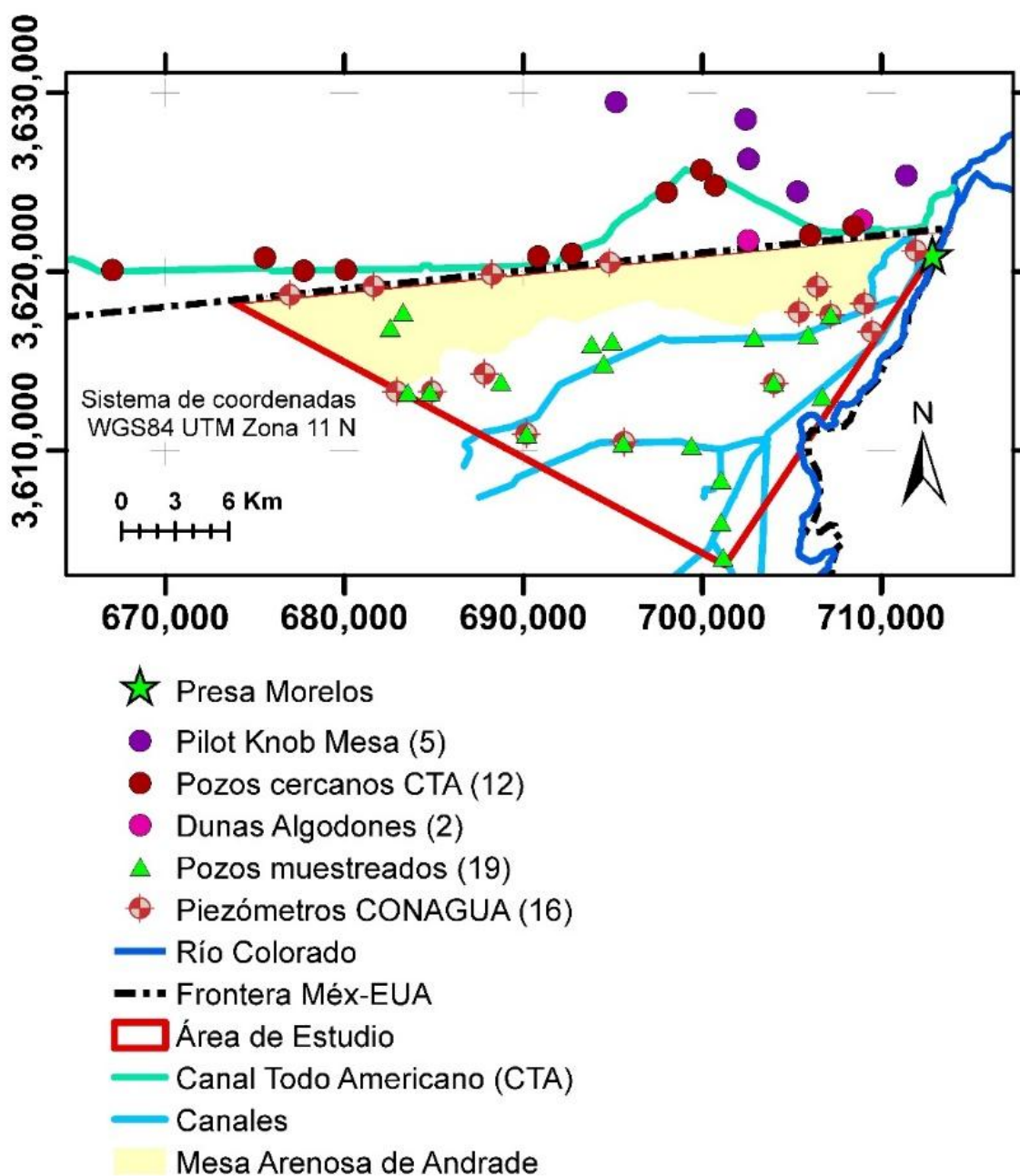


Tabla A4

Coordenadas, parámetros fisicoquímicos e isotopía del agua subterránea en el Valle Imperial (Coes et al., 2015; USGS, 2022).

Grupo	ID del Sitio	# Sitio USGS	X-UTM	Y-UTM	Z	Fecha	T	CE	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	^{14}C	^3H
			m			mm/dd/aaaa	°C	$\mu\text{S/cm}$	‰		pMC	TU	
Pozos Cercanos al Canal TodoAmericano	LCRP-18	324242115073501	675549.20	3620800.10	36	4/1/2010	27.50	1210.00	-100.00	-12.30			10.30
	Gordon's Well #1	324233114574501	690833.40	3620860.10	48	10/28/2010	24.00	1320.00	-96.10	-11.80			
	P-10.3	324503114515501	699926.80	3625698.10	60	10/29/2010	22.00	2110.00	-94.20	-11.50			6.70
	P-6.4	324239114563601	692706.10	3621007.20	48	10/28/2010	28.00	1120.00	-93.70	-11.70			5.80
	LCWSP-2	324426114530901	697983.30	3624438.90	51	10/27/2010	22.00	1190.00	-93.60	-11.50	-8.02	89.87	6.60
	P-11.2	324436114512601	700694.40	3624826.10	54	3/30/2010	25.00	1250.00	-92.20	-11.30			5.10
	AAC-17	324304114480402	706002.20	3622050.60	58	10/28/2010	21.00	1180.00	-94.70	-11.60			
	P-13.4	324315114462901	708430.20	3622545.00	61	8/3/2009	27.40	1890.00	-92.00	-11.10			6.30
	PK-1	324325114461001	708987.90	3622778.60	63	10/28/2010	25.50	2750.00	-98.10	-12.10	-8.52	86.24	7.40
	IID Drop 4	324222115130201	667028.20	3620098.60	31	10/28/2009	22.50	1220.00	-94.30	-11.40	-7.89	89.60	5.60
P-2.2	324216115044101	680062.80	3620104.40	40	7/31/2009	27.30	1270.00	-93.90	-11.50			6.60	
P-1.3	324216115061201	677719.10	3620062.20	39	10/28/2010	24.50	1230.00	-94.50	-11.50			6.30	
Pilot Knob Mesa	PK-7	324711114544801	695165.10	3629485.80	64	11/9/2010	22.50	1780.00	-94.30	-12.15	-8.41	44.35	0.15
	PK-0	324630114501501	702400.20	3628521.60	76	11/10/2010	23.10	4180.00	-103.00	-13.20	-9.60	39.48	0.15
	Site 1	324525114500701	702539.20	3626305.80	68	10/27/2010	29.00	2110.00	-105.00	-13.70	-8.80	39.34	0.30
	NDL1	324248114500601	702826.30	3621430.50	53	5/26/2011	25.00	1090.00	-99.80	-12.29	-7.76	81.79	22.90
	CHP Felicity	324452114443101	711370.70	3625380.70	80	11/28/2007	27.00	926.00	-113.00	-15.00	-9.27	66.75	0.15
	Site 2	324421114482101	705295.50	3624476.50	68	10/27/2010	26.50	2470.00	-105.00	-13.30	-9.10	67.58	6.30
Dunas de Algodones	AD1	324325114461001	708891.84	3622887.50	65	3/12/2019	25.20	3490.00	-97.60	-12.02	-8.27	76.79	16.60
	AD2	324248114500601	702538.26	3621757.44	54	3/18/2020	25.70	1170.00	-97.50	-11.89	-7.97	81.52	13.80

Tabla A5*Química del agua subterránea en el Valle Imperial (Coes et al., 2015; USGS, 2022).*

Grupo	ID del Sitio	K ⁺	Na ⁺	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ⁻²	Balance iónico	pH
		mg/L							%meq	
Wells near All American Canal	LCRP-18	3.82	188.00	39.40	20.80	110.00	297.00	103.33	4.24	8.20
	Gordon's Well #1	5.95	131.00	95.10	33.10	131.00	307.00	207.40	-0.62	7.60
	P-10.3	4.33	112.00	82.60	30.30	114.00	285.00	179.34	-2.07	7.90
	P-6.4	5.63	107.00	83.70	28.90	108.00	269.00	178.12	-0.93	7.60
	LCWSP-2	4.94	116.00	87.60	28.10	117.00	292.00	169.58	-1.26	7.50
	P-11.2	5.00	117.00	89.60	35.10	124.00	303.00	121.76	3.18	7.80
	AAC-17	4.61	118.00	89.00	30.40	113.00	292.00	186.66	-0.54	7.60
	P-13.4	1.21	381.00	2.75	1.04	196.00	363.00	267.18	-1.86	8.90
	PK-1	5.28	482.00	70.40	16.70	483.00	516.00	157.38	-1.81	7.60
	IID Drop 4	4.30	125.00	84.70	33.60	112.00	295.00	189.10	0.55	7.60
	P-2.2	5.89	121.00	89.90	34.20	117.00	298.00	204.96	-0.58	7.90
	P-1.3	5.74	121.00	91.80	32.90	118.00	288.00	203.74	0.14	7.60
Pilot Knob Mesa	PK-7	3.60	102.00	57.70	17.70	137.00	87.90	193.98	-0.05	8.00
	PK-0	8.39	329.00	132.00	32.30	496.00	375.00	168.36	-1.63	7.10
	Site 1	21.80	287.00	50.30	8.81	411.00	258.00	21.72	-3.11	7.90
	NDL1	4.35	176.00	42.40	7.40	137.00	247.00	71.98	1.48	7.90
	CHP Felicity	8.13	661.00	171.00	6.60	1000.00	602.00	81.50	-5.04	7.60
	Site 2	4.60	236.00	29.20	7.46	257.00	165.00	93.09	0.99	7.50
Algodones dunes	AD1	5.56	658.00	47.60	10.90	536.00	764.00	162.00	-2.50	7.90
	AD2	4.03	166.00	54.60	14.90	110.00	283.00	151.00	-0.86	8.10

Anexo 3 – Matriz de datos usados para el ACP.

Tabla A6
Matriz de datos utilizada para el ACP.

ID Sitio	Fecha	pH	T	CE	K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	mg/L				‰	
								Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	δ ² H	δ ¹⁸ O
1-ESQUER	12/17/2019	7.7	24.7	1130.0	5.3	261.4	143.0	40.3	249.2	382.3	375.5	-106.5	-13.2
10- BÓRQUEZ	5/20/2021	7.9	28.7	1093.0	4.5	151.6	43.6	13.2	148.5	128.8	166.9	-111.2	-14.6
14-6	5/18/2021	7.5	28.0	1454.0	5.0	154.7	131.0	35.5	225.8	308.0	250.3	-108.1	-14.3
14-VH	5/20/2021	7.8	27.8	1055.0	4.5	117.0	79.6	20.6	155.6	159.2	166.9	-110.3	-14.6
152-C	5/18/2021	7.3	24.4	1800.0	6.7	235.6	148.2	47.2	245.0	422.6	312.9	-100.2	-12.6
15-II-3	5/13/2022	7.4	26.0	2490.0	6.1	224.0	222.7	62.0	445.9	452.7	459.0	-103.8	-13.6
185-C	5/13/2022	7.5	23.2	1460.0	4.7	131.1	131.9	30.3	192.6	240.0	375.5	-105.8	-13.7
1-MÉRIDA	5/20/2021	7.6	27.2	1128.0	5.3	122.1	83.6	22.8	124.2	270.2	146.0	-103.4	-13.0
2-JRM	5/13/2022	7.8	33.5	1180.0	3.6	175.7	36.5	10.3	194.3	137.4	250.3	-109.9	-14.4
53-E	6/15/2021	7.7	24.6	2191.0	7.4	305.2	287.6	66.0	481.4	648.7	375.5	-105.6	-13.7
7-3-I-1	6/11/2020	7.3	26.6	1050.0	6.8	202.2	183.4	45.3	298.7	450.3	271.2	-105.0	-13.6
BC-10-BM-2	6/12/2020	7.7	31.3	1460.0	3.4	212.7	26.8	6.7	212.6	125.7	166.9	-107.0	-13.7
BC10-BM-3	5/29/2019	7.8	33.1	1450.0	3.9	228.2	27.1	6.3	230.9	130.5	157.6	-105.7	-13.8