



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN
NICOLÁS DE HIDALGO**

**INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS
DE LA TIERRA**

**“ESTUDIO DE LA HIDROGEOQUÍMICA Y
CALIDAD DEL AGUA SUBTERRÁNEA
EN LA CUENCA DEL LAGO DE CUITZEO”**

**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRA EN GEOCIENCIAS Y
PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

**PRESENTA
KARINA GÓMEZ CRUZ**

**DIRECTOR DE TESIS
DR. OTONIEL BUENOSTRO DELGADO**

**CO-DIRECTORA
DRA. RUTH ALFARO CUEVAS VILLANUEVA**



MORELIA, MICHOACÁN, AGOSTO DE 2020

*Con mucho amor a Dios
Y a mi familia...*

AGRADECIMIENTOS

A Dios, gracias infinitas por todo...

A mi mamá Ángela Julieta Cruz Matamoros y a mi papá José Gómez Magallanes, gracias infinitas por su amor incondicional, por su amistad, por ser parte de mi inspiración, por su guía, por sus consejos, por sus palabras de aliento, por siempre estar al pendiente de mí a pesar de la distancia. Todo mi respeto y admiración para ustedes, los amo.

A mis hermanas Gaby, Adry, July, Faby y a mi hermano José, gracias por su amor, por su amistad, por escucharme, por su ayuda y por siempre apoyar mis sueños; los amo.

Gracias a la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo por permitirme ser miembro de su comunidad; al Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y a todo su personal (profesores, técnicos, administrativos, etc.).

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), gracias por el apoyo financiero a través de la beca N° 886834.

A la Dra. Ruth Alfaro Cuevas Villanueva, gracias por brindarme su asesoría y apoyo en la realización de este trabajo, por el valioso tiempo dedicado y por su entusiasmo, pero sobre todo gracias por su amistad y amabilidad.

Al Dr. Otoniel Buenrostro Delgado, gracias por su asesoría, guía y por todas sus valiosas aportaciones en este proyecto.

A los integrantes de mi mesa sinodal: Dra. María Lourdes González Arqueros, Dr. Raúl Cortés Martínez, Dr. Jorge Alejandro Ávila Olivera. Gracias por su revisión, comentarios, observaciones, correcciones y aportaciones, todas muy valiosas para la mejora de este trabajo.

Al M. en C. Romel González Hernández, gracias por su amistad, por su compañía y gran ayuda en campo.

A la M. en C. Claudia Alejandra Reyes Toscano, gracias por su amistad, por su apoyo en la determinación de elementos traza y por explicarme el funcionamiento del software Visual MINTEQ.

A la M. en C. Adriana, gracias por haberme explicado el procedimiento para la determinación de fluoruros, por su tiempo y apoyo durante la medición de los mismos.

A la Ing. Sonia Aguilera Juárez y al personal del laboratorio de Ingeniería Sanitaria y Ambiental de la Facultad de Ingeniería Civil, UMSNH, gracias por su apoyo en la determinación de los parámetros fisicoquímicos y biológicos.

A mis amigos y compañeros de generación, gracias por su amistad, por su ayuda, por su apoyo y por todos los momentos compartidos.

A las personas de las localidades de Araró, Andocutín, Uruétaro, San Agustín del Maíz, Santa Rita, Los Baños, El Salitre Copándaro de Galeana, Chucándiro, San Cristóbal, Capacho, Jeruco y Rancho Nuevo, gracias por su amable atención durante mi trabajo de campo.

Gracias a todas aquellas personas que no menciono en nombre pero que de alguna forma también son partícipes en la realización de este proyecto.

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUMEN.....	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
2. MARCO TEÓRICO	5
2.1 El agua	5
2.2 Clasificación de las aguas subterráneas según su origen y tiempo de contacto con el acuífero	7
2.3 Almacenes y fuentes de las aguas subterráneas.....	8
2.4 Características del agua	9
2.4.1 Características físicas.....	9
2.4.2 Características químicas.....	9
2.5 Composición química del agua subterránea	10
2.5.1 Iones mayoritarios.....	10
2.5.2 Iones minoritarios	12
2.5.3 Elementos traza.....	13
2.6 Toxicidad de los elementos traza y sus efectos sobre la salud humana	17
2.7 Marco normativo mexicano de agua potable Norma Oficial Mexicana 127 (NOM-127-SSA1-1994).....	18
2.7.1 Límites permisibles de características químicas	18
2.7.2 Límites permisibles de iones mayoritarios	18
2.7.3 Límites permisibles de los iones minoritarios y elementos traza	19
2.7.4 Límites permisibles de parámetros microbiológicos	19
2.8 Principios de los métodos analíticos.....	19
2.8.1 Espectroscopía de absorción atómica	19
2.9 Hidrogeoquímica	21

2.9.1 Diagrama de Piper.....	21
2.9.2 Diagrama de Schoeller.....	22
2.10 Índices hidrogeoquímicos (Procesos hidrogeoquímicos).....	23
2.10.1 Disolución mineral (Relaciones de Gibbs).....	24
2.10.2 Intercambio iónico (Índices cloroalcalinos).....	25
2.10.3 Meteorización de silicatos (relaciones rCa^{2+}/rMg^{2+} y rNa^+/rCl^-).....	25
2.11 Otros procesos hidrogeoquímicos.....	25
2.11.1 Relación rMg^{2+}/rCa^{2+}	25
2.11.2 Relación rK^+/rNa^+ y rNa^+/rK^+	26
2.11.3 Relación $rCl^-/rHCO_3^-$	26
2.11.4 Relación rSO_4^{2-}/rCl^-	26
2.11.5 Valor $k_r = 3\sqrt{rCa \cdot (rH_2CO_3)^2}$	26
2.12 Índices de saturación.....	26
2.13 Especiación química.....	27
2.14 Diagramas Eh-pH/Diagramas de Pourbaix.....	28
2.15 Correlación de Pearson (r).....	29
3. ANTECEDENTES.....	30
4. JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO.....	37
5. HIPÓTESIS.....	38
6. OBJETIVOS.....	38
6.1 Objetivo general.....	38
6.2 Objetivos específicos.....	38
7. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	39
7.1 Localización del área de estudio.....	39
7.2 Geología.....	39

7.3 Edafología.....	42
7.4 Hidrografía e hidrología	44
7.5 Clima	44
8. METODOLOGÍA	45
8.1 Selección del área de estudio.....	46
8.2 Colecta de muestras	49
8.2.1 Toma de muestras para características fisicoquímicas	50
8.2.2 Toma de muestras para elementos traza	50
8.2.3 Toma de muestras para parámetros bacteriológicos	51
8.3 Materiales y métodos analíticos	51
8.3.1 Características físicas.....	52
8.3.2 Características químicas.....	52
8.3.3 Iones mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^-).....	52
8.3.4 Iones minoritarios (F^- , PO_4^{3-} , N_{total})	53
8.3.5 Elementos traza (As, Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Zn).....	54
8.3.6 Parámetros bacteriológicos	54
8.4 Análisis hidrogeoquímico.....	54
8.5 Análisis geoquímico de los elementos traza.....	56
9. RESULTADOS y DISCUSIÓN.....	57
9.1 Características físicas y químicas del agua subterránea en el entorno del Lago de Cuitzeo	57
9.1.1 Características físicas.....	58
9.1.2 Características químicas.....	61
9.2 Composición química del agua subterránea en el entorno del Lago de Cuitzeo	65
9.2.1 Iones mayoritarios y minoritarios	65
9.2.2 Elementos traza.....	76

9.3 Parámetros bacteriológicos.....	79
9.4 Hidrogeoquímica	80
9.4.1 Diagrama de Piper.....	80
9.4.2 Diagrama de Schoeller	82
9.5 Procesos hidrogeoquímicos	85
9.5.1 Disolución mineral (Relaciones de Gibbs)	85
9.5.2 Intercambio iónico (Índices cloroalcalinos).....	86
9.5.3 Meteorización de silicatos.....	87
9.6 Otros procesos hidrogeoquímicos	89
9.6.1 Relación rMg^{2+}/rCa^{2+}	89
9.6.2 Relación rK^+/rNa^+ y rNa^+/rK^+	90
9.6.3 Relación $rCl^-/rHCO_3^-$	91
9.6.4 Relación rSO_4^{2-}/rCl^-	92
9.6.5 Valor $k_r = 3\sqrt{rCa \cdot (rH_2CO_3)^2}$	93
9.7 Índices de saturación (SI)	94
9.8 Relaciones entre los parámetros fisicoquímicos.....	95
9.9 Geoquímica de los elementos traza	96
9.9.1 Especiación química y diagrama de Eh-pH	96
9.9.2 Ocurrencia y distribución de arsénico y fluoruro	99
9.9.3 Factores que afectan la concentración de arsénico y fluoruro en las aguas subterráneas	104
9.9.4 Índice de saturación con respecto a la fluorita	105
10. CONCLUSIONES	106
11. RECOMENDACIONES	107
12. REFERENCIAS	109

13. ANEXOS.....	121
Anexo A. Procedimiento para la determinación de fluoruros a través del método del potenciómetro	121
Anexo B. Procedimiento para la determinación de elementos traza mediante espectrometría de absorción atómica	122
Anexo C. Cálculos para convertir las concentraciones de los iones dadas en mg/L a meq/L..	123
Anexo D. Valores de las relaciones hidrogeoquímicas	124
Anexo E. Valores de los índices de saturación.....	125
Anexo F. Matriz de coeficientes de correlación entre los parámetros fisicoquímicos	126
Anexo G. Matriz de coeficientes de correlación del arsénico y fluoruro con los parámetros fisicoquímicos.....	127

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Agua dulce de la hidrosfera.	6
Cuadro 2. Vías de absorción, eliminación y vida media de eliminación de algunos elementos traza tóxicos.	17
Cuadro 3. Límites permisibles en las características químicas.	18
Cuadro 4. Límites permisibles de iones mayoritarios.	18
Cuadro 5. Límites permisibles de iones minoritarios y elementos traza.	19
Cuadro 6. Límite permisible de parámetros microbiológicos.	19
Cuadro 7. Sitios de colecta de muestras en la cuenca de Cuitzeo.	47
Cuadro 8. Métodos analíticos y equipo utilizado en campo y en laboratorio.	51
Cuadro 9. Parámetros físicos y químicos determinados in situ y en laboratorio. Temperatura (T), conductividad eléctrica (σ), pH, potencial redox (Eh), sólidos disueltos totales (SDT), dureza total (DT), alcalinidad total (AT).	57
Cuadro 10. Iones mayoritarios y minoritarios (mg/L).	65
Cuadro 11. Elementos traza (mg/L).	76
Cuadro 12. Datos bacteriológicos.	79
Cuadro 13. Condiciones de trabajo para la determinación de metales pesados.	122
Cuadro 14. Valores de las relaciones hidrogeoquímicas.	124
Cuadro 15. Índices de saturación.	125
Cuadro 16. Coeficientes de correlación.	126
Cuadro 17. Coeficientes de correlación.	127

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Factores que intervienen en el grado de mineralización del agua subterránea	14
Figura 2. Elementos básicos de un espectrofotómetro de absorción atómica	20
Figura 3. (A) Casos tipos de agua y procesos o rocas relacionadas con las mismas. (B) Clasificación de las aguas subterráneas según la abundancia relativa de los iones	22
Figura 4. Diagrama semilogaritmico de representación de los análisis químicos de agua. Diagrama H. Schoeller - E. Berkloff.....	23
Figura 5. Gráficas de las relaciones de Gibbs mostrando los procesos que controlan la química del agua subterránea. (A) Gráfica para aniones. (B) Gráfica para cationes	24
Figura 6. Diagrama pE-pH para el arsénico y campos de estabilidad del agua	29
Figura 7. Localización del área de estudio	39
Figura 8. Mapa geológico de la cuenca del lago de Cuitzeo.....	40
Figura 9. Columna litoestratigráfica de la cuenca del lago de Cuitzeo.....	42
Figura 10. Mapa edafológico de la cuenca del lago de Cuitzeo.....	43
Figura 11. Metodología general de estudio.....	45
Figura 12. Localización geográfica de los sitios de colecta.....	46
Figura 13. Pozos de colecta. (A) Andocutín M3, (B) San Agustín del Maíz/Agua Azul M5, (C) Santa Rita, M6, (D) Copándaro de Galeana M9, (E) Chucándiro M10, (F) Capacho M12, (G) Jeruco M13 y (H) Rancho Nuevo M14.	48
Figura 14. Manantiales y noria de colecta. (A) Araró/Los Hervideros M1, (B) Araró/La Playa, (C) Uruétaro M4, (D) Los Baños M7, (E) El Salitre M8 y (F) San Cristóbal M11.	49
Figura 15. Valores de temperatura en los sitios de colecta.	58
Figura 16. Valores de conductividad eléctrica en los sitios de colecta.	59
Figura 17. Valores de sólidos disueltos totales en los sitios de colecta.	60
Figura 18. Valores de pH en los sitios de colecta.	61
Figura 19. Valores de potencial redox en los sitios de colecta.	62
Figura 20. Valores de dureza total en los sitios de colecta.	63
Figura 21. Valores de alcalinidad total en los sitios de colecta.....	64
Figura 22. Concentraciones de sodio en los sitios de colecta.	66
Figura 23. Concentraciones de potasio en los sitios de colecta.	67
Figura 24. Concentraciones de calcio en los sitios de colecta.	68

Figura 25. Concentraciones de magnesio en los sitios de colecta.....	69
Figura 26. Concentraciones de bicarbonatos en los sitios de colecta.....	70
Figura 27. Concentraciones de carbonatos en los sitios de colecta.....	71
Figura 28. Concentraciones de cloruros en los sitios de colecta.	72
Figura 29. Concentraciones de sulfatos en los sitios de colecta.....	73
Figura 30. Concentraciones de fluoruros en los sitios de colecta.	74
Figura 31. Concentraciones de fosfatos en los sitios de colecta.	75
Figura 32. Concentraciones de nitrógeno total en los sitios de colecta.....	75
Figura 33. Concentraciones de arsénico en los sitios de colecta.....	77
Figura 34. Concentraciones de zinc en los sitios de colecta.	78
Figura 35. Concentraciones de coliformes fecales.....	79
Figura 36. Diagrama de Piper mostrando las facies hidrogeoquímicas de las muestras en la campaña de abril.....	80
Figura 37. Diagrama de Piper mostrando las facies hidrogeoquímicas de las muestras en la campaña de septiembre.....	81
Figura 38. Diagrama de Schoeller-Berkaloff para las muestras en la campaña de abril.....	83
Figura 39. Diagrama de Schoeller- Berkaloff para las muestras en la campaña de septiembre. ...	84
Figura 40. (A) Diagrama de Gibbs para aniones. (B) Diagrama de Gibbs para cationes.	85
Figura 41. Valores del Índice Cloroalcalino 1 (CAI 1) en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo.	86
Figura 42. Valores del Índice Cloroalcalino 2 (CAI 2) en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo.	87
Figura 43. Valores de las relaciones rNa^+/rCl^- y rCa^{2+}/rMg^{2+} en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	88
Figura 44. Valores de la relación rMg^{2+}/rCa^{2+} en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	89
Figura 45. Valores de la relación rK^+/rNa^+ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	90
Figura 46. Valores de la relación rNa^+ /rK^+ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	91

Figura 47. Valores de la relación $rCl^-/rHCO_3^-$ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	92
Figura 48. Valores de la relación rSO_4^{2-}/rCl^- en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	93
Figura 49. Valores de k_r en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.	93
Figura 50. Especies predominantes de As (V) en los sitios de colecta.	97
Figura 51. Diagrama Eh-pH del As.	98
Figura 52. Concentración de As en el agua en función de los valores de pH.	99
Figura 53. (A) Mapa de predicción de la distribución espacial del arsénico en temporada de estiaje; (B) Mapa de predicción de la distribución espacial de los fluoruros en temporada de estiaje; (C) Mapa de estructuras geológicas y (D) Mapa litológico del área de estudio.	101
Figura 54. (A) Mapa de predicción de la distribución espacial del arsénico en temporada de precipitación; (B) Mapa de predicción de la distribución espacial de los fluoruros en temporada de precipitación; (C) Mapa de estructuras geológicas y (D) Mapa litológico del área de estudio. ..	103

LISTA DE ACRÓNIMOS Y SÍMBOLOS

AT: Alcalinidad Total

DT: Dureza Total

EPA: Agencia de Protección Ambiental

PCA: Análisis de Componentes Principales

CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano

CONAGUA: Comisión Nacional del Agua

LMP: Límite Máximo Permisible

INEGI: Instituto Nacional de Estadística y Geografía

NOM: Norma Oficial Mexicana

OMS: Organización Mundial de la Salud

ONU: Organización de las Naciones Unidas

Eh: Potencial Redox

SDT: Sólidos Disueltos Totales

T: Temperatura

Conductividad eléctrica: σ

RESUMEN

En las últimas décadas la contaminación en aguas subterráneas por elementos traza ha sido reconocida con mayor frecuencia en diversas partes del mundo, en México, en varios estados incluyendo Michoacán se han encontrado niveles de elementos traza en el agua subterránea por encima de los límites permisibles prescritos para el agua potable. En Michoacán, dentro de la cuenca del Lago de Cuitzeo investigaciones previas (Alfaro, 2002; Páez, 2008; Alfaro, 2010; Arreola, 2014), apuntan la presencia de especies químicas como el arsénico y otros elementos traza en el agua subterránea que podrían afectar la salud de quienes la consumen, es por esto que en este trabajo se realizó un análisis hidrogeoquímico en el agua subterránea de 14 sitios entorno al lago de Cuitzeo. El estudio constó de dos campañas de colecta (estiaje y precipitación pluvial), las muestras de agua fueron tomadas siguiendo el procedimiento de la NOM-230; en cada una de las muestras se analizaron los siguientes parámetros: temperatura, conductividad eléctrica, pH, potencial redox, sólidos disueltos totales, dureza total, alcalinidad total, contenido de coliformes fecales, iones mayoritarios y minoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3H^- , CO_3^{2-} / F^- , PO_4^{3-} y N_T) y elementos traza (As, Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Zn). Los análisis señalaron en algunos sitios valores superiores a los límites máximos permisibles establecidos para la temperatura, conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales, pH, dureza total, Na^+ , HCO_3^- , Cl^- , F^- y As. Se presentaron tres facies hidrogeoquímicas: $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ and $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$. A través de los índices hidrogeoquímicos e índices de saturación, se encontró que la liberación de iones y elementos traza responde a diversos procesos entre éstos, la meteorización de las rocas regionales de composición ácida (riolitas) y básica (basaltos y andesitas), la disolución mineral (de silicatos, carbonatos, sulfatos, haluros) y el intercambio iónico directo e inverso. Otros procesos hidrogeoquímicos que se encontraron asociados con la liberación de elementos traza son las condiciones alcalinas y oxidantes que favorecen los procesos de desorción, las zonas de flujo ascendente que llevan consigo aguas termominerales con elevadas concentraciones de elementos traza que se van integrando al sistema acuífero. Las zonas más contaminadas claramente son aquellas que se encuentran en la porción este y oeste del Lago (cercasas a zonas geotérmicas), por lo que se recomienda establecer criterios de control para mitigar los posibles problemas de salud relacionados con la ingesta de especies contaminantes contenidas en el agua.

Palabras clave: Elementos traza, zonas geotérmicas, índices hidrogeoquímicos, cuenca, procesos químicos

ABSTRACT

In the last decades, contamination in groundwater by trace elements has been recognized more frequently in many parts of the world. In Mexico, in several states including Michoacán, levels of trace elements in groundwater have been found above the prescribed permissible limits for drinking water. In Michoacán, some studies in the Cuitzeo basin (Alfaro, 2002; Páez, 2008; Alfaro, 2010; Arreola, 2014), have pointed the presence of chemical species such as arsenic and other trace elements (Li, B, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb, U) in groundwater that could affect health of those who consume it. Thus, in this work a hydrogeochemical analysis was performed in groundwater from 14 sites around the Cuitzeo Lake. As part of this study there were performed two sampling campaigns (dry and rainfall seasons). Water samples were taken following the procedures pointed in Mexican NOM-230. The following parameters were analyzed in each sample: temperature, electrical conductivity, pH, redox potential, total dissolved solids, total hardness, total alkalinity, fecal coliforms content, major and minority ions (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} / F^- , PO_4^{3-} and N_T) and trace elements. The analyzes results indicate in some places values higher than the established maximum permissible limits for temperature, electrical conductivity, total dissolved solids, pH, total hardness, Na^+ , HCO_3^- , Cl^- , F^- , and As. Three hydrogeochemical facies were identified as: $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ and $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$. Through the hydrogeochemical and saturation indices, it was found that the release of ions and trace elements is given as a response of various processes among them such as the weathering of acid composition regional rocks (rhyolites) and basic (basalts and andesites), the mineral dissolution (from silicates, carbonates, sulfates, halides) as well as direct and reverse ion exchange. Other hydrogeochemical processes that were found to be associated with the release of trace elements are, the alkaline and oxidizing conditions that facilitate desorption processes and the areas of ascending flow that carry hydrothermal waters with high concentrations of trace elements that are integrated into the aquifer system. The most contaminated areas are clearly those found in the eastern and western portions of the Lake (close to geothermal areas), so it is recommended to establish control criteria to mitigate possible health problems related to the intake of water containig those harmul species.

1. INTRODUCCIÓN

Los minerales y sus componentes (elementos) juegan un papel fundamental en el medio ambiente y como consecuencia, también en el hombre, debido a la interacción de éstos, o sus constituyentes, con el suelo y la atmósfera, así como las aguas superficiales y subterráneas, condicionando la hidroquímica de acuíferos y fuentes (Carretero y Pozo, 2007).

Hay un conjunto de elementos químicos que no sólo son beneficiosos, sino necesarios para los seres vivos, también en determinadas concentraciones los niveles naturales de ciertos elementos en sedimentos, suelos y aguas se pueden convertir en un riesgo ambiental, que conlleva, a efectos nocivos para la salud humana.

La entrada de los elementos químicos en los organismos tiene lugar generalmente por ingestión. Su origen está principalmente en los alimentos, pero también en el agua, el gas y polvo atmosférico y más raramente en los suelos y sedimentos (Carretero y Pozo, 2007).

Los tejidos de un ser vivo necesitan en su composición oxígeno, hidrógeno, carbono y nitrógeno como elementos mayoritarios, sales minerales y el resto en contenidos muy bajos de los denominados elementos traza u oligoelementos; dependiendo de la concentración en la que se encuentren, éstos pueden ser beneficiosos, tóxicos o letales (Carretero y Pozo, 2007).

En las últimas décadas la contaminación en aguas subterráneas por elementos traza ha sido reconocida con mayor frecuencia en diversas partes del mundo. Organizaciones internacionales como la Comisión de Desarrollo Sustentable de la ONU (Organización de las Naciones Unidas), así como otros organismos internacionales, señalan a la contaminación de las aguas entre las principales causas de la muerte de millones de seres humanos cada año, entre ellos, unos siete millones de niños (Toledo, 2002).

La mayor intoxicación causada por un elemento traza en agua para beber extraída del subsuelo, ocurrió en Bangladesh, donde alrededor de 20 millones de bangladesís estuvieron expuestos a altas concentraciones de arsénico, este evento no tiene precedentes y se considera el más grande en la historia. Otros casos en menor grado incluyen Taiwán, Estados Unidos, Tailandia, Canadá, Mongolia, Argentina, Chile y México.

En México, se han encontrado niveles de arsénico en el agua subterránea por encima de los límites permisibles prescritos para el agua potable en varias áreas, incluida la Comarca Lagunera (estados de Durango-Coahuila), Los Azufres (Michoacán), San Antonio (Baja California Sur),

Durango (Durango), Hermosillo (Sonora), Zacatecas (Zacatecas), Acámbaro (Guanajuato), Puebla (Puebla), Cuautla (Morelos), Delicias (Chihuahua) y Zimapán (Hidalgo) (Méndez y Armienta, 2003). Aunque existen fuentes antropogénicas, la contaminación a gran escala en las aguas subterráneas ha sido documentada de origen geológico (Navarro *et al.*, 2017). La liberación de estos elementos y por tanto, la composición química del agua subterránea está controlada por diversos factores como el tiempo de residencia, la distancia recorrida, la mineralogía y el entorno geológico del acuífero (Morán-Ramírez, 2013). En este contexto, los estudios hidrogeoquímicos son fundamentales para comprender el origen, distribución y comportamiento de los elementos. Por lo anterior, en este trabajo se realizará un análisis hidrogeoquímico del agua subterránea en 14 sitios ubicados alrededor del Lago de Cuitzeo, esperando con éste establecer una evidencia científica del comportamiento del agua subterránea en esta zona, a partir de la cual sea posible establecer también las correspondientes acciones de control, sobre todo en las zonas más afectadas por la presencia de especies contaminantes en el agua.

2. MARCO TEÓRICO

2.1 El agua

La Tierra es un lugar acuoso, aproximadamente el 71% de la superficie de nuestro planeta está cubierta de agua, el agua existe en el aire como vapor de agua, en ríos y lagos, en los casquetes de hielo y en los glaciares, en los acuíferos e incluso en todos los seres vivos (USGS, 2019). Todos estos embalses constituyen la hidrosfera terrestre. En total, el contenido de agua de la hidrosfera es de unos $1,360 \times 10^6 \text{ km}^3$. La mayor parte de este contenido, alrededor de un 97.2% se almacena en los océanos. Los casquetes polares y los glaciares representan otro 2.15%, lo cual deja sólo un 0.65% que debe dividirse entre los lagos, las aguas corrientes, las subterráneas y la atmósfera (Tarbuk, 2005).

El agua es una de las sustancias químicamente más activas, que tiene gran facilidad de disolver y reaccionar con otras sustancias, es el disolvente más empleado y difundido. La molécula de agua está formada por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno, siendo por lo tanto su fórmula H_2O . Se trata de una molécula con enlaces covalentes y debido a su fuerte polaridad, el agua posee propiedades singulares tanto desde un aspecto de vista químico como físico (Custodio, 2001).

El agua puede cambiar rápidamente de un estado de agregación (sólido, líquido o gaseoso) a otro a las temperaturas y las presiones existentes en la superficie de la Tierra. Por consiguiente, el agua se está moviendo constantemente entre la hidrosfera, la atmosfera, la tierra sólida y la biosfera. Esta circulación interminable del suministro de agua de la Tierra se denomina ciclo hidrológico (Tarbuk, 2005).

El agua se evapora en la atmosfera desde el océano y, en un grado mucho menor, desde los continentes. Los vientos transportan este aire cargado de humedad, hasta que las condiciones hacen que la humedad se condense en nubes y caiga como lluvia; la precipitación que cae en el océano ha completado su ciclo. El agua que cae en el continente, debe completar su camino de vuelta al océano; una parte del agua penetra en el suelo (infiltración) y se mueve hacia abajo, luego en dirección lateral, hasta que por fin llega a los lagos, los ríos o directamente al océano (Tarbuk, 2005).

El agua dulce que se mueve en los arroyos, ríos, lagos y aguas subterráneas proporcionan a los seres humanos el líquido necesario para sobrevivir (USGS, 2019).

El agua subterránea es uno de nuestros recursos más valiosos y asequibles. Considerando la hidrosfera entera, o toda el agua de la Tierra, sólo alrededor de las seis décimas partes del uno por ciento aparece bajo tierra. Cuando se excluye el hielo y se considera sólo el agua líquida, más del 94% de toda el agua dulce es agua subterránea (Cuadro 1). El agua subterránea es también un compensador del flujo de escorrentía y una forma de almacenamiento que mantiene las corrientes fluviales durante los periodos de ausencia de precipitaciones.

Cuadro 1. Agua dulce de la hidrosfera.

Partes de la hidrosfera	Volumen de agua dulce (km ³)	Porción de volumen total de agua dulce (%)	Tasa de intercambio del agua
Casquetes polares y glaciares	24,000,000	84.945	8,000 años
Aguas subterráneas	4,000,000	14.158	280 años
Lagos y embalses	155,000	0.549	7 años
Humedad del suelo	83,000	0.294	1 año
Vapor de agua en la atmosfera	14,000	0.049	9.9 días
Agua de los ríos	1,200	0.004	11.3 días
Total	28,253,200	100	

Fuente: Tarbuk, 2005.

Cuando llueve, parte del agua discurre por la superficie, parte se evapora y el resto se infiltra en el terreno. Algo del agua que se infiltra no viaja muy lejos, porque es retenida por atracción molecular como una capa superficial sobre las partículas sólidas. Esta zona cercana a la superficie se denomina cinturón de humedad del suelo. El agua que no es retenida como humedad del suelo percola (paso lento de fluidos a través de materiales porosos) hacia abajo hasta que alcanza una zona donde todos los espacios libres del sedimento y la roca están completamente llenos de agua, ésta es la zona de saturación; el agua situada en el interior de esta zona se conoce como el nivel freático. Extendiéndose hacia arriba del nivel freático se encuentra la franja capilar, en la cual el agua subterránea es mantenida por la tensión superficial en diminutos conductos comprendidos entre los granos de suelo o de sedimento. El área situada por encima del nivel freático que abarca la franja capilar y el cinturón de humedad del suelo se denomina zona de aireación. Por debajo del nivel freático, la presión del agua es lo bastante grande como para permitir que el agua entre a los pozos, permitiendo así que el agua subterránea pueda extraerse (Tarbuk, 2005).

2.2 Clasificación de las aguas subterráneas según su origen y tiempo de contacto con el acuífero

Aguas vadasas o meteóricas o recientes. Son las incluidas en el ciclo del agua en la hidrosfera-litosfera-atmosfera. Prácticamente toda el agua de la tierra es meteórica pero sólo se considera como tal la que actualmente interviene en el ciclo. Su composición está influida principalmente por la del agua de infiltración y la del material del acuífero (Custodio, 2001).

Aguas marinas. Son las aguas del mar que han invadido recientemente sedimentos costeros. Son similares en composición a la del mar, quizás con mayor dureza (Custodio, 2001).

Aguas fósiles. Son aguas atrapadas en el terreno y que permanecen en él durante miles de años. No es preciso que sean estacionarias, sino que basta con que el movimiento sea lento y el recorrido largo. Son aguas en general muy salinas (Custodio, 2001).

Aguas congénitas. Son aguas atrapadas en el momento de la formación de los sedimentos. Esta agua atrapada es expulsada después de la consolidación, pero si la roca final es aún porosa puede quedar parte del agua de imbibición en ella, que es el agua congénita. Las aguas congénitas suelen ser fuertemente cloruradas (predomina el anión Cl^- y los cationes predominantes suelen ser Na^+ , Ca^{2+} o Mg^{2+}), pueden estar enriquecidas con I^- , B , SiO_2 , NO_3^- o NH_4^+ y Ca^{2+} (Custodio, 2001).

Aguas juveniles, metamórficas, magmáticas y volcánicas. Las aguas *juveniles* son aquellas que proceden del interior de la tierra sin haber estado antes en superficie. Las aguas *metamórficas* son las desprendidas de sedimentos en proceso de metamorfismo, suelen tener contenidos elevados en CO_2 , HCO_3^- y B , algo elevado en I^- y pueden ser menos cloruradas que el agua de mar. Las de origen *magmático* y las *volcánicas* se desprenden de las emisiones de lava, gases volcánicos, etc., y suelen ser de tipo clorurado sódico y tienen contenidos anormalmente elevados de Li^+ , F^- , SiO_2 , B , S^{2-} , CO_2 (Custodio, 2001).

Aguas minerales. Son aguas de composición química variada, pero que se caracterizan por poseer elementos en disolución en cantidad notable, que las aguas vadasas normales no poseen. Suelen estar relacionadas con fenómenos volcánicos y orogénicos y muchas veces son termales (Custodio, 2001).

Aguas saladas y salmueras naturales. Son aguas marinas mezcladas con otras aguas continentales que las diluyen. Entre los posibles procesos modificadores que conducen a un incremento de la

salinidad cabe destacar la ultrafiltración, proceso mediante el que un agua forzada a pasar a través de niveles arcillosos continuos, puede dejar atrás gran parte de sus sales. En otros casos, no tan frecuentes, es posible asociar esas aguas saladas y salmueras a aguas infiltradas de mares interiores en proceso de desecación, o bien a la disolución de las rocas evaporitas que se encontraban entre los sedimentos. Localmente pueden originarse aguas saladas y salmueras en áreas geotérmicas que pierden vapor de agua al exterior (Custodio, 2001).

2.3 Almacenes y fuentes de las aguas subterráneas

Acuicludos. Los estratos impermeables que albergan agua, pero que obstaculizan o impiden su movimiento se denominan acuicludos, la arcilla es un buen ejemplo (Tarbuk y Lutgens, 2005).

Acuíferos. Los estratos de roca o sedimentos permeables que no sólo albergan, si no que transmiten libremente el agua subterránea se denominan acuíferos, las arenas y las gravas son ejemplos comunes (Tarbuk y Lutgens, 2005).

Manantiales. Se trata de agua que fluye libremente desde el terreno en todo tipo de climas en una cantidad aparentemente inagotable. El origen de los manantiales es el agua procedente de la zona de saturación. Cuando el nivel freático intersecta la superficie terrestre, se produce un flujo natural de salida del agua subterránea, que se denomina manantial o fuente. Los manantiales se forman cuando un acuicludo detiene la circulación descendente del agua subterránea y la obliga a moverse lateralmente. Allí donde aflora un estrato permeable, aparece un manantial (Tarbuk y Lutgens, 2005).

Fuentes termales. Por definición, el agua de una fuente termal está por lo menos entre 6 y 9°C más caliente que la temperatura media anual del aire para las localidades donde aparece. Cuando el agua subterránea circula a grandes profundidades se calienta unos 2°C cada 100 metros, si se eleva a la superficie, puede emerger como una fuente termal (Tarbuk y Lutgens, 2005).

Géiseres. Los géiseres son fuentes termales intermitentes en las cuales las columnas de agua son expulsadas con gran fuerza a diversos intervalos, alcanzando a menudo de 30 a 60 m de altura. Después de cesar el chorro de agua, se lanza una columna de vapor normalmente con un rugido atronador. Los géiseres aparecen donde existen extensas cámaras subterráneas dentro de las rocas ígneas (Tarbuk y Lutgens, 2005).

Pozos. El método más común para extraer agua subterránea es el pozo, un agujero taladrado en la zona de saturación. Los pozos sirven a modo de pequeños depósitos a los cuales migra el agua subterránea y de los cuales puede bombearse a la superficie (Tarbuk y Lutgens, 2005).

Fuentes artesianas. El agua subterránea alcanza la superficie elevándose a través de una fractura natural, en lugar de hacerlo a través de un agujero producido artificialmente (Tarbuk y Lutgens, 2005).

2.4 Características del agua

2.4.1 Características físicas

Temperatura. Las aguas subterráneas suelen tener una temperatura constante, y responde a la media anual de las temperaturas atmosféricas del lugar, incrementado en el producto de la profundidad por el gradiente geotérmico. La temperatura afecta a la viscosidad del agua, capacidad de absorción de gases, etc. (Custodio, 2001). No tiene efectos directos en la salud (Jiménez, 2001, WHO, 2017).

Conductividad eléctrica. Es la capacidad de un agua para conducir la electricidad, se incrementa con la temperatura y con el contenido en iones disueltos (Custodio, 2001). La conductividad eléctrica es producida por los electrolitos disueltos en el agua y en ésta influyen el terreno drenado, composición mineralógica, tiempo de contacto, gases disueltos y pH (Marín, 2010).

Sólidos Disueltos Totales. Es la suma de todos los minerales, metales y sales disueltos en el agua. Una concentración elevada de sólidos disueltos totales proporciona al agua una apariencia turbia (Sigler y Bauder, 2017).

2.4.2 Características químicas

pH. El pH es una medida de acidez o alcalinidad de una disolución. Es una propiedad que afecta a muchas reacciones químicas y biológicas de las aguas naturales (Reyes, 2020). Por lo general varía entre 6.5 y 8 y más raramente entre 5.5 y 8.5. Aguas con $\text{pH} < 7$ suelen ser agresivas y si el $\text{pH} > 7$, adquieren carácter incrustante (Custodio, 2001).

Potencial Redox. Es una medida de la actividad de los electrones. Está relacionado con el pH y con el contenido de oxígeno. Este parámetro mide la capacidad global de un agua de por sí misma, proceder a la oxidación o reducción de sustancias. Es decir, un agua con un elevado potencial redox

contendrá apreciable cantidad de oxígeno, siendo rica en compuestos en estado oxidado, en general, fuertemente mineralizada. Un agua con bajo potencial redox, será rica en compuestos en estado reducido (UJAEN, 2010). El Eh del sistema mide la estabilidad de un ion en un nivel de oxidación determinado, así como la tendencia de oxidación-reducción y viene dado por la ecuación de Nernst:

$$Eh = E_o + \frac{RT}{nF} \ln \frac{< Ox >}{< Red >}$$

En la que:

< Ox > = Actividad molar del ion oxidado

< Red > = Actividad molar del ion reducido

Eh = Potencial redox en volts

E_o = Potencial estándar del electrodo en volts

R = Constante de los gases = 8.32 joules/°K· mol

n = Número de moles en la reacción química

F = Número de Faraday = 96500 coulombss/eq-g

Dureza Total. Representa la concentración de sales de cationes metálicos multivalentes presentes en el agua, esencialmente Ca²⁺ y Mg²⁺. Las aguas duras son incrustantes y las aguas blandas son agresivas y pueden no ser adecuadas para su consumo (Custodio, 2001).

Alcalinidad Total. La alcalinidad es la capacidad de un agua para neutralizar ácidos. Las alcalinidades miden el efecto de los iones HCO₃⁻ y CO₃²⁻ (Custodio, 2001). El principal efecto de la alcalinidad es la reacción de ésta con ciertos cationes en el agua, lo que conduce a la formación de precipitados (Jiménez, 2001).

2.5 Composición química del agua subterránea

2.5.1 Iones mayoritarios

En un agua subterránea natural, la mayoría de las sustancias se encuentran en estado iónico (iones mayoritarios y minoritarios), sobre ellos descansa la mayor parte de los aspectos químicos e hidrogeoquímicos (Custodio, 2001).

La determinación de la concentración de los iones mayoritarios en el agua constituye una valiosa herramienta para la caracterización del origen de los mismos, así como para la descripción

de la evolución de la composición química del agua subterránea como consecuencia de las interacciones agua-roca (Renau, 2010).

Los iones mayoritarios son:

Cationes		Aniones	
Sodio	Na ⁺	Cloruros	Cl ⁻
Potasio	K ⁺	Sulfatos	SO ₄ ²⁻
Calcio	Ca ²⁺	Bicarbonatos	HCO ₃ ⁻
Magnesio	Mg ²⁺	Carbonatos	CO ₃ ²⁻

Sodio. Solubilidad muy elevada y difícil de precipitar. Es afectado fácilmente por el cambio de bases. Suele ir asociado al Cl⁻. Las aguas con concentraciones elevadas en Na⁺ son perjudiciales a las plantas al reducir la permeabilidad del suelo; son especialmente nocivas si las concentraciones de Ca²⁺ y Mg²⁺ son bajas (Custodio, 2001).

Potasio. Solubilidad muy elevada y difícil de precipitar. Es afectado fácilmente por el cambio de bases y es absorbido de forma muy poco reversible por las arcillas en formación para formar parte de su estructura. No presenta problemas especiales a las concentraciones habituales (Custodio, 2001).

Calcio. Sales desde moderadamente solubles a muy solubles. Es fácil de precipitar como CO₃Ca. Su química va asociada a la de HCO₃⁻ y CO₃²⁻ en aguas naturales, pudiéndose precipitar y disolver con facilidad al cambiar el pH o la presión parcial de CO₂. El mayor inconveniente del Ca²⁺ en el agua va asociado al aporte de dureza y producción de incrustaciones (Custodio, 2001).

Magnesio. Tiene propiedades similares a las del Ca²⁺, pero más soluble y más difícil de precipitar. En alta concentración da al agua propiedades laxantes y un sabor amargo. Contribuye a la dureza del agua y además a pH elevado puede formar Mg(OH)₂ incrustante (Custodio, 2001).

Cloruros. Forman sales en general muy solubles, estables en disolución y difícilmente precipitables, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es adsorbido significativamente ni entra a formar parte de procesos bioquímicos, por lo que se puede utilizar como un trazador (IGME, 2020). Va asociado al Na⁺. Más de 300 mg/L confieren un sabor salado al agua. Contenidos elevados son perjudiciales para muchas plantas y dan corrosividad al agua (Custodio, 2001).

Sulfatos. Forman sales moderadamente solubles a muy solubles. Las aguas selinitosas no quitan la sed y tienen sabor poco agradable y amargo. Por sí mismo o si va asociado al Mg^{2+} o Na^+ puede tener propiedades laxantes (Custodio, 2001).

Bicarbonatos y Carbonatos. Estos iones son los responsables de dar alcalinidad al agua. No son oxidables ni reducibles en aguas naturales. No presentan problemas de toxicidad (Custodio, 2001).

2.5.2 Iones minoritarios

El resto de iones y sustancias disueltas se encuentran por lo general en concentraciones notablemente más pequeñas y se llaman iones minoritarios, forman habitualmente menos del 1% del contenido iónico total, los más importantes son:

Aniones		Cationes
Fluoruros	F^-	Amonio y amoníaco NH_4^+ y NH_3 disuelto
Bromuro	Br^-	
Sulfuro y gas sulfhídrico	S^{2-} y SH_2	
Fosfatos	PO_4^{3-}	
Nitrito	NO_2^-	

Fluoruros. En el ambiente el flúor se presenta en bajas concentraciones en las rocas, sedimentos y suelos. Sin embargo, cuando determinados minerales están presentes, su contenido se incrementa notablemente; como en el caso de la biotita. Este filosilicato, rico en este elemento, puede liberarlo por meteorización química y permitir su paso al sistema de aguas subterráneas. Así mismo, la presencia de fluoruro en el agua subterránea, es el resultado de su interacción con rocas que contienen minerales con flúor, como el fluorapatito y la fluorita (Carretero y Pozo, 2007).

La presencia de fluoruros en el agua (0.1-1mg/L) favorece el desarrollo de huesos y dientes saludables, sin embargo, pasado un determinado umbral (>1.5 mg/L), puede provocar las enfermedades denominadas fluorosis dental y fluorosis esquelética, responsables de la descomposición de los dientes y la osteoporosis con colapso vertebral, respectivamente (Carretero y Pozo, 2007).

Sulfuros y gas sulfhídrico. Los sulfuros se encuentran a menudo en manantiales calientes. El gas sulfhídrico ocurre en forma natural, se encuentra entre los gases de volcanes, manantiales de azufre, etc. (ATSDR, 2016), Generalmente, se encuentran por debajo de 1 mg/L, aunque en aguas de medios reductores con reducción de sulfato, puede llegar hasta los 100 mg/L (Adriano, 2001).

Fosfatos. Se hidroliza con facilidad y contribuye a la alcalinidad del agua. En general se presenta en concentraciones entre 0.01 y 1 mg/L pudiendo llegar a 10 y excepcionalmente a 50 mg/L (Custodio, 2001).

Nitrito. Especie poco estable químicamente, su presencia en un agua suele indicar una contaminación de carácter fecal reciente. Aguas subterráneas sometidas a ambiente reductor y/o pobres en oxígeno pueden contener nitrito (UJAEN, 2010).

Amonio y amoníaco. Son oxidados con facilidad a N_2 , NO_2^- o NO_3^- y son fácilmente retenidos por el terreno por cambios de bases. Se presentan en concentraciones menores a 0.1 mg/L en casos excepcionales puede llegar a 400 mg/L (Adriano, 2001).

2.5.3 Elementos traza

Los elementos químicos proceden del sustrato sólido, la geosfera. La interacción entre la geosfera, atmósfera, hidrosfera y biosfera determina el transporte y destino de los elementos químicos, entre ellos los metales. Para que un elemento químico sea liberado o no de un mineral, tiene mucho que ver con el grado de intensidad de los procesos de meteorización química, que a su vez tienen una fuerte dependencia del clima, y por lo tanto de sus dos factores principales: temperatura y precipitaciones. En unos casos la liberación se produce por un simple proceso de disolución; en otros los mecanismos son más complejos (Carretero y Pozo, 2007).

Hay un conjunto de elementos químicos conocidos como elementos traza, que no sólo son beneficiosos, sino necesarios para los seres vivos, pero que en determinadas concentraciones en sedimentos, suelos y aguas se pueden convertir en un riesgo ambiental, que conlleva, a efectos nocivos (tóxicos) para la salud humana.

El término elemento traza es utilizado ampliamente en diversas disciplinas y en cada una de ellas adquiere diferente significado. En geociencias, un elemento traza es cualquier otro elemento que no esté en la lista de los ocho elementos formadores de roca O_2 , Si, Al, Fe, Ca, Na, K y Mg. Específicamente, en el agua subterránea un elemento traza es aquel que tiene concentraciones menores de 0.01 mg/L (Renau, 2010). Las aguas subterráneas, al tener un mayor contacto con las rocas y sedimentos (Figura 1), se pueden enriquecer más fácilmente en los elementos liberados de sus minerales constituyentes (Carretero y Pozo, 2007).

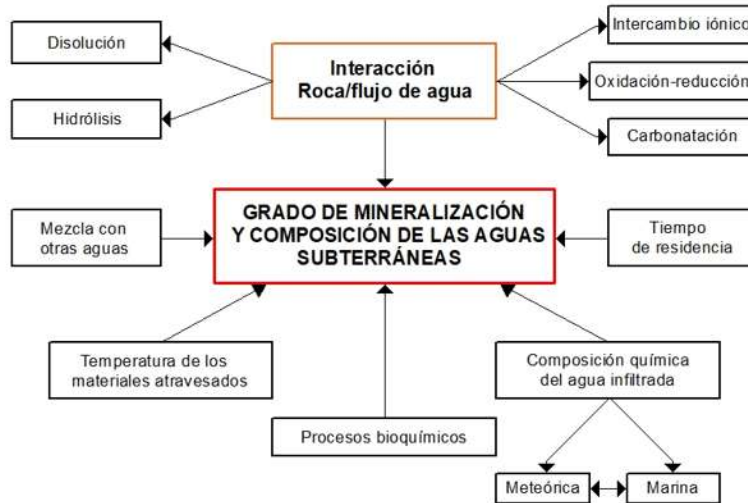


Figura 1. Factores que intervienen en el grado de mineralización del agua subterránea (Tomado de Carretero y Pozo, 2007).

Arsénico. Entre los elementos traza más ampliamente estudiados se encuentra el arsénico, que es un metaloide que se presenta en la naturaleza en numerosos minerales, los sulfuros son los más frecuentes (Carretero y Pozo, 2007). El arsénico es un elemento recurrente en el agua subterránea, su presencia se asocia con sistemas geotermales y/o acuíferos de composición volcanosedimentaria. La desgasificación volcánica, la interacción con fluidos profundos y la lixiviación de depósitos minerales también pueden ser factores importantes que influyen en el enriquecimiento natural de arsénico en el agua (Sappa, *et al.*, 2014).

La presencia de arsénico y otros elementos traza asociados de origen geogénico en el agua subterránea se controla por cuatro factores: i) la fuente primaria, 2) los procesos de movilización y retención en la interfase agua-sólido, 3) el transporte en solución y 4) la concentración en el agua bajo condiciones áridas y semiáridas. Estos factores determinan qué especies de arsénico están presentes en el agua y su transporte en fase acuosa (Nicolli, *et al.*, 2012).

Los principales impactos del arsénico sobre la salud humana se producen por el consumo de aguas contaminadas con este elemento. Aunque el arsénico normalmente se elimina a través de los riñones, intestino y saliva, en determinadas dosis se acumula en el hígado, riñón, huesos, pelo y piel, provocando el desarrollo de cánceres de piel, pulmón, riñón y vejiga, así mismo, el consumo por ingestión de aguas contaminadas por arsénico provoca lesiones en la piel, melanosis (cambios de pigmentación) y keratosis o escamado de la piel (Carretero y Pozo, 2007).

Cadmio. El cadmio es un metal de transición que geoquímicamente está relacionado con el Zn, se encuentra en yacimientos de Zn, Pb-Zn y Pb-Cu-Zn; principalmente en el mineral llamado wurtzita y en pequeñas cantidades en la galena, la tetraedrita y otros sulfuros y sulfosales. La exposición de cadmio puede promover severos desórdenes al interferir en el metabolismo del Ca, la vitamina D y el colágeno, provocando degeneración ósea, como la osteomalacia u osteoporosis. La inhalación crónica y la exposición oral al cadmio afecta en los riñones y pulmones, causando disminución de la tasa de filtración glomerular, aumento de la formación de cálculos renales, bronquiolitis y enfisema, respectivamente (Adriano, 2001).

Cromo. El cromo es un metal de transición con gran abundancia en la corteza terrestre, en las rocas se encuentra en concentraciones de alrededor de 100 mg/kg, existe en todos los estados de oxidación, desde el (-II) hasta el (VI), pero en aguas naturales, las formas (III) y (VI) son las más estables, de las cuales la forma trivalente es la menos tóxica, mientras que la hexavalente es tóxica. A ciertas concentraciones puede tener efectos tóxicos, causando sensibilidad en la piel o cáncer de pulmón (Renau, 2010).

Cobre. El cobre es un elemento metálico que se encuentra en minerales como la cuprita, malaquita, azurita, calcopirita y bornita. En la naturaleza forma sulfuros, sulfatos, sulfosales, carbonatos y también se encuentra como metal nativo. La toxicidad del cobre en humanos es muy rara y se limita principalmente a individuos con contacto prolongado con contenedores de cobre. La relación Zn/Cu puede tener cierta importancia clínica, ya que se ha asociado con una variedad de características epidemiológicas de la enfermedad coronaria y con el metabolismo del colesterol (Adriano, 2001).

Hierro. Es el metal de transición más abundante en la corteza terrestre y ocupa el cuarto lugar de todos los elementos. En la naturaleza, raramente se encuentra en estado libre, pero forma parte de numerosos minerales, los más usuales son la hematita, la pirita, la siderita, la limonita y la ilmenita. Los óxidos e hidróxidos de hierro tienen una alta capacidad de fijar a los metaloides y metales pesados e inmovilizarlos, pero, en contrapartida, también pueden liberar esos metaloides y metales pesados en ciertas condiciones. Por ejemplo, metaloides y metales potencialmente tóxicos como el As, Cu, Mo, Zn, V, Mn o Ni son absorbidos en los óxidos de hierro y liberados posteriormente (Renau, 2010).

Níquel. El níquel es un metal blanco plateado, se presenta de forma esencial en casi 100 minerales. La mayoría son sulfuros y arseniuros, el mineral principal de níquel es la pentlandita (mineral accesorio) común en las rocas ígneas. Los efectos del níquel en el organismo humano dependen de los siguientes factores: características físicas del compuesto, la concentración, la duración, el tipo de exposición y la sensibilidad del individuo expuesto. El contacto dérmico puede causar picazón en dedos, muñecas y antebrazos. También tiene efectos respiratorios como el asma e infecciones respiratorias crónicas. No existe evidencia de carcinogenicidad para la ingestión de níquel a través de alimentos o agua. El carbonilo de níquel es la forma que causa mayor toxicidad en los pulmones y riñones humanos (Adriano, 2001).

Plomo. El plomo es un metal gris azulado que se encuentra en pequeñas cantidades en la corteza terrestre. En la naturaleza existen más de 200 minerales de plomo, sin embargo, solo unos pocos son comunes como la galena, la cerusita y la anglesita. El plomo se presenta en las rocas como un mineral discreto, o también puede reemplazar al K, Sr, Ba e incluso al Ca y Na y fijarse en la red cristalina de los minerales. Las pegmatitas y las lutitas son rocas que contienen altas concentraciones de plomo, particularmente las lutitas orgánicas. La intoxicación por plomo en humanos, especialmente en niños pequeños es un problema de salud pública en el ámbito global. La Agencia de Protección Ambiental de Estados Unidos (USEPA) ha clasificado al plomo como un probable carcinógeno humano, esta agencia no ha establecido una dosis de referencia. El plomo inorgánico ingresa al cuerpo principalmente por inhalación e ingestión y no sufre ninguna transformación biológica. En contraste, el plomo orgánico ingresa al cuerpo a través de la inhalación y el contacto con la piel, el plomo inhalado se absorbe por completo, una vez en la sangre, se distribuye entre tres compartimentos: sangre, tejido blando (riñón, médula ósea, hígado y cerebro) y tejido mineralizante (huesos y dientes) [Adriano, 2001].

Zinc. El zinc es un metal blanco azulado, se conocen más de 80 minerales de zinc, sin embargo, los principales son la esfalerita y wurtzita, así como la smithsonita y hemimorfita. El zinc se presenta con poca frecuencia en rocas metamórficas e ígneas como sulfuro, está distribuido como un constituyente menor dentro de los minerales formadores de roca, especialmente aquellos ricos en Fe como la magnetita, piroxenos, anfíboles, biotita, espinela, granate y estauroлита. La toxicidad del zinc se limita a una sobredosis accidental en su uso terapéutico. La ingesta alta de zinc junto

con ingestas bajas de Cu puede afectar negativamente el metabolismo del colesterol (Adriano, 2001).

2.6 Toxicidad de los elementos traza y sus efectos sobre la salud humana

Algunos elementos traza son necesarios en pequeñas dosis; sin embargo, pueden ser tóxicos cuando se supera un determinado umbral de concentración. La EPA incluyó en 1993 como contaminantes prioritarios los siguientes elementos: Be, Sb, As, Cd, Cu, Cr, Hg, Ni, Ag, Pb, Se, Tl y Zn (Carretero y Pozo, 2007).

En el caso de la presencia de elementos traza en las aguas, tanto superficiales como subterráneas, su calidad depende de factores naturales, del tiempo y de las actividades humanas. Su toxicidad estará en relación con determinados elementos de origen natural o antrópico, pero también con otros compuestos como plaguicidas y fertilizantes. Para que la ingestión de un elemento pueda resultar tóxica es un requisito que se absorba en el sistema digestivo y se genere una reacción química (Cuadro 2); y para ello debe estar en forma soluble.

Cuadro 2. Vías de absorción, eliminación y vida media de eliminación de algunos elementos traza tóxicos.

Elemento	Vía de absorción	Vía de eliminación	Vida media de eliminación
As	Oral, inhalatoria, dérmica	Renal>heces (piel, uñas, sudor, pelo)	Hasta 38 días en tres fases
Cd	Inhalatoria>>oral, dérmica (escasa)	Gastrointestinal, renal	Lenta (10 a 30 años)
Hg	Elemental (Hg ⁰)	Renal	60 días
	Inhalatoria>dérmica>>oral		
	Compuestos inorgánicos	Renal, biliar (sudor, lágrimas, leche, saliva)	Fases de 1 día, 1 mes y 3 meses
	Inhalatoria>dérmica>>oral		
	Compuestos orgánicos	Biliar, renal (leche, pelo)	70 días
	Inhalatoria>>oral-dérmica		
Pb	Inhalación>oral	Renal, gastrointestinal (pelo, uñas, leche)	5 años

Fuente: Carretero y Pozo, 2007.

El potencial tóxico de los elementos traza y su magnitud dependerá de diversos factores que comprenden la especie química, la pauta, la dosis, la vía de absorción y la duración de la exposición. Los metales no son metabolizables, por lo que pueden acumularse (Carretero y Pozo, 2007).

2.7 Marco normativo mexicano de agua potable Norma Oficial Mexicana 127 (NOM-127-SSA1-1994)

El abastecimiento de agua para uso y consumo humano con calidad adecuada es fundamental para prevenir y evitar la transmisión de enfermedades gastrointestinales y otras, para lo cual se requiere establecer límites permisibles en cuanto a sus características microbiológicas, físicas, organolépticas, químicas y radiactivas, con el fin de asegurar y preservar la calidad del agua en los sistemas, hasta la entrega al consumidor. En los siguientes apartados se exponen los Límites Máximos Permisibles (LMP) para algunos parámetros químicos y microbiológicos del agua, definidos en la NOM-127-SSA1-1994: Salud ambiental. Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que se debe someter el agua para su potabilización.

2.7.1 Límites permisibles de características químicas

El contenido de constituyentes químicos deberá ajustarse a lo establecido en el siguiente cuadro:

Cuadro 3. Límites permisibles en las características químicas.

Parámetro	Límite máximo permisible [mg/L]
Dureza total	500.00
pH	6.5 a 8.5

Fuente: NOM-127-SSA1-1994 (DOF, 2000).

2.7.2 Límites permisibles de iones mayoritarios

El contenido de iones mayoritarios deberá ajustarse a lo establecido en el siguiente cuadro:

Cuadro 4. Límites permisibles de iones mayoritarios.

Ion	Límite máximo permisible [mg/L]
Cloruro (como Cl ⁻)	250.00
Sodio	200.00
Sulfato (como SO ₄ ²⁻)	400.00

Fuente: NOM-127-SSA1-1994 (DOF, 2000).

2.7.3 Límites permisibles de los iones minoritarios y elementos traza

El contenido de elementos traza deberá ajustarse a los valores del siguiente cuadro:

Cuadro 5. Límites permisibles de iones minoritarios y elementos traza.

Ion	Límite máximo permisible [mg/L]
Fluoruros (como F ⁻)	1.50

Elemento traza	Límite máximo permisible [mg/L]
Arsénico	0.025
Cadmio	0.005
Cobre	2.00
Cromo	0.05
Hierro	0.30
Manganeso	0.15
Plomo	0.01
Zinc	5.00

Fuente: NOM-127-SSA1-1994 (DOF, 2000).

2.7.4 Límites permisibles de parámetros microbiológicos

El contenido de microorganismos resultante del examen de una muestra simple de agua, debe ajustarse a lo que se indica en el Cuadro 6. Con base en la NOM-127-SSA1-1994, el agua abastecida por el sistema de distribución no debe contener *E. coli* o coliformes fecales u organismos termotolerantes en ninguna muestra de 100 ml.

Cuadro 6. Límite permisible de parámetros microbiológicos.

Característica	Límite máximo permisible
<i>E. coli</i> o coliformes fecales u organismos termotolerantes	Ausencia o no detectables

Fuente: NOM-127-SSA1-1994 (DOF, 2000).

2.8 Principios de los métodos analíticos

2.8.1 Espectroscopía de absorción atómica

La base de la espectroscopía de absorción atómica la entregó Kirchhoff al formular su ley general que dice: “cualquier materia que pueda emitir luz a una cierta longitud de onda también absorberá luz a esa longitud de onda” (Pérez-López, 2014).

La absorción atómica es el proceso que ocurre cuando los átomos en su estado fundamental absorben energía en forma de luz de una longitud de onda específica y son llevados a un estado de excitación.

La configuración orbital normal del átomo, conocida como estado fundamental, es la configuración más estable y de menor energía. Si energía de magnitud correcta es aplicada al átomo, ésta será absorbida por el átomo, y el electrón de la última órbita será llevado a una configuración menos estable o a un estado excitado. Este estado es inestable, el átomo retornará inmediatamente y espontáneamente a su estado fundamental. El electrón regresará a su posición orbital inicial y estable y la energía radiante equivalente a la cantidad de energía inicialmente absorbida en el proceso de excitación será emitida, la longitud de onda emitida es una propiedad única de cada elemento (Arias, 2008).

El principio de funcionamiento de la técnica de absorción atómica radica en aspirar el analito en disolución; éste llega al estado de excitación térmico mediante plasma o calentamiento, donde el analito es vaporizado y atomizado, la alta temperatura provee la energía suficiente para promover los átomos a niveles de energía alto excitándolos. Estos átomos excitados volverán luego a su estado basal emitiendo la radiación absorbida (Pickering, 1980 en Pérez-López, 2014).

Los elementos básicos de un espectrofotómetro de absorción atómica son (Figura 2):

1. Una fuente de luz que emite el espectro del elemento de interés (lámparas de cátodo hueco).
2. Una celda de absorción en donde átomos de la muestra son producidos (flama, horno, etc.).
3. Monocromador (selector de longitud de onda), controla la pureza de la radiación emitida consiguiendo el menor ancho de banda de longitud de onda posible.
4. Un detector, el cual mide la intensidad de la luz e intensifica la señal.
5. Pantalla que muestra la lectura después que ha sido procesada.

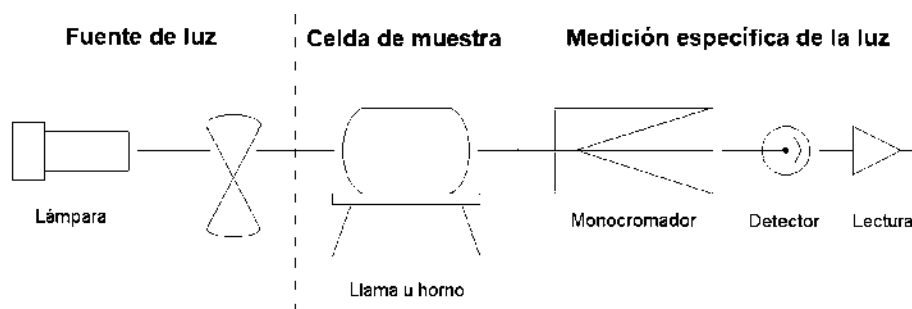


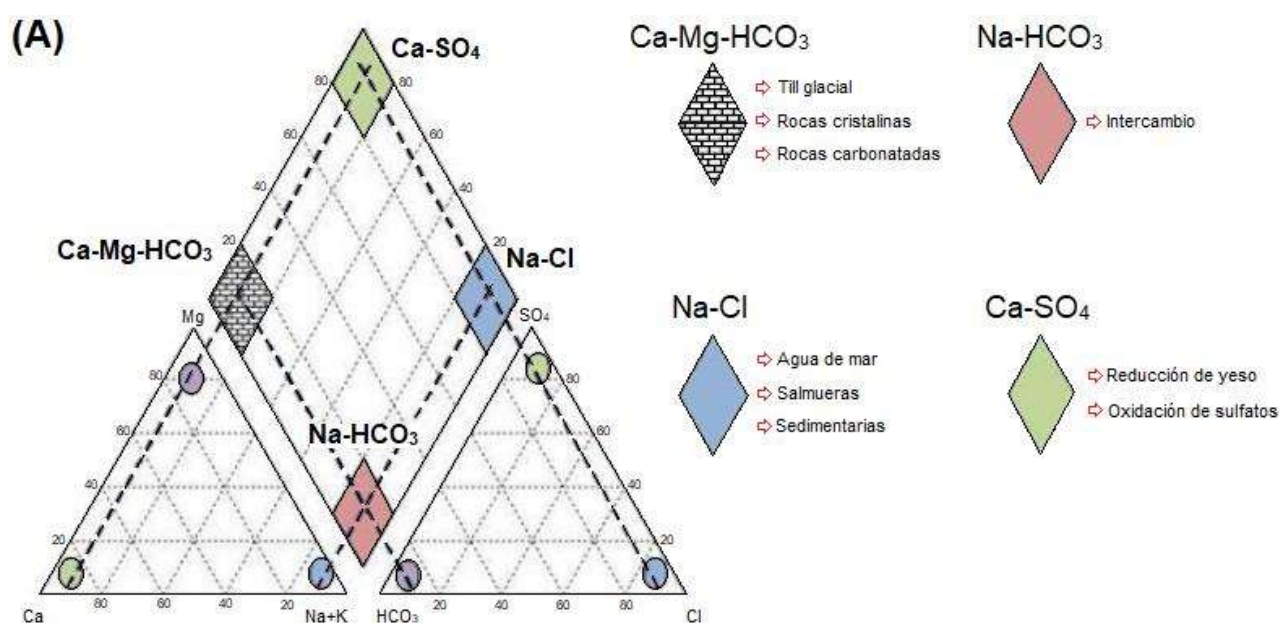
Figura 2. Elementos básicos de un espectrofotómetro de absorción atómica (Tomado y modificado de Arias, 2008).

2.9 Hidrogeoquímica

2.9.1 Diagrama de Piper

Las facies hidrogeoquímicas, también conocidas como familias de agua pueden ser identificadas a partir de diferentes métodos (Morán-Ramírez, *et al*; 2013). Uno de los métodos más utilizados consiste en la representación gráfica de los iones mayoritarios en un diagrama de Piper, en el que las aguas que son geoquímicamente similares quedan agrupadas en áreas bien definidas (Custodio, 2001).

El diagrama de Piper está formado por dos triángulos equiláteros (ubicados en cada extremo de un rombo) y un rombo central, en uno de los triángulos se esquematizan las proporciones de los aniones (SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- y CO_3^{2-}), mientras que en el otro, se expresan las de los cationes (Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^+ + \text{K}^+$), a cada vértice le corresponde el 100% de un ion. Los datos obtenidos de graficar las proporciones de los iones en ambos triángulos se proyectan hacia el rombo mediante un par de líneas, el punto de intersección y la posición de éste indicarán el tipo de agua y los procesos relacionados con la misma (Figura 3). De acuerdo con este diagrama las diferentes facies hidrogeoquímicas pueden ser: bicarbonatadas sódicas ($\text{Na}^+ - \text{HCO}_3^-$), bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^-$), sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas ($\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+} - \text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$) y cloruradas y/o sulfatadas sódicas ($\text{Na}^+ - \text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$).



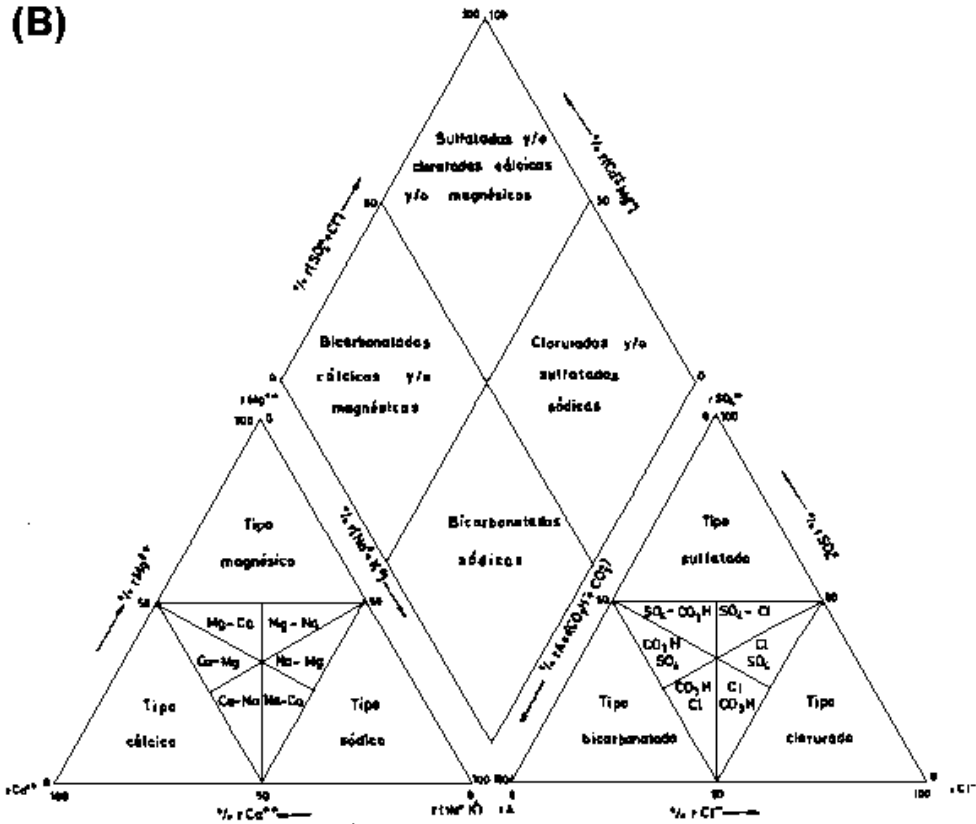


Figura 3. (A) Casos tipos de agua y procesos o rocas relacionadas con las mismas. (B) Clasificación de las aguas subterráneas según la abundancia relativa de los iones (Tomado de Villegas, 2011 y Custodio, 2001; respectivamente).

2.9.2 Diagrama de Schoeller

Esta representación del resultado de los análisis de aguas fue puesta a punto por Schoeller (1935), revisado por E. Berkloff (1938 y 1952) y luego adaptado a Francia por el Bureau de Recherches géologiques et minières (Castany, 1975). Los diagramas logarítmicos verticales (Figura 4), se componen esencialmente de siete escalas logarítmicas verticales y equidistantes que sirven de referencia de los puntos representativos de los contenidos en Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} combinado. Cada una de las seis escalas iónicas está graduada en mg/L y en meq/L. Los resultados de los análisis, expresados en forma iónica en mg/L se colocan directamente sobre el diagrama, uniéndose después los puntos obtenidos mediante segmentos de rectas. Para graficar la concentración de cada ion se emplea la expresión:

$$y = \log[x]$$

Donde: $[x]$ = concentración de la especie iónica

Se traza así una línea quebrada representativa de la composición química del agua. La doble graduación en miliequivalentes permite obtener por simple lectura su valor para cada elemento. Los gráficos de aguas que tienen la misma composición química y concentración aproximada, son paralelos entre sí (Castany, 1971). Este diagrama se utiliza en el estudio hidroquímico de las aguas subterráneas y de un modo más particular en el cálculo de las relaciones características, la clasificación de las aguas subterráneas en cuanto al grado de potabilidad y la comparación de las aguas entre sí (Castany, 1975).

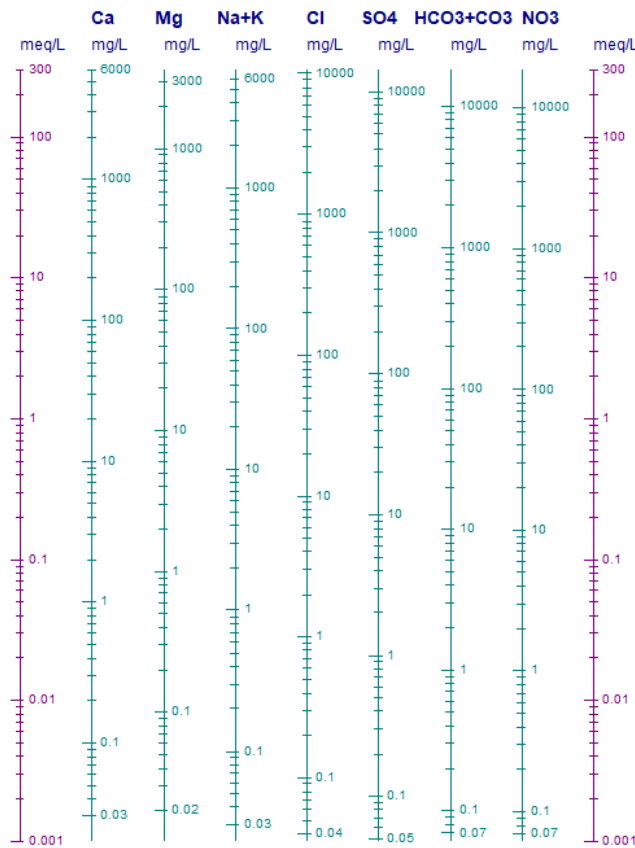


Figura 4. Diagrama semilogarítmico de representación de los análisis químicos de agua. Diagrama H. Schoeller - E. Berkloff.

2.10 Índices hidrogeoquímicos (Procesos hidrogeoquímicos)

Los índices hidrogeoquímicos permiten comprender las reacciones fisicoquímicas que afectan a las aguas subterráneas en su camino desde las áreas de recarga hacia los puntos de descarga (Renau, 2010). Además, las relaciones entre los iones disueltos en un agua pueden guardar cierta relación con el terreno del que ésta procede, indicar la acción de fenómenos modificadores o indicar una característica del agua considerada (Custodio, 2001).

2.10.1 Disolución mineral (Relaciones de Gibbs)

Las relaciones de los componentes químicos de las aguas y las respectivas litologías de sus acuíferos han sido elaboradas por Gibbs (1970) basadas en razones y calculadas a través de las siguientes ecuaciones, donde todas las concentraciones iónicas están expresadas como meq/L (Gupta *et al.*, 2016).

Relación de Gibbs 1 (para aniones, Figura 5A) = $Cl^- / (Cl^- + HCO_3^-)$

Relación de Gibbs 2 (para cationes, Figura 5B) = $Na^+ + K^+ / (Na^+ + K^+ + Ca^{2+})$

Gibbs (1970) ha clasificado el agua subterránea en tres campos distintos a saber, los cuales controlan la química global del agua: el dominio de la precipitación, dominio de evaporación y áreas de dominio de interacción agua-roca; basadas en las gráficas de SDT versus relaciones de Gibbs 1 y 2 (Gupta *et al.*, 2016; Eissa, 2018).

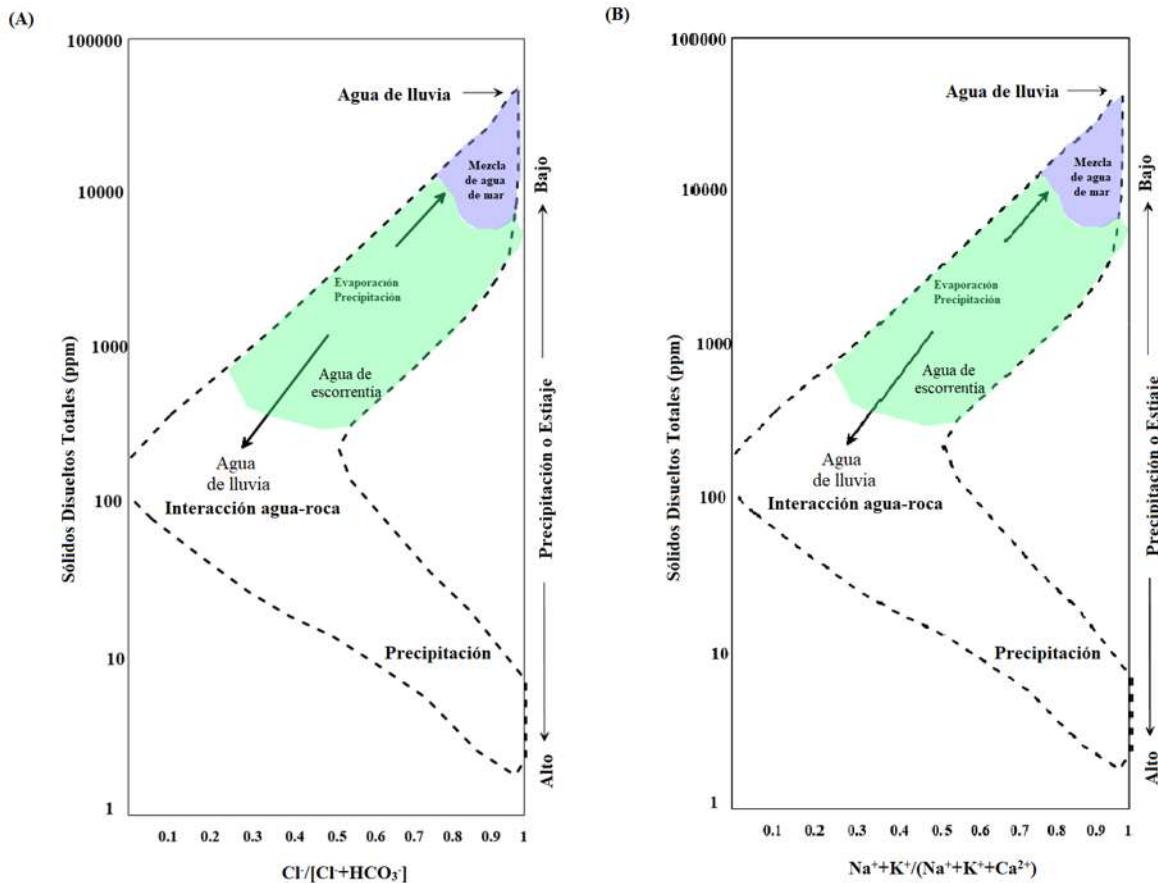


Figura 5. Gráficas de las relaciones de Gibbs mostrando los procesos que controlan la química del agua subterránea. (A) Gráfica para aniones. (B) Gráfica para cationes (Tomado y modificado de Eissa, 2018).

2.10.2 Intercambio iónico (Índices cloroalcalinos)

Las reacciones químicas en las que el intercambio iónico entre el agua subterránea y su entorno de acogida se produce durante el periodo de residencia y el movimiento es uno de los procesos dominantes en el sistema acuoso; que pueden explicarse a través del cálculo de los índices cloroalcalinos (CAI 1 y CAI 2; Scholler, 1977), mediante las siguientes ecuaciones, donde todas las concentraciones iónicas se expresan como meq/L.

$$\text{CAI 1} = \text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) / \text{Cl}^-$$

$$\text{CAI 2} = \text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) / (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-)$$

El intercambio de iones Na^+ y K^+ del agua con los iones Mg^{2+} y Ca^{2+} en las rocas del acuífero o viceversa, se reflejan en un CAI positivo o negativo, respectivamente. Los valores positivos de CAI indican que el Na^+ y K^+ en el agua se intercambian con Mg^{2+} y Ca^{2+} de la roca después de la reacción de intercambio de bases (equilibrio cloroalcalino). Los valores negativos de CAI indican el intercambio de Mg^{2+} y Ca^{2+} del agua con Na^+ y K^+ en la roca, es decir, reacción de intercambio catiónico (desequilibrio cloroalcalino) (Gupta *et al*, 2016).

2.10.3 Meteorización de silicatos (relaciones $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+}$ y $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$)

Las relaciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ (r: componente elemental en epm o meq/L) son importantes indicadores de fuentes de salinidad durante el flujo de agua subterránea y significa el papel del desgaste de los silicatos. Las relaciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^- > 1$ indican la liberación de Na^+ por el desgaste de silicatos. Del mismo modo las relaciones $r\text{Ca}^{2+}/r\text{Mg}^{2+} > 2$ también apoyan el papel de la meteorización de los silicatos (Gupta *et al*, 2016).

2.11 Otros procesos hidrogeoquímicos

2.11.1 Relación $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$

En las aguas continentales varía frecuentemente entre 0.3 y 1.5; los valores próximos a 1 indican la posible influencia de terrenos dolomíticos, o con serpentina y valores superiores a 1 suelen estar en general relacionados con terrenos ricos en silicatos magnésicos como los gabros y basaltos. En los procesos de intercambio iónico que producen ablandamiento del agua, el Ca^{2+} es más fijado que el Mg^{2+} y también aumenta la relación (Custodio, 2001).

2.11.2 Relación rK^+/rNa^+ y rNa^+/rK^+

En aguas dulces puede variar entre 0.001 y 1 siendo lo más frecuente que varíe entre 0.004 y 0.3. Debido a la fijación preferente de K^+ en el terreno esta relación es menor en el agua que en la roca de origen, tanto menor cuanto más concentrada en sales está el agua. Según Schoeller, cuando el contenido en alcalinos (Na^+ , K^+) es menor que 3 mg/L rK^+/rNa^+ , varía entre 0.5 y 1; para 50 mg/L, vale alrededor de 0.1 y para 100 mg/L, 0.01 como valor medio (Custodio, 2001). La relación rNa^+/rK^+ es una guía para zonas de alta temperatura, las relaciones rNa^+/rK^+ inferiores a 15, pueden ser un indicador de que las aguas ascienden a la superficie rápidamente y posiblemente más asociadas con zonas de flujo ascendente o que viajan a través de zonas más permeables. Las relaciones más altas de rNa^+/rK^+ son indicativas de flujo lateral, reacciones cercanas a la superficie y enfriamiento conductivo (Alacali, 2018).

2.11.3 Relación $rCl^-/rHCO_3^-$

En aguas continentales tiene normalmente un valor entre 0.1 y 5. Dado que el contenido en HCO_3^- es un valor relativamente constante en las aguas subterráneas es una relación de interés para seguir el proceso de concentración en sales en el sentido del flujo subterráneo (Custodio, 2001).

2.11.4 Relación rSO_4^{2-}/rCl^-

En aguas poco o moderadamente salinas la relación puede ser similar a la de la roca acuífera y su valor se mantiene aproximadamente constante al irse concentrando el agua (Custodio, 2001).

2.11.5 Valor $k_r = \sqrt[3]{rCa \cdot (rH_2CO_3)^2}$

k_r es proporcional al contenido en CO_2 disuelto de equilibrio. En ausencia de reducción de sulfatos, aporte de CO_2 o desprendimiento del mismo en acuíferos freáticos superficiales, k_r tiende a ser un valor constante. Cuando se produce una reducción de sulfatos k_r suele crecer (Custodio, 2001).

2.12 Índices de saturación

El índice de saturación (IS) describe cuantitativamente la desviación del equilibrio del agua con respecto a los minerales disueltos, se utiliza para predecir y estimar la reactividad mineral en el sistema de agua subterránea. Es posible estimar la reactividad química (interacción agua-rocas) a

partir de los análisis químicos del agua subterránea sin recoger las muestras en fase sólida y analizar la mineralogía, utilizando índices de saturación (Muhie y Salih, 2016). Los índices de saturación permiten pronosticar la evolución de la solución acuosa, debido a procesos de interacción agua-roca, disolución o precipitación (Bustamante, 2017).

Se define como el logaritmo de la relación del producto de actividad iónica a la constante de equilibrio mineral a una temperatura dada y se expresa como:

$$SI_I = \log Q_I - \log K_I = \log \left(\frac{Q_I}{K_I} \right)$$

Donde:

Q corresponde al producto de actividad iónica

K corresponde a la constante de equilibrio del constituyente

Dados los valores de SI se tiene que:

$SI = 0$, se considera que el sistema se encuentra en equilibrio de saturación

$SI < 0$, el sistema se encuentra en condiciones de subsaturación (disolución)

$SI > 0$, el sistema se encuentra en condiciones de sobresaturación (precipitación)

2.13 Especiación química

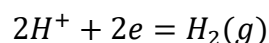
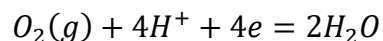
La especiación química, es la forma química en la que se puede encontrar un elemento en determinado sistema. El potencial redox y el pH son los principales factores que controlan la especiación de un elemento y por tanto su movilidad y biodisponibilidad (Renau, 2010).

El estado de oxidación y la forma química en la que se puede encontrar un elemento, influyen en su reactividad y movilidad en el ambiente. Algunos elementos tienen múltiples estados de oxidación, por ejemplo: As (3-, 3+ y 5+), Cr (3+, 6+), Cu (1+, 2+), Fe (2+, 3+), Hg (1+, 2+), Mn (2+, 3+, 5+). En el caso del As el trivalente es más móvil y tóxico que el pentavalente (Adriano, 2001). En ambientes acuosos los estados que predominan son 3+ y 5+, como oxianiones de arsenito y arseniato (Barringer y Reilly, 2013). El As^{3+} aparece como H_3AsO_3 y sus productos de disociación son $H_4AsO_3^+$, $H_2AsO_3^-$, $HAsO_3^{2-}$ y AsO_3^{3-} . El As^{5+} es presentado como H_3AsO_4 y sus correspondientes productos de disociación son $H_2AsO_4^-$, $HAsO_4^{2-}$ y AsO_4^{3-} (Mejía *et al.*, 2009). El Cr, puede existir en cuatro formas: dos formas trivalentes, el catión Cr^{3+} y el anión CrO_2^- , y dos formas de aniones hexavalentes $Cr_2O_7^{2-}$ y CrO_4^{2-} . De las dos formas que se encuentran en la

naturaleza, la forma trivalente es benigna, mientras que la forma hexavalente es tóxica. El Cu en su forma Cu^{2+} es la especie más tóxica en los sistemas acuosos. El Hg en el agua tiene forma de sales inorgánicas y complejos orgánicos; suele presentarse con estado de oxidación (2+), que es su forma más tóxica en sistemas acuosos (Adriano, 2001).

2.14 Diagramas Eh-pH/Diagramas de Pourbaix

Los gráficos que muestran la ocurrencia de equilibrio de iones o minerales como dominios relativos a pE (o Eh) y pH se conocen como diagramas de distribución de especies pE-pH o Eh-pH. En los trabajos sobre la calidad del agua subterránea, los diagramas de pE-pH ayudan en la comprensión de los procesos que controlan la ocurrencia y la movilidad de los elementos menores y traza. Como el interés se centra en la ocurrencia de equilibrio (es decir, estabilidad) de especies disueltas y minerales en ambientes acuosos, un primer paso apropiado en la consideración de las relaciones pE-pH es determinar las condiciones bajo las cuales el H_2O es estable. De la reacción redox:



Se obtiene para condiciones a 25°C

$$pE = 20.8 - pH + \frac{1}{4} \log P_{\text{O}_2}$$

$$pE = -pH - \frac{1}{2} \log P_{\text{H}_2}$$

Expresando esta reacción en forma de acción de masas, con actividades de agua y las fases sólidas tomadas como unidad, se obtiene:

$$K = \frac{1}{[\text{H}][e]}$$

Y en forma logarítmica:

$$\log K - pH - pE = 0$$

La ecuación anterior se representa como una línea (1 y 2) sobre el diagrama pE-pH (Figura 6). Si se especifica el pH, la línea obtenida de esta expresión representa la actividad de equilibrio del elemento a estudiar que existirá en una solución acuosa en contacto con la fase sólida. En la construcción de diagramas de pE-pH, un procedimiento común es elegir una condición de pH en la que la actividad de las especies disueltas se encuentre en un nivel considerado insignificante. Es importante tener en cuenta que las líneas límite entre las fases sólidas y las especies disueltas se

basan en valores de actividad específicos y que la validez de todas las líneas como condiciones de equilibrio definidas termodinámicamente depende de la fiabilidad de los datos de energía libre utilizados en la construcción del diagrama (Freeze, A. y Cherry J., 1979).

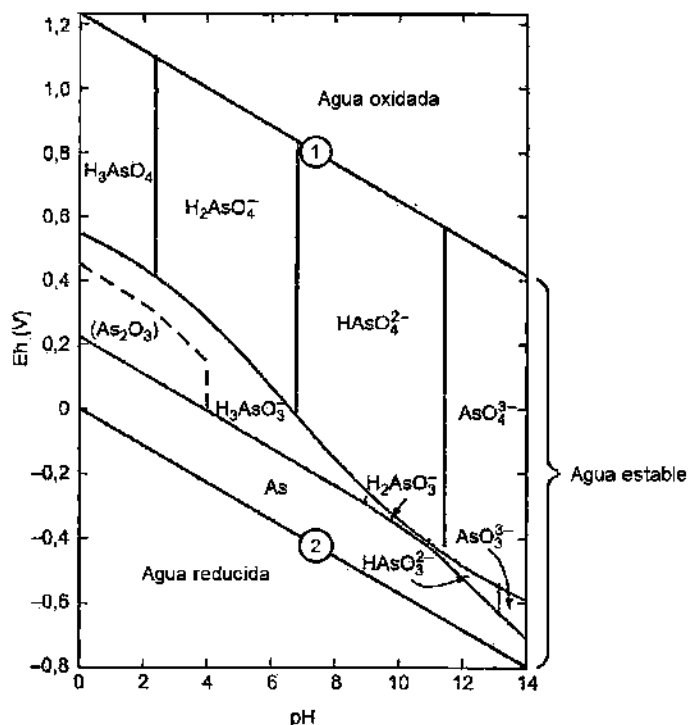


Figura 6. Diagrama pE-pH para el arsénico y campos de estabilidad del agua (Tomado y modificado de Carretero y Pozo, 2007).

2.15 Correlación de Pearson (r)

El coeficiente de correlación de Pearson es un índice que mide el grado de covariación entre distintas variables relacionadas linealmente. Sus valores absolutos oscilan entre 0 y 1; si se contempla el signo, el coeficiente oscila entre -1 y +1. El signo del coeficiente de correlación indica la dirección de la asociación. Cuando el valor de r es positivo se dice que existe una correlación positiva o directa; es decir que valores grandes de una variable están asociados con valores grandes de la otra variable y viceversa. La relación es perfecta negativa cuando exactamente en la medida que aumenta una variable disminuye la otra (Fallas, 2012). Si dos parámetros están relacionados, deben mostrar un coeficiente elevado, es decir, cerca de 1 o -1, en el caso contrario si su valor es alrededor de cero, significa entonces que no existe relación. Los parámetros que muestren coeficiente de correlación igual o superior a 0,7, se consideran fuertemente correlacionados (Pazand y Reza, 2013).

3. ANTECEDENTES

A lo largo de la historia se han registrado eventos masivos de intoxicación por el consumo de agua subterránea contaminada con elementos traza, tal es el ocurrido en China, en donde a principios de los 80's en la provincia Xinjiang se reconoció que los niveles de As en el agua extraída de pozos profundos estaban por encima de los 0.6 mg/L. Como consecuencia, los síntomas de exposición crónica entre los pacientes incluyen neuritis periférica, gastritis, enteritis, insuficiencia renal e hiperpigmentación en la piel. Se estima que 250,000 personas siguen expuestas a concentraciones de arsénico de 1.2 mg/L (Adriano, 2001).

Otro caso muy emblemático es el suscitado en Bangladesh en 1993, en donde se calcula que cerca de 20 millones de los 120 millones de bangladesís estuvieron expuestos a altas concentraciones de As (superiores a 0.05 mg/L, superando cinco veces las recomendaciones de la Organización Mundial de la Salud (OMS) de 0.01 mg/L) a través del consumo de agua subterránea extraída de pozos profundos y poco profundos. Este evento no tiene precedentes y por su magnitud es considerada la intoxicación masiva por As más grande de la historia. Tal suceso tiene su origen en el efecto combinado de la composición mineralógica del sustrato y de una actividad humana, que es la extracción excesiva de agua. La necesidad de abastecimiento de agua para el regadío de las cosechas de arroz motivó que, además de las aguas superficiales habitualmente empleadas, se perforaran pozos para la obtención de aguas subterráneas, localizadas a profundidades de más de 150 m, que atravesaron formaciones litológicas que contienen piritas arsenicales. Por otra parte, la sobreexplotación de los acuíferos provocó el descenso del espejo de agua, lo que permitió la oxidación de la pirita y la rápida liberación de As al medio acuoso, contaminándolo (Carretero y Pozo, 2007).

En cuanto a trabajos alrededor del mundo en lo que se refiere a elementos traza y elementos menores en agua subterránea se pueden citar los siguientes:

PraisedGod *et al.* (2018) realizaron un estudio en Abeokuta al sureste de Nigeria, tal estudio consistió en evaluar la contaminación por F⁻ en el agua subterránea de la región, encontrando concentraciones de F⁻ con valores de 0.48 a 1.84 mg/L, lo que sugiere que los habitantes de este lugar se enfrentan al riesgo de padecer fluorosis por el consumo de esa agua. Las concentraciones de F⁻ y otros iones fueron atribuidos principalmente al desgaste químico y disolución de la roca.

Khair *et al.* (2014) realizaron la hidrogeoquímica de F⁻ y As del agua subterránea en la cuenca Yuncheng al norte de China, lugar donde la fluorosis es un problema generalizado, pues aproximadamente el 20% de los habitantes se han visto afectados por esta enfermedad en las últimas dos décadas. La concentración de F⁻ oscila entre 0.31 y 14.2 mg/L y la de As entre 2.43x10⁻⁴ y 0.1537 mg/L. Encontraron que las aguas subterráneas con un alto contenido de F⁻ y As, se relacionaban con la familia de aguas Na⁺-HCO₃⁻ y Na⁺-Cl⁻/SO₄²⁻. Concluyeron que la alta concentración de HCO₃⁻ en el agua subterránea puede funcionar como un poderoso competidor al favorecer la precipitación de calcita y dolomita para reducir la concentración de Ca²⁺ y de esta forma elevar la concentración de F⁻ y As. Así también concluyeron que otra fuente de F⁻ y As dentro de la cuenca es de origen antropogénico, pues la mayor parte del agua que presentó altas concentraciones de F⁻ y As, tuvo un contenido de NO₃⁻ elevado, y dado que el NO₃⁻ se deriva de fuentes no litológicas, las correlaciones positivas observadas entre NO₃⁻ y F⁻/As fueron indicativas de una fuente común de contaminación provocada por el hombre.

Pasand y Javanshir (2013) realizaron la hidrogeoquímica del agua subterránea contaminada con As en el área de Rayen al sureste de Irán, encontraron que de l 100% de las muestras de agua que analizaron, el 25.62% presentó concentraciones de As por encima del valor permisible de la OMS para agua potable, entre <5x10⁻⁴ mg/L y 25 mg/L. Concluyeron que debido a que en las cercanías del área de estudio no se informa que las industrias y actividades de procesamiento de minería sean fuentes potenciales de contaminación por As, la fuente del metaloide es de origen natural. Así mismo concluyeron que existen dos factores que explican la liberación del As en el área de estudio, el primer factor es la fuerte correlación entre las concentraciones de As y HCO₃⁻, lo que indica que el As se libera a través de la reducción de óxidos/oxihidróxidos de hierro que contienen As; el segundo factor, es la transferencia del As al sistema de agua durante las interacciones agua-roca (volcánica ácida).

Nicolli *et al.* (2012) mencionan que desde principios del siglo XX, en Argentina se ha reconocido que las altas concentraciones de As y de otros elementos traza asociados (F, U, V, B, Se, Sb, Mo) presentes en el agua subterránea, han causado problemas de salud sobre todo en la región conocida como "Bell-Ville disease", donde es común que la población presente trastornos de pigmentación de la piel, aumento de neoplasias (carcinoma de células escamosas) y otros problemas de salud conocidos regionalmente como HACRE (Endemic Regional Chronic Hydro Arsenicism). Adicionalmente las altas concentraciones de F⁻ están asociadas con fluorosis dental y

esqueletal. Las enfermedades relacionadas con el As y los F⁻ afectan potencialmente entre 2 y 8 millones de habitantes en Argentina. En su estudio de las aguas subterráneas de la planicie de Chaco-Pampeana, Argentina; encontraron concentraciones de As y F⁻ de <0.01 a 5.3 mg/L y 0.051 a 7.34 mg/L, respectivamente. Concluyeron que los sedimentos calcáreos de tipo loess y las capas de cenizas volcánicas intercaladas en secuencias pedosedimentarias que albergan los acuíferos son las fuentes de los elementos traza. Además, que existen tres procesos clave que generan las altas concentraciones de As en los acuíferos poco profundos de la zona estudiada: 1) disolución de vidrio volcánico y/o hidrólisis y lixiviación de minerales de silicatos alojados en el loess, 2) procesos de desorción de la superficie de los hidróxidos de Al, Fe y Mn a pH elevado y movilización como oxianiones complejos en aguas subterráneas de tipo Na⁺-HCO₃⁻ y 3) concentraciones evaporativas en áreas con climas semiáridos y áridos. Otros factores locales como la litología-mineralogía, geomorfología de suelos, clima, parámetros hidráulicos y tiempo de residencia de las aguas, juegan también un papel importante en el control de las altas concentraciones de As en Chaco-Pampeana.

Rango *et al.* (2010) realizaron un trabajo de evaluación geoquímica y calidad del agua en el MER (Main Ethiopian Rift), con énfasis principal en la fuente y presencia de F⁻ y As. En el sector del MER las litologías que afloran son de carácter volcánico, esencialmente productos volcánicos de composición félsica y flujos de lava basálticos y sedimentos fluviolacustres, las fallas activas dentro del MER provocan una circulación geotérmica de fluidos calientes. Los autores mencionan que en el área se tiene registro de anomalías geoquímicas de alta concentración de F⁻ que a menudo exceden el límite de tolerancia de 1.5 mg/L establecido por la OMS (en el estudio el valor máximo de F⁻ es de 384 mg/L), como consecuencia de esto, la población local se ve afectada por enfermedades como la fluorosis esquelética y dental. Asociados al F⁻ encontraron también otros elementos potencialmente tóxicos, tal como As (con concentración máxima de 0.405 mg/L), U, Mo y B. Concluyeron que la presencia de los elementos traza está relacionada con la naturaleza de las rocas riolíticas y sus productos de intemperismo (vidrio volcánico), la desorción a partir de oxihidróxidos metálicos, así como el modo de emplazamiento del vulcanismo en el sistema. Otros factores asociados con el F⁻, As, U, Mo, V y B son el pH alcalino y las facies hidrogeoquímicas de tipo Na⁺-HCO₃⁻, que juegan un importante papel en la movilización de los elementos traza.

A lo largo del territorio nacional mexicano se han realizado numerosos trabajos referentes a elementos traza y elementos menores en cuerpos de agua superficial y subterránea, algunos de éstos se comentan a continuación:

Navarro *et al.* (2017) caracterizaron la calidad del agua subterránea en la cuenca Calera, Zacatecas, México; enfocándose en las concentraciones de As y F⁻. Los resultados de su estudio indicaron concentraciones de As entre 0.0033 y 0.0754 mg/L y de F⁻ entre 0.35 y 3.6 mg/L. Definieron que los orígenes para ambos elementos son los siguientes: 1) Antropogénico, mediante actividades mineras para el As y el uso de pesticidas de PO₄³⁻ para el F⁻, y 2) Natural, el material geológico (aluvión) que recubre la zona facilita la disolución de minerales que contienen As y el intercambio iónico con el aumento de precipitación de fluorita.

Chacón (2016) evaluó las concentraciones de algunos elementos traza (Li, Ni, Sb, Se, Cu y Zn) en muestras de agua de ríos y manantiales del área minera de Ocampo, Chihuahua, México. En su estudio encontró una tendencia decreciente según el contenido de Ni>Cu>Zn>Li>Se>Sb. Las concentraciones más altas de elementos traza fueron relacionadas con un área impactada por actividades mineras, sin embargo, tales concentraciones estuvieron por debajo de los límites permisibles establecidos por la EPA y la normatividad mexicana.

Rodríguez *et al.* (2016) estudiaron las concentraciones de As, V y F en el agua subterránea de Salamanca y Juventino Rosas que forman parte del Bajío Guanajuatense, México. En ambos lugares detectaron concentraciones de As y F⁻ que exceden los estándares mexicanos para agua potable, siendo 0.777 mg/L y 2.96 mg/L los valores más elevados, respectivamente; el valor máximo de V fue de 0.065 mg/L. Para Salamanca, concluyeron que la fuente de As es de origen natural, mientras que el V se origina por infiltraciones de partículas emitidas por las industrias que usan combustóleo que luego migran al acuífero poco profundo. Para el caso de Juventino Rosas concluyeron que la fuente de As y F es de origen geogénico, asociado a las rocas volcánicas y riolíticas, así como a fluidos hidrotermales que ascienden de forma vertical a lo largo de las fallas y fracturas, alterando la hidrogeoquímica local del sistema acuífero.

Morales *et al.* (2015) estudiaron los factores geológicos, hidrogeológicos y geotérmicos asociados con el origen del As y el F⁻ en el acuífero regional de Juventino Rosas (Bajío Guanajuatense, México). Los resultados señalaron que, en algunos pozos las concentraciones de As, F⁻ y Rn son mayores que los estándares mexicanos para el agua potable (concentración máxima de 0.046 mg/L para el As, 3.03 mg/L para el F⁻ y 52,300 Bq/m³ para el Rn). Concluyeron que las

altas temperaturas en los pozos y la formación de un domo piezómetro sugiere contribuciones de flujo caliente ascendente, el cual se incorpora al flujo local, alterando la calidad del agua, así mismo, la meteorización química de las rocas volcánicas (riolitas) y el material sedimentario son la principal fuente de As y F⁻ en el agua subterránea.

Huízar *et al.* (2014) estudiaron los niveles, origen y control natural de F⁻ en el agua subterránea en la región de Tenextepango, Morelos, México; encontrando concentraciones que varían de 0.5 a 1.9 mg/L. Se concluyó que el origen del F⁻ en el área de estudio se asocia con diversos factores, uno de éstos es la extracción ininterrumpida de agua, lo que induce un flujo vertical ascendente de agua más profunda con un contenido de F⁻ mayor respecto al del agua más somera. Por otro lado, la liberación de F⁻ en el agua subterránea también se asocia al proceso de intemperismo químico de las rocas ígneas intermedias y félsicas características de la región estudiada.

Ortega (2009) realizó un estudio sobre la presencia, distribución y origen de As, F⁻ y otros elementos traza disueltos en agua subterránea (Se, Sb, V, Cr, Mo, Re, Pb, Cu, Cd, Co y Zn), a escala de cuenca hidrológica tributaria en el Lerma-Chapala, México. Utilizando técnicas hidrogeológicas, hidrogeoquímicas e isotópicas encontró altas concentraciones de As (0.025-0.12 mg/L) y F⁻ (1.5-16 mg/L) en la porción noreste de la cuenca. El origen e hidrogeoquímica del As y del F⁻ se encuentran asociados a altas concentraciones de HCO₃⁻ y Na⁺ producto de la disolución de feldespato sódico principalmente, y de otros minerales constituyentes de las riolitas e ignimbritas que forman el acuífero. No se encontraron correlaciones de As y F⁻ con otros metaloides pesados o con elementos formadores de óxidos, ni con otros elementos traza en solución.

Específicamente para el área de la cuenca del Lago de Cuitzeo los estudios realizados son los siguientes:

Alfaro *et al.* (2002) estudiaron el comportamiento del Rn en manantiales y pozos alrededor del Lago de Cuitzeo; así como la presencia de elementos mayores y elementos traza (Li, B, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb, U), de los cuales encontraron una clara diferencia entre los sitios de muestreo. Muestras de agua tomadas en el SW del lago presentaron bajo contenido de Sr (entre 35.291 y 218.190 mg/L) en comparación con muestras tomadas en la costa NE, donde el Sr se presentó con altos valores (entre 341.190 y 812.480 mg/L). El diagrama de B-Li indicó que las muestras tomadas en la región N y S del lago, tenían valores similares de B con diferencias en

Li, siendo que las muestras tomadas de la región SW del lago mostraron el máximo contenido de B (entre 991.890 y 2192.700 mg/L). En cuanto al As, las muestras correspondientes al SW del lago fueron las que presentaron valores más elevados (entre 8.290 y 16.851 mg/L). Las concentraciones de los elementos presentes en el área se atribuyeron a la composición de las lavas andesíticas y basálticas e ignimbritas que son las rocas características que cubren la región.

Segovia *et al.* (2005) estudiaron muestras de agua de manantiales y pozos de la cuenca de Cuitzeo para investigar sus características geoquímicas, así como su contenido de Rn. Encontraron facies hidrogeoquímicas de tipo bicarbonatadas, cloruradas y sulfatas; concentraciones de Rn con un valor promedio de 0.88 y 3.66 Bq/L. Concluyeron que las aguas de algunos sitios probablemente estén relacionadas con los fluidos geotérmicos de las zonas geotérmicas aledañas y que existe un proceso de mezcla entre fluidos profundos calientes con aguas más frías y poco profundas; las aguas del área son equilibradas e inmaduras.

Paéz (2008) reportó niveles de As que oscilan entre 0.01 y 3.812 mg/L en pozos de agua subterránea y manantiales ubicados alrededor del lago de Cuitzeo, siendo el manantial El Hervidero (Araró, Michoacán) el que presentó la concentración más elevada de As. Este manantial y otros aledaños son usados con fines recreativos en balnearios y además para la extracción de sal.

Alfaro (2010) estudió la contaminación por metales pesados (Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, V y Zn) y As que presenta el Lago de Cuitzeo, mediante análisis de movilidad, disponibilidad y toxicidad de los elementos encontrados en mayor concentración en el agua y sedimentos. Las especies metálicas que encontró en mayor proporción fueron As, Fe y Zn, de los cuales el As mostró mayor disponibilidad dentro del lago, el origen de este elemento en el lago fue atribuido principalmente a la naturaleza volcánica de la roca de la zona, la cual, al estar en contacto con fallas geológicas, libera el metaloide al agua por disolución. En general la toxicidad del agua en casi todos los puntos de estudio fue baja, en comparación con la toxicidad de los sedimentos, en los que algunos de los metales estudiados fueron encontrados en niveles hasta tres veces mayores que los registrados en el agua.

Villalobos *et al.* (2010) estudiaron la distribución y presencia de Fe, Zn y As en sedimentos superficiales en la desembocadura del Río Grande hasta el Lago de Cuitzeo para obtener información sobre su biodisponibilidad. Los resultados que obtuvieron indicaron que los sedimentos no estaban contaminados por Fe, pero sí moderadamente por Zn y As. Concluyeron que tanto el Zn como el As tienen posibilidad de liberarse al ecosistema del lago dependiendo de

las condiciones ambientales y aunque su biodisponibilidad representa un riesgo de bajo a medio según los criterios del Código de Evaluación de Riesgos, el riesgo puede aumentar si no se toman las medidas necesarias de control.

Morton *et al.* (2011) estudiaron metales traza (Ba, Co, Cu, Cr, Ni, Pb, V y Zn) en sedimentos del Lago de Cuitzeo para investigar los niveles de contaminación transportados a través de su principal afluente (Río Grande). Encontraron que las muestras recolectadas en la desembocadura del Río Grande presentan las mayores concentraciones de Cu, Cr, Ni, Pb, V y Zn. Concluyeron que las concentraciones de estos elementos incrementan de forma notoria durante la temporada de estiaje y que existe una fuente común para Cu, Pb y Zn.

Arreola (2014) evaluó la concentración de metales pesados y determinó parámetros fisicoquímicos y biológicos en aguas subterráneas de Ciudad Hidalgo, Michoacán. Encontró que las concentraciones de As, F⁻ y B, no superan los límites máximos permisibles establecidos por la normatividad nacional e internacional. El As y Fe se encuentran en estado de oxidación (V) y (III) respectivamente, siendo especies químicas no tóxicas para la población que utiliza el agua en la zona.

Reyes (2019) realizó un estudio hidrogeoquímico y de calidad del agua subterránea en diez pozos que abastecen la zona urbana de Zamora, Michoacán. Determinó parámetros físicos, químicos, iones mayoritarios y presencia de elementos traza (Al, As, Ba, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Mn, Ni, Pb, Sb, Tl, V y Zn), de estos últimos ninguno sobrepasó los estándares mexicanos e internacionales. El único parámetro que excedió el LMP mexicano fue el N-NH₃ y fue atribuido a la actividad agrícola. Encontró aguas de tipo bicarbonatadas cálcico-magnésicas, aguas inmaduras, frías con un tiempo de residencia corto, encontró también que el proceso principal que controla la química del agua es la disolución de carbonatos y silicatos y reacciones de intercambio iónico directo. Concluyó que el agua estudiada es apta para uso y consumo humano y que goza de tener una buena a excelente calidad.

4. JUSTIFICACIÓN DEL TRABAJO

La cuenca de Cuitzeo tiene una gran extensión dentro del territorio nacional mexicano y abastece de agua a cerca de 837,773 habitantes. En su interior se encuentra el Lago de Cuitzeo que es el segundo lago más extenso a nivel regional después del Lago de Chapala; el Lago de Cuitzeo contribuye a regular el clima de la cuenca. Los municipios con mayor población dentro de la cuenca y que dependen en gran medida de sus recursos son Morelia, Zinapécuaro, Tarímbaro y Cuitzeo (Bravo, *et al.*, 2008). Estas razones confirman la importancia de caracterizar a la misma, realizando estudios que incluyan análisis hidrogeoquímicos a partir de los cuales posteriormente poder realizar evaluaciones del agua, así como identificar posibles reacciones químicas y otros procesos provocados por la interacción del agua con las rocas por las que fluye.

Dentro de la cuenca de Cuitzeo ya se han identificado sitios con contaminación de algunos elementos traza como son As, Li, B, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb y U tanto en aguas subterráneas como superficiales (Alfaro, 2002; Segovia *et al.*, 2005; Herrera, 2007; Páez, 2008; Villalobos *et al.*, 2010; Alfaro, 2010; Arreola, 2014). La importancia que tiene el estudio de los mismos en el agua es debida a su elevada toxicidad, su alta persistencia en el ambiente y la rápida bioacumulación.

Así que, con el fin de tener una mejor comprensión del comportamiento, procedencia e influencia como contaminantes de los elementos traza en el agua subterránea del entorno del lago de Cuitzeo, es recomendable su frecuente monitoreo y estudio.

Adicionalmente, la caracterización hidrogeoquímica permitirá contar con información que pueda ser de utilidad en la toma de decisiones para poder realizar acciones de control, garantizando el suministro de agua segura para la población de los municipios de Cuitzeo, Copándaro, Acámbaro, Zinapécuaro, Chucándiro, Álvaro Obregón, Santa Ana Maya, Huandacareo, entre otros.

5. HIPÓTESIS

La interacción química entre la roca y el agua subterránea en la cuenca de Cuitzeo aporta concentraciones de elementos traza y otras especies químicas que pueden comprometer la calidad del agua para uso y consumo humano.

6. OBJETIVOS

6.1 Objetivo general

Conocer la hidrogeoquímica del agua subterránea en la cuenca del Lago de Cuitzeo, a partir de las interacciones entre el agua y la roca y determinar si algunas especies químicas comprometen su calidad como agua potable.

6.2 Objetivos específicos

- 1) Realizar una caracterización fisicoquímica y bacteriológica en muestras de agua de manantiales y pozos en 14 sitios ubicados alrededor del lago de Cuitzeo.
- 2) Determinar las facies hidrogeoquímicas empleando un diagrama hidroquímico triangular (diagrama de Piper).
- 3) Establecer los principales procesos que intervienen y controlan la mineralización del agua, a través del cálculo de diferentes índices hidrogeoquímicos.
- 5) Realizar modelos de especiación química de los principales elementos traza.
- 4) Definir los factores que controlan y/o afectan la ocurrencia de elementos traza.

7. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

7.1 Localización del área de estudio

El lago de Cuitzeo se localiza en la porción noreste del estado de Michoacán y sureste del estado de Guanajuato, entre los paralelos $19^{\circ}53'15''$ y $20^{\circ}04'30''$ de latitud norte y los meridianos $100^{\circ}50'20''$ y $101^{\circ}19'30''$ de longitud oeste (Figura 7). Geopolíticamente abarca casi la totalidad de los municipios de Cuitzeo y Copándaro; y de manera parcial los municipios de Acámbaro (Guanajuato), Zinapécuaro, Chucándiro, Álvaro Obregón, Santa Ana Maya y Huandacareo (INEGI, 2009).

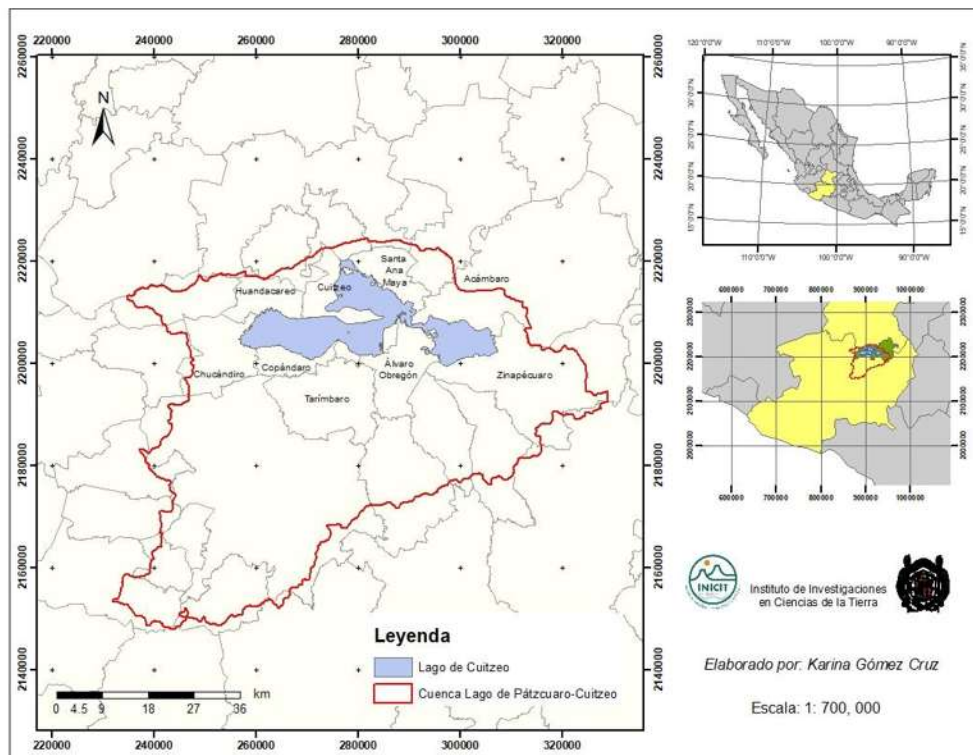


Figura 7. Localización del área de estudio (Elaboración propia).

7.2 Geología

El Lago de Cuitzeo forma parte de una serie de depresiones que se encuentran a lo largo de un sistema de fallas geológicas este-oeste en el centro de México (Garduño e Israde, 2010). Está delimitado por un graben al oriente y al poniente por un semigraben con bloques basculados al sur, de hasta 30° en Cuitzeo, ambos separados por la falla de dirección noroeste-sureste denominada Tzitzio-Valle de Santiago (Garduño e Israde, 2010; Mazzoldi *et al.*, 2016).

La región presenta dos dominios geológicos bien definidos y limitados por la falla de tipo normal denominada La Paloma:

- I. Dominio de la Sierra de Mil Cumbres: Representada por una secuencia de rocas volcánicas donde se observan grandes estructuras de estrato volcanes formados de andesitas, dacitas y riolitas.
- II. Dominio del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM): Formado por lomeríos bajos (bloques basculados compuestos de andesitas e ignimbritas), valles y planicies (secuencias lacustres y fluviolacustres). Al oeste y norte del Lago de Cuitzeo aflora el vulcanismo del CVTM. Destacan los volcanes semiescudo de El Águila y Quinceo-Tetillas. En el sector oriente del Lago se observan productos volcánicos (andesitas, productos epiclásticos, piroclásticos e ignimbritas, obsidiana y riolitas) de la Caldera de Los Azufres (Garduño e Israde, 2010).

Las rocas características de la zona son ígneas extrusivas de composición ácida a básica (Figura 8), que datan del Mioceno Inferior al Cuaternario Reciente (Corona y Birgit, 2001 en CONAGUA, 2015).

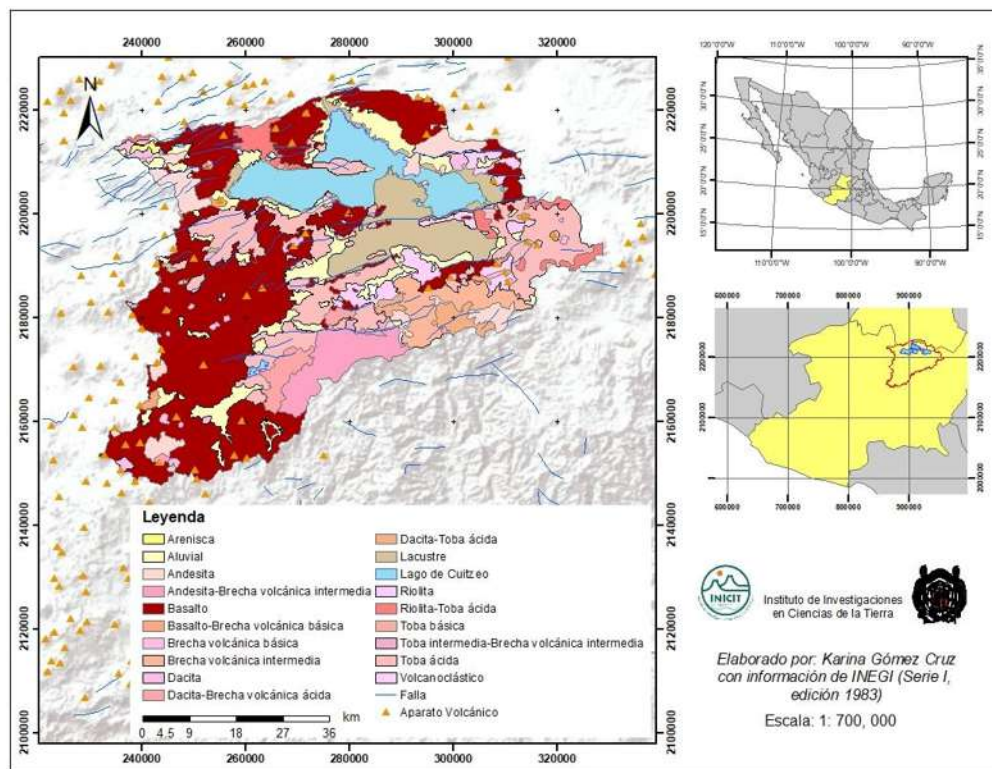


Figura 8. Mapa geológico de la cuenca del lago de Cuitzeo (Elaboración propia con información de INEGI, Serie I, edición 1983).

Con base en información de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA, 2015), la litoestratigrafía (Figura 9) de la zona está definida por:

- Derrames andesíticos (Oligoceno), sin espesor conocido.
- Rocas ígneas (Mioceno inferior): tobas, brechas y lavas ignimbríticas, con un espesor de 300 a 350 m en la sierra de Mil Cumbres y en el camino a Tzitzio; hacia el este de Copándaro el espesor es del orden de 120 m. Se distribuye en la ribera sur del lago de Cuitzeo.
- Derrames andesíticos (Mioceno medio): derrames de lavas, aglomerados y brechas andesíticas, con un espesor cercano a los 400 m. Entre otros lugares aflora en el frente del alto de la falla normal que limita a la planicie del lago de Cuitzeo, por el sur.
- Lavas, brechas y conglomerados (Mioceno-Plioceno): derrames de lavas, brechas y conglomerados basales, con espesores de 120 a 260 m. Afloran hacia la porción norte de la cuenca y en la barranca del arroyo Uval.
- Ignimbritas y tobas riolíticas (Plioceno inferior-medio): ignimbritas o tobas soldadas, vidrios, derrames y tobas vítreas, cristalinas, arenosas y arcillosas, pumicíticas y de composición dacítica y riolítica, con espesores de 140 a 350 m. Afloran en el área del poblado de Morelos y en los alrededores de la ciudad de Morelia.
- Depósitos lacustres (Plioceno superior): sedimentos de ambiente lacustre, arcillo-arenosos, que se gradúan vertical y horizontalmente a gravas, arenas y tobas, sus espesores pueden ser de hasta 80 m. Sus afloramientos se restringen hacia las porciones central y centro oriental de la cuenca y en las inmediaciones del noreste de la ciudad de Morelia.
- Derrames basálticos y andesíticos (Plioceno superior): Derrames de lavas, brechas y tobas de composición basáltica, basalto-andesítica y andesítica, con espesores de 25 a 400 m.
- Lavas, brechas y tobas basálticas (Plioceno tardío-Cuaternario temprano): lavas, brechas y tobas de composición basáltica, basalto-andesíticas y andesíticas, sus espesores varían desde los 60 hasta los 600 m. Afloran hacia el poniente de la ciudad de Morelia y en el centro de emisión del Quinceo.
- Lavas, escorias, brechas, piroclastos y tobas (Cuaternario medio): derrames de lavas, escorias, brechas, aglomerados, piroclastos y lapilli, los espesores deben de ser de cientos de metros, tienen un desnivel de más de 400 m con respecto a los afloramientos contiguos. Sus afloramientos se circunscriben a la porción poniente y poniente sur de la cuenca.

- Depósitos lacustres y aluviales (Cuaternario reciente): limos, arcillas, arenas, gravas y conglomerados, con espesores de entre 3 y 10 m. Afloran en la porción oriente del valle de Morelia-Álvaro Obregón, Lagunillas y Tiripetío.

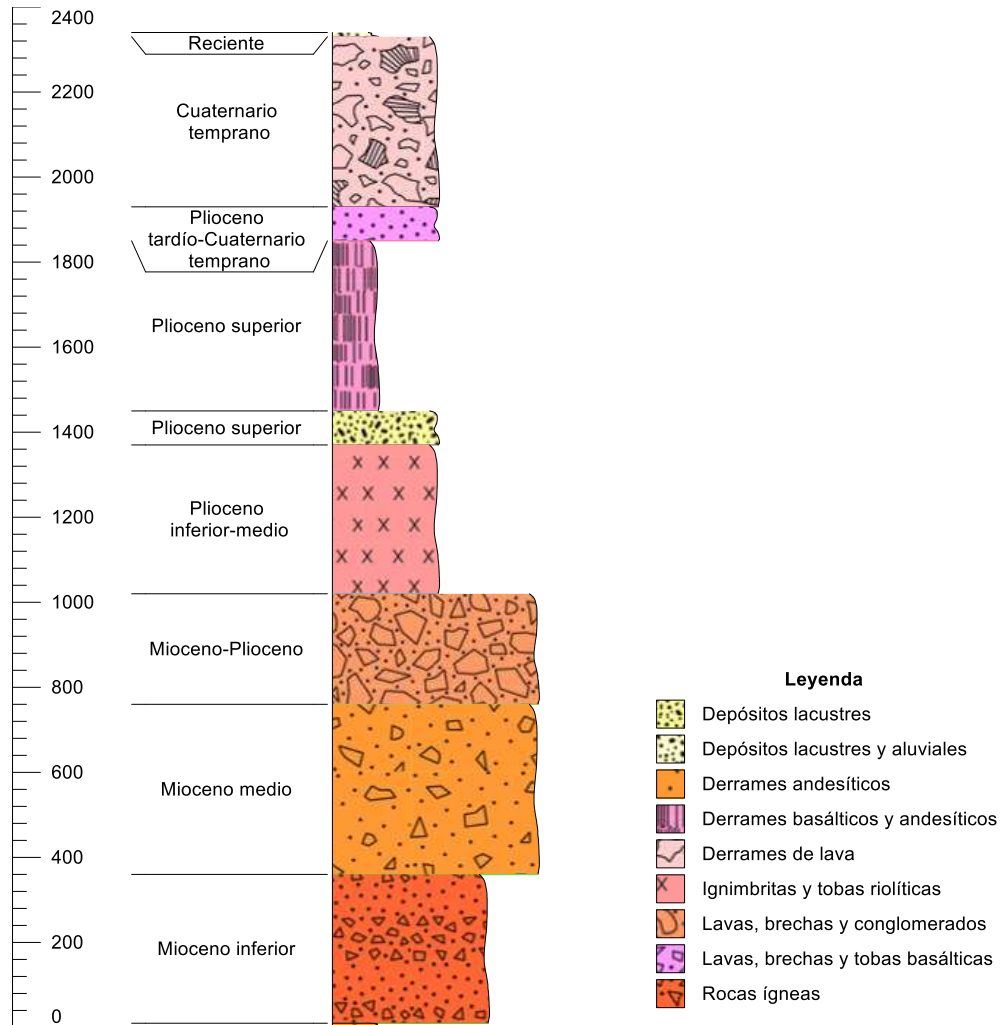


Figura 9. Columna litoestratigráfica de la cuenca del lago de Cuitzeo (Elaboración propia con información de CONAGUA, 2015).

7.3 Edafología

De acuerdo con información del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), dentro de la cuenca se pueden distinguir once tipos de suelos, con mayor predominio de los luvisoles, vertisoles, phaeozems, andosoles, solonchaks y fluvisoles; y en menor proporción los leptosoles, cambisoles, gleysoles, planosoles y regosoles (Figura 10); todos ellos distribuidos en función de la topografía y de procesos de formación de suelo específicos.

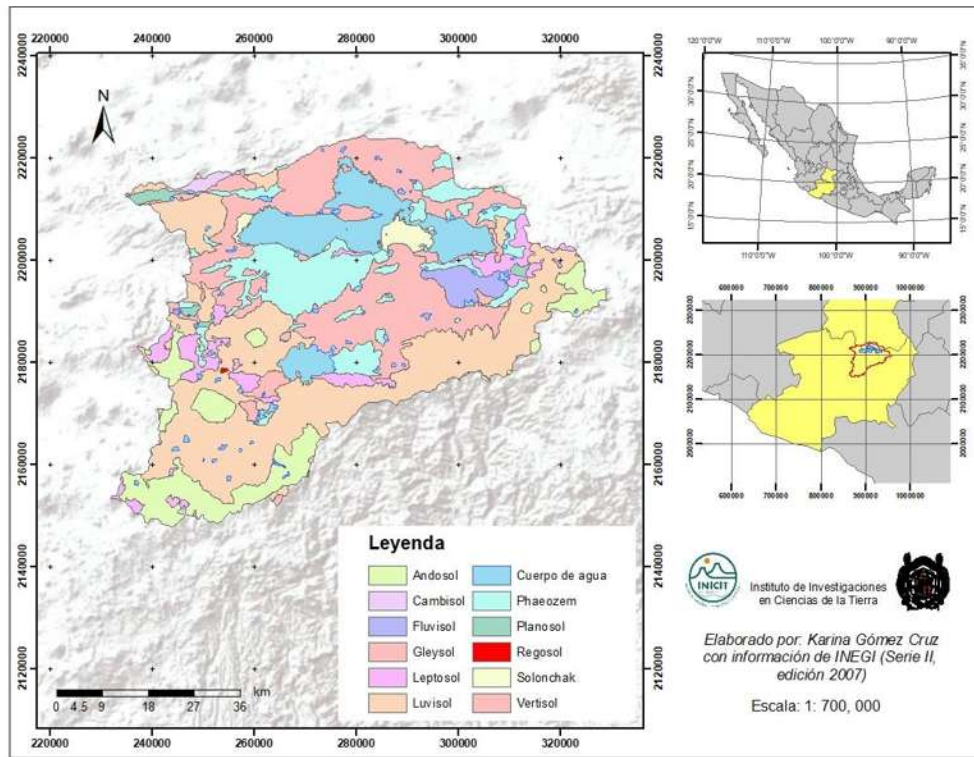


Figura 10. Mapa edafológico de la cuenca del lago de Cuitzeo (Elaboración propia con información de INEGI, Serie II, edición 2007).

Los andosoles se presentan en altitudes de 2,300 a 3,100 msnm sobre conos volcánicos, en ambientes húmedos con pendientes que varían de extremas a moderadas. Por su parte, los luvisoles se localizan en ambientes similares, pero con pendientes suaves y altitudes de 1,900 a 2,700 msnm. A menor altitud (2,000 a 2,350) se encuentran los phaeozem, en zonas llanas a onduladas de pendientes suaves. En tanto que los vertisoles se localizan en depresiones y zonas planas entre los 1,900 y 2,300 m de altitud. Los leptosoles son comunes en las laderas de los cerros y lomeríos con pendiente accidentada y en derrames lávicos. Mientras que los planosoles se ubican en zonas llanas o en depresiones inundables. De igual forma, los gleysoles se encuentran en zonas de inundación, posiciones bajas del paisaje y en particular en la ribera del lago donde también se localizan los solonchaks, así como en áreas donde el agua subterránea asciende. Por su lado, los cambisoles se localizan en terrenos llanos a montañosos (Cabrera *et al*; 2010).

7.4 Hidrografía e hidrología

El Lago de Cuitzeo pertenece a la región hidrológica RH 12 Lerma-Santiago y a la cuenca Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo; la cual tiene una extensión aproximada de 3 618 km². Los acuíferos administrativos vinculados a esta cuenca son el acuífero Morelia-Queréndaro en su totalidad y parte del acuífero Lago de Cuitzeo (INEGI, 2009; CONAGUA, 2015). El acuífero Morelia-Queréndaro se caracteriza por ser un acuífero de tipo libre, heterogéneo y anisótropo; aunque en la porción aledaña al Lago de Cuitzeo es de tipo semiconfinado, debido a la presencia de sedimentos arcillosos. La geometría del acuífero está definida por la depresión tectónica originada por el sistema de fallas SW-NE, en rocas de composición basáltica y conglomerados, que afloran en la barranca del Arroyo Uval. El conglomerado se considera como basamento del sistema acuífero; sus fronteras laterales están constituidas al oriente por el pilar tectónico que limita a la fosa, la frontera lateral poniente no está bien definida. Los espesores del acuífero varían de 300 m en el centro a 400 m hacia el centro-sur (CONAGUA, 2015). El acuífero está compuesto por distintas unidades litológicas, hacia el poniente por tobas pumíticas con horizontes líticos y arcillosos y tobas soldadas, cuya geometría está controlada por los sistemas de fallas E-W, hacia Álvaro Obregón y Queréndaro está conformado por sedimentos clásticos y hacia la zona contigua al Lago de Cuitzeo por sedimentos arcillosos, brechas andesíticas, basaltos, brechas y cenizas basálticas (CONAGUA, 2015).

7.5 Clima

El clima general de la cuenca de Cuitzeo de acuerdo con la clasificación de Köppen es **Cwbg**. Donde, **Cb** indica un clima templado con lluvias en verano, en el que su régimen de lluvias se caracteriza por presentar diez veces más lluvia en el mes más húmedo (julio), de la mitad caliente del año que en el mes más seco (febrero), **w** indica que la temperatura media de un mes por lo menos, desciende por debajo de los 18°C, y finalmente **g** indica que el mes más cálido se presenta antes del solsticio de verano (Carlón y Mendoza, 2007). En la región del lago de Cuitzeo predominan los climas templados subhúmedos con lluvias en verano Cwo y Cw1 (el tipo Cwo es menos húmedo que el Cw1). Así en Cuitzeo el clima es Cwo(w)b(i')g; mientras que en Copándaro es Cw1(w)b(i')g. Las precipitaciones predominantes son de 600 a 800 mm anuales. La lluvia aumenta sobre las sierras que rodean el lago. En la parte más baja se reciben de 800 a 1,000 mm y a mayor altitud, la precipitación es superior a 1,200 mm anuales (Vidal, 2010).

8. METODOLOGÍA

La metodología general se observa en la Figura 11, mientras que la metodología detallada se incluye en los siguientes apartados.

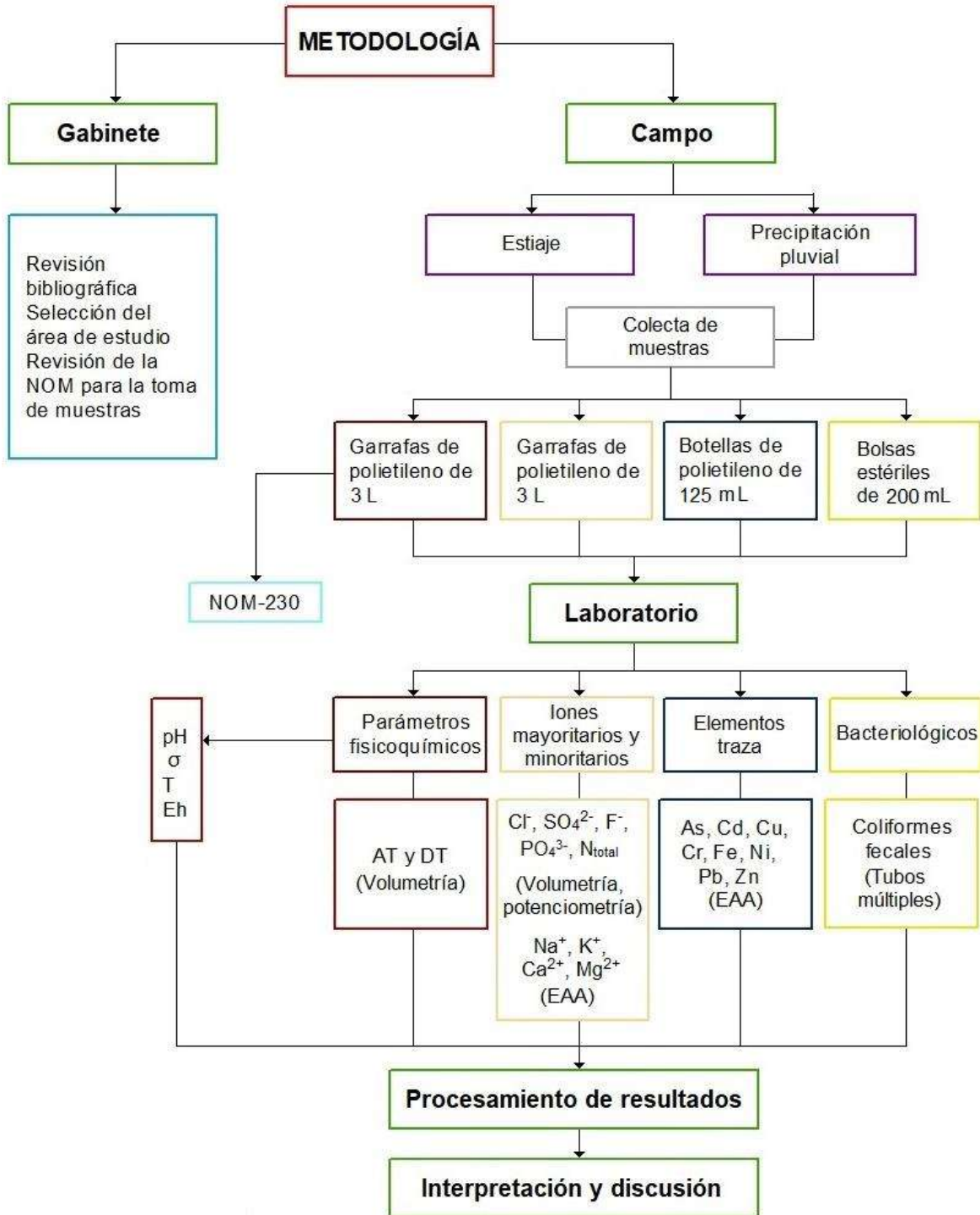


Figura 11. Metodología general de estudio.

8.1 Selección del área de estudio

El área de estudio se seleccionó tomando como referencia investigaciones y registros químicos previos que apuntaran la presencia en mayores concentraciones de algunas especies químicas como As y otros elementos traza [Li, B, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb, U, (Alfaro, *et al*, 2002)]. La selección de los sitios estuvo sujeta también a la accesibilidad para la toma de muestras.

Desde este punto de partida se eligieron 14 localidades alrededor del lago de Cuitzeo (Figura 12) que incluyen ocho municipios dentro de la Cuenca Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo, y que se mencionan a continuación: Acámbaro, Zinapécuaro, Tarímbaro, Copándaro, Chucándiro, Huandacareo, Cuitzeo y Santa Ana Maya; en estos lugares se tomaron muestras de agua, de las cuales ocho fueron muestras de agua de pozo, cinco de agua de manantial y una de agua de noria.

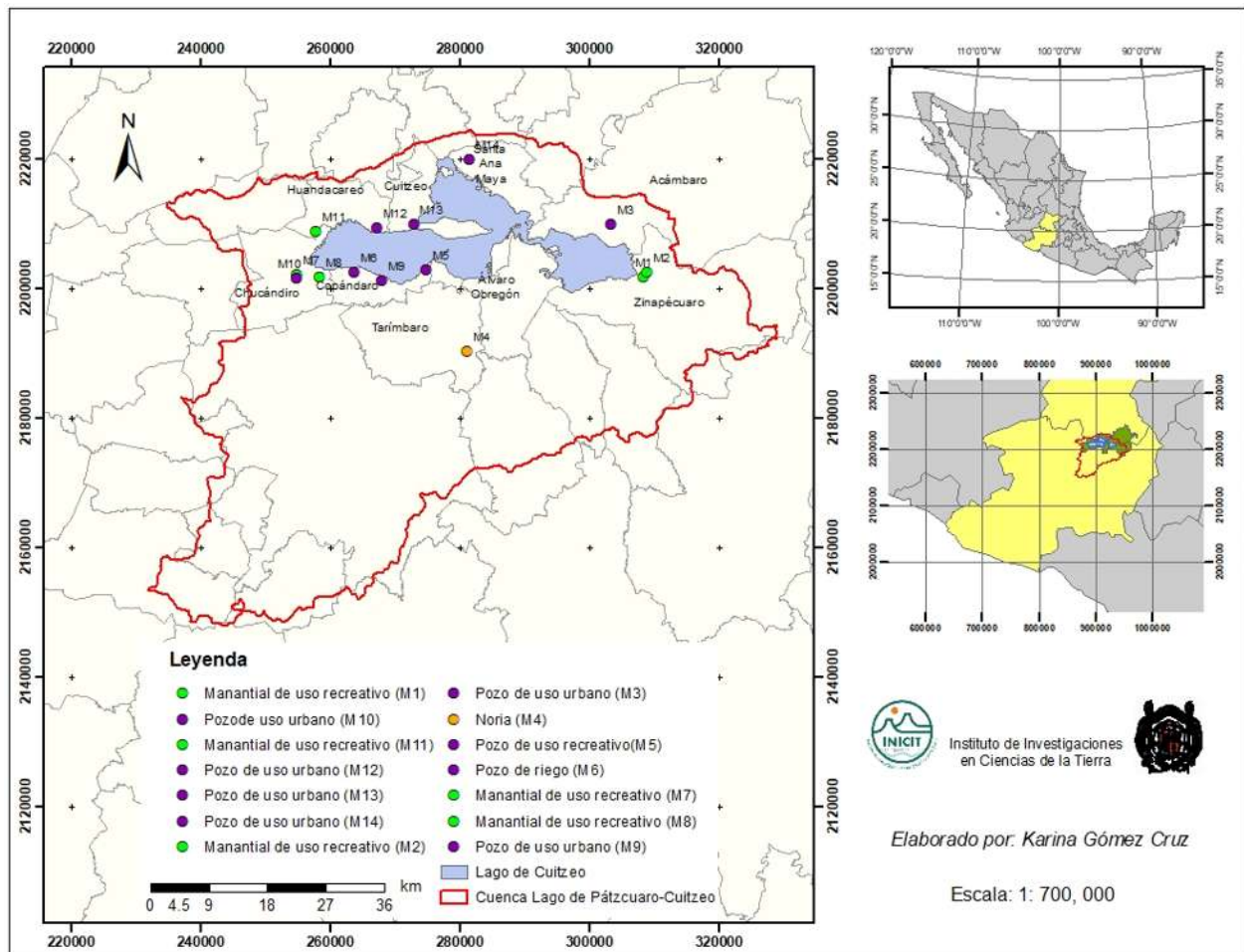


Figura 12. Localización geográfica de los sitios de colecta (Elaboración propia).

En el Cuadro 7 se especifica el municipio, localidad, coordenadas y nomenclatura utilizada para cada muestra; se incluyen también las fotografías de los sitios de colecta (Figura 13 y Figura 14).

Cuadro 7. Sitios de colecta de muestras en la cuenca de Cuitzeo.

Municipio	Localidad	Especificaciones	Coordenadas	Nomenclatura
Zinapécuaro	Araró/Los Hervideros	Manantial de uso recreativo	N 19°54' 10.2", W 100°49' 50.9"	M1
Zinapécuaro	Araró/La Playa	Manantial de uso recreativo	N 19°54' 33.6", W 100°49' 31.6"	M2
Acámbaro	Andocutín	Pozo	N 19°58' 35.1", W 100°52' 45.1"	M3
Tarímbaro	Uruétaro	Noria	N 19°47' 45.4", W 101°05' 19.1"	M4
Copándaro	San Agustín del Maíz/Agua Azul	Pozo de uso recreativo	N 19°54' 33.1", W 101°09' 01.5"	M5
Copándaro	Santa Rita	Pozo de riego	N 19°54' 14.8", W 101°15' 23.5"	M6
Chucándiro	Los Baños	Manantial de uso recreativo	N 19°54' 00.29", W 101°20' 33.85"	M7
Chucándiro	El Salitre	Manantial de uso recreativo	N 19°53' 48.1", W 101°18' 28.4"	M8
Chucándiro	Copándaro de Galeana	Pozo	N 19°53' 38.3", W 101°12' 58.6"	M9
Chucándiro	Chucándiro	Pozo	N 19°53' 43.7", W 101°20' 33.4"	M10
Huandacareo	San Cristóbal	Manantial	N 19°57' 38.1", W 101°18' 52.0"	M11
Huandacareo	Capacho	Pozo	N 19°58' 00.3", W 101°13' 27.9"	M12
Cuitzeo	Jéruco	Pozo	N 19°58' 24.2", W 101°10' 13.2"	M13
Santa Ana Maya	Rancho Nuevo	Pozo	N 20°03' 52.6", W 101°05' 22.4"	M14

Pozos



Figura 13. Pozos de colecta. (A) Andocutín M3, (B) San Agustín del Maíz/Agua Azul M5, (C) Santa Rita, M6, (D) Copándaro de Galeana M9, (E) Chucándiro M10, (F) Capacho M12, (G) Jeruco M13 y (H) Rancho Nuevo M14.

Manantiales



Figura 14. Manantiales y noria de colecta. (A) Araró/Los Hervideros M1, (B) Araró/La Playa, (C) Uruétaro M4, (D) Los Baños M7, (E) El Salitre M8 y (F) San Cristóbal M11.

8.2 Colecta de muestras

Para la caracterización hidrogeoquímica del área de estudio, se llevaron a cabo dos campañas de colecta, con el fin de cubrir la temporada de estiaje y la de precipitación pluvial, la primera campaña se realizó en el mes de abril del año 2019, mientras que la segunda se llevó a cabo en septiembre del mismo año. En campo, la metodología que se siguió para la colecta de muestras fue la establecida en la NOM-230-SSA1-2002 (DOF, 2005).

8.2.1 Toma de muestras para características fisicoquímicas

Toma de muestras en pozos para fisicoquímicos. La colecta se realizó siguiendo el procedimiento de la normatividad mexicana NOM-230-SSA1-2002 (DOF, 2005); la cual indica como puntos importantes a seguir antes de la colecta los siguientes:

- Limpiar el orificio de salida con torundas de algodón impregnadas con alcohol.
- Dejar correr el líquido durante 3 min (garantizando de esta forma que el agua ha sido renovada y que la temperatura ha sido estabilizada).
- Enjuagar el recipiente de almacenamiento.

En cada sitio se colectaron 3 L de muestra en garrafas de polietileno de alta densidad (HDPE), se preservaron a una temperatura de 4°C, luego fueron trasladadas a los laboratorios para su análisis.

Toma de muestras en manantiales para fisicoquímicos. El procedimiento que se siguió para la colecta en manantiales también se enmarca en la normatividad mexicana NOM-230-SSA1-2002 (DOF, 2005), la cual establece como punto importante que la toma de muestras debe de ser de una profundidad de 15 a 30 cm. Siendo así, en cada sitio se colectaron 3 L de agua en garrafas de HDPE que se preservaron a una temperatura aproximada de 4 °C durante su traslado a los laboratorios correspondientes.

8.2.2 Toma de muestras para elementos traza

Se utilizaron recipientes de polietileno de 125 mL previamente descontaminados de la siguiente manera: cada frasco con su tapa y contratapa fueron introducidos en una disolución de HNO₃ al 10% durante una semana. Posteriormente se cambiaron a una disolución de HNO₃ al 1% durante una semana. Después se enjuagaron tres veces y se llenaron con agua desionizada. En el lugar de colecta se utilizó una de estas botellas como blanco (agua reactivo o matriz equivalente que no contiene, por adición deliberada, la presencia de ningún analito o sustancia a determinar y que se somete al mismo procedimiento analítico que la muestra problema) vaciándola y volviéndola a llenar con agua desionizada, con el objeto de obtener datos referentes a posibles contaminantes locales adquiridos en el manejo de las muestras. Otra botella se vació y llenó con la muestra. Todas las botellas se marcaron con la fecha y el sitio de colecta, indicando correctamente el blanco. Las muestras se depositaron en una hielera para su traslado al laboratorio (APHA, 2005).

8.2.3 Toma de muestras para parámetros bacteriológicos

Las muestras para el análisis de coliformes fecales fueron tomadas en bolsas estériles con una capacidad de 200 mL y preservadas en hielo a una temperatura de 4 °C para evitar la proliferación de las bacterias, se tuvo el debido cuidado de que para su determinación en el laboratorio el periodo de traslado no superara las 24 h.

8.3 Materiales y métodos analíticos

Para la determinación de los diferentes parámetros en campo y en el laboratorio se siguieron los procedimientos y técnicas de análisis indicados por la normatividad mexicana vigente. El equipo utilizado en las pruebas de campo y de laboratorio se indica en el Cuadro 8.

Cuadro 8. Métodos analíticos y equipo utilizado en campo y en laboratorio.

Parámetro	Método analítico	Equipo
Fisicoquímicos <i>in situ</i>	Temperatura	Medidor portátil multiparamétrico (Thermo Scientific, Orion)
	Conductividad Eléctrica	
	pH	
	Potencial Redox	
Fisicoquímicos en laboratorio	Sólidos Disueltos Totales	-
	Dureza Total	
Iones mayoritarios	Alcalinidad Total	Espectrómetro de absorción atómica (PerkinElmer AAnalyst 200)
	Na ⁺ , K ⁺ , Ca ²⁺ , Mg ²⁺ ,	
Iones minoritarios	Cl ⁻ , SO ₄ ²⁻	-
	F ⁻ , PO ₄ ³⁻ , N	
Elementos traza	Potenciometría, Volumetría /Titulación	Espectrómetro de Absorción Atómica (PerkinElmer AAnalyst 200)
	As, Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Zn	
Bacteriológicos	Coliformes fecales	Incubadora

8.3.1 Características físicas

Temperatura, conductividad eléctrica y sólidos disueltos totales. La temperatura, conductividad eléctrica y sólidos disueltos totales se midieron *in situ* según las indicaciones de la NOM-230-SSA1-2002 (DOF, 2005), utilizando un medidor portátil multiparamétrico (Thermo Scientific, Orion).

8.3.2 Características químicas

pH y potencial redox. El pH y el potencial redox, se midieron *in situ* según lo indica la NOM-230-SSA1-2002 (DOF, 2005), utilizando un medidor portátil multiparamétrico (Thermo Scientific, Orion). La calibración del electrodo de pH se realizó con soluciones buffer de 4, 7 y 10.

Dureza total y alcalinidad total. La dureza total y la alcalinidad total se determinaron en el laboratorio bajo los procedimientos de la normatividad mexicana NMX-AA-072-SCFI-2001 (DOF, 2001) y NMX-AA-036-SCFI-2001 (DOF, 2001), respectivamente. Especificando que la dureza se determina por titulación, bajo la formación de complejos por la sal disódica del ácido etilendiaminotetraacético (EDTA) con los iones calcio y magnesio. Mientras que la alcalinidad total se consigue a través de la medición de la acidez o alcalinidad en el agua por medio de una valoración de la muestra empleando como disolución valorante un álcali o un ácido según sea el caso de concentración conocida.

8.3.3 Iones mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^-)

La medición de cationes se realizó utilizando un espectrómetro de absorción atómica, modelo PerkinElmer AAnalyst 200 con flama de aire-acetileno. Para la determinación de los cationes se prepararon soluciones estándar (soluciones de las curvas de calibración) para cada elemento (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}). Tales soluciones estándar se consiguieron a partir de una solución madre o patrón de 100 mg/L de concentración, luego por diluciones sucesivas se fueron preparando las soluciones de las curvas de calibración que en este estudio varían de 0.1 mg/L a 8 mg/L, según la especie correspondiente.

Los bicarbonatos y carbonatos se calcularon con base en los valores de alcalinidad total y pH, a través de las siguientes ecuaciones (Deutsh, 1997 en Alfaro, 2010):

$$HCO_3^- \left[\frac{mg}{L} \right] = \frac{\left[\text{Alcalinidad total} \left(\frac{mg}{L} CaCO_3 \right) \right] 61}{\left(1 + 2 \times \frac{10^{-10.3}}{10^{-pH}} \right) 50}$$

$$CaCO_3^{2-} \left[\frac{mg}{L} \right] = \frac{\left[\text{Alcalinidad total} \left(\frac{mg}{L} CaCO_3 \right) \right] 60}{\left(2 + \frac{10^{-pH}}{10^{-10.3}} \right) 50}$$

Los sulfatos se determinaron a través del método turbidimétrico establecido en la NMX-AA-074-SCFI-2014 (DOF, 2014) y los cloruros siguiendo un método basado en una valoración con nitrato de plata utilizando como indicador cromato de potasio, procedimiento enmarcado en la NMX-AA-073-SCFI-2001 (DOF, 2001).

8.3.4 Iones minoritarios (F⁻, PO₄³⁻ N_{total})

Los fluoruros se determinaron aplicando el método del potenciómetro establecido en la NMX-AA-077-SCFI-2001 (DOF, 2001) y utilizando un medidor de fluoruros portátil (Hanna HI 98402), los detalles del método se describen en el Anexo A.

La concentración de fosfatos se determinó a través de la siguiente ecuación:

$$\frac{mg}{L} PO_4^{3-} = \frac{PM_{PO_4^{3-}} \times \frac{mg}{L} P}{PA_P}$$

Donde:

PM = Peso molecular

PA = Peso atómico

P = Fosforo en mg/L

Para determinar el fósforo total se utilizó el método HACH TNT 843 LR, el cual se basa en la reacción de los iones de fosfato con los iones de molibdato y antimonio en una solución ácida para formar un complejo de antimonilfosformolibdato, que se reduce con ácido ascórbico a fosformolibdeno azul.

El nitrógeno total fue determinado con el método HACH TNT 826 LR, el cual consiste en la oxidación del nitrógeno por digestión con peroxo-disulfato, los iones nitrato reaccionan con dimetilfenol en una solución de ácido sulfúrico y fosfórico para formar un nitrifenol.

8.3.5 Elementos traza (As, Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb, Zn)

El arsénico se determinó por espectrometría de absorción atómica mediante generación de hidruros según lo establecido en la NOM-117-SSA1-1994 (DOF, 1994). El resto de elementos traza se determinaron aplicando también la técnica de espectrometría de absorción atómica y utilizando lámparas de cátodo hueco específicas para Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb y Zn; en el Anexo B se describe con más detalle el método. La determinación de elementos traza se realizó con un espectrómetro de absorción atómica modelo PerkinElmer AAnalyst 200 con flama de aire-acetileno.

8.3.6 Parámetros bacteriológicos

En los análisis para parámetros bacteriológicos únicamente se determinaron coliformes fecales a través del método CCAYAC-M-004/11 (método del número más probable), establecido en la NMX-AA-042-1987 (DOF, 2006), el cual se fundamenta en la capacidad de las bacterias para fermentar la lactosa y producir gas cuando son incubados a una temperatura de $44.5 \pm 0.1^\circ\text{C}$ por un periodo de 24 a 48 h.

8.4 Análisis hidrogeoquímico

Para realizar el análisis hidrogeoquímico del área de estudio se emplearon diagramas hidroquímicos triangulares (diagrama de Piper) y de columnas verticales logarítmicas (diagrama de Schoeller-Berkaloff). Anticipadamente y para poder graficar, se realizaron algunas transformaciones en las unidades como se explica a continuación.

En la proyección del diagrama de Piper es necesario que las concentraciones de los iones estén en [meq/L], por lo que si se encuentran en [mg/L] hay que aplicar la siguiente ecuación de conversión:

$$Y \left[\frac{\text{meq}}{\text{L}} \right] = \frac{\left(X \left[\frac{\text{mg}}{\text{L}} \right] \right)}{P_{\text{meq}}}$$

Donde:

X = Concentración del ion en mg/L

P_{eq} = Peso del miliequivalente correspondiente

Y = Concentración del ion en meq/L

Enseguida se expresan los [meq/L] como porcentaje, a través de las siguientes ecuaciones según sea el caso:

$$\%Y \left[\frac{\text{meq}}{\text{L}} \right] = \frac{Y \left[\frac{\text{meq}}{\text{L}} \right]}{\Sigma \text{cationes}} \quad \text{y/o} \quad \%Y \left[\frac{\text{meq}}{\text{L}} \right] = \frac{Y \left[\frac{\text{meq}}{\text{L}} \right]}{\Sigma \text{aniones}}$$

Donde:

Y = Concentración del ion en meq/L

$\Sigma \text{ cationes}$ = Suma de cationes

$\Sigma \text{ aniones}$ = Suma de aniones

Finalmente, las proporciones obtenidas se proyectan en el diagrama de Piper. Los cálculos se explican con mayor detalle en el Anexo C. Para la caracterización de la facies hidrogeoquímica en este estudio los datos fueron procesados en el software Diagrammes.

Además de los diagramas hidroquímicos, se calcularon algunos índices hidrogeoquímicos, para esto, los valores de los iones mayoritarios dados en mg/L fueron transformados en meq/L. Las relaciones utilizadas en este trabajo son:

- Relación de Gibbs 1 = $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$
- Relación de Gibbs 2 = $\text{Na}^+ + \text{K}^+ / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+})$
- CAI 1 = $\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) / \text{Cl}^-$
- CAI 2 = $\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+) / (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-)$
- Relación $r\text{Ca}^{2+} / r\text{Mg}^{2+}$
- Relación $r\text{Na}^+ / r\text{Cl}^-$
- Relación $r\text{Mg}^{2+} / r\text{Ca}^{2+}$
- Relación $r\text{K}^+ / r\text{Na}^+$ y $r\text{Na}^+ / r\text{K}^+$
- Relación $r\text{Cl}^- / r\text{HCO}_3^-$
- Relación $r\text{SO}_4^{2-} / r\text{Cl}^-$
- Valor $k_r = \sqrt[3]{r\text{Ca} \cdot (r\text{H}_2\text{CO}_3)^2}$

Para comprobar el estado de saturación de las aguas con respecto a algunas fases minerales se calcularon los índices de saturación de la anhidrita, aragonita, calcita, dolomita, halita y yeso; la base de datos termodinámicos utilizada fue Wateq4f, del modelo PHREEQC; incluida en el software Diagrammes. Para comprender la relación entre los diferentes parámetros fisicoquímicos,

se aplicó un análisis de coeficientes de correlación, utilizando el método del coeficiente de correlación de Pearson, los coeficientes fueron calculados a través de una matriz en Excel.

8.5 Análisis geoquímico de los elementos traza

Con la finalidad de conocer la forma química en la que se presentan los elementos traza estudiados en este trabajo, se realizó un modelo de especiación química utilizando el software Visual MINTEQ 3.1. Además, con el uso del software Grapher 6.0 se realizaron diagramas de Eh-pH según los valores registrados en el área de estudio. Para la obtención de los mapas de distribución espacial, los datos fueron procesados en el software ArcMap 10.3.1, utilizando el método de interpolación IDW (Distancia Inversa Ponderada). En este estudio, además, se aplicó un análisis de coeficientes de correlación realizando una matriz en Excel para comprender la relación del arsénico y fluoruro con los diferentes parámetros fisicoquímicos. Por último, se calculó el índice de saturación del agua subterránea con respecto a la fluorita utilizando PHREEQC.

9. RESULTADOS y DISCUSIÓN

9.1 Características físicas y químicas del agua subterránea en el entorno del Lago de Cuitzeo

Los resultados de los parámetros físicos y químicos determinados en campo y en laboratorio se observan en el Cuadro 10.

Cuadro 9. Parámetros físicos y químicos determinados *in situ* y en laboratorio. Temperatura (T), conductividad eléctrica (σ), pH, potencial redox (Eh), sólidos disueltos totales (SDT), dureza total (DT), alcalinidad total (AT).

Muestra	Periodo	<i>In situ</i>					Laboratorio	
		T [°C]	σ [μ S/cm]	pH	Eh [mV]	SDT [mg/L]	DT [mg/L]	AT [mg/L]
M1	Abril	75.7	4013	7.94	-51.9	nd	91.2	100
	Septiembre	79.1	4072	7.96	-53.4	1899.5	ndt	89
M2	Abril	33.1	472.8	7.07	-1.5	nd	81.8	110
	Septiembre	33.1	472.8	7.05	-2.5	132.875	31.5	118
M3	Abril	25	570.5	7.11	-5.1	nd	186.2	210
	Septiembre	24.6	457.5	7.24	-17.6	215.1	85.5	218
M4	Abril	23.8	1740	8.01	-47.3	nd	256.8	538
	Septiembre	21.9	1170	8.45	-71.7	488.95	114.75	480
M5	Abril	64	2759	9.05	-111.4	nd	42.8	424
	Septiembre	66.7	2852	9.15	-114.3	1209.25	6.75	448
M6	Abril	25	1436	7.06	-1.1	nd	410.2	406
	Septiembre	26.3	1132	6.99	-3.5	497.925	191.25	404
M7	Abril	39.1	636.7	7.74	-38.3	nd	50.4	180
	Septiembre	39.7	512.3	7.96	-46.9	217.225	15.75	176
M8	Abril	45.1	1364	7.71	-35.1	nd	65.2	220
	Septiembre	46.8	1309	7.75	-55.9	598.15	18	220
M9	Abril	26	2012	7.26	-10.8	nd	682.6	404
	Septiembre	25.5	1982	6.96	-1.1	944.375	326.25	432
M10	Abril	24	0.344	7.72	-33	nd	97.8	158
	Septiembre	27.9	321.8	7.39	-39.5	416.95	38.25	176
M11	Abril	20.8	309.1	7.15	-5.5	nd	78.2	104
	Septiembre	20.2	346.6	6.74	0.2	84.9675	33.75	96
M12	Abril	27.5	996.2	7.10	-3	nd	231.4	352
	Septiembre	26.5	1065	7.08	-7.3	306.825	78.75	361
M13	Abril	25.3	1670	7.56	-25.5	nd	432.2	450
	Septiembre	24.7	1447	7.38	-26.2	659	180	472
M14	Abril	27.3	1505	7.62	-28.8	nd	239.6	340
	Septiembre	27.8	778.2	7.85	-39	336.5	36	297

nd = no determinado; ndt = no detectado.

9.1.1 Características físicas

Temperatura

Los valores de temperatura varían de 20.2 a 79.1 °C, la muestra con la temperatura más elevada corresponde al manantial del sitio M1, para ambas campañas de colecta; de manera general la temperatura en los manantiales es mayor que en los pozos (Figura 15). La variación de este parámetro entre las dos temporadas va de 0°C a 3.4°C en manantiales y de 0.4°C a 3.9°C en pozos. Como se observa, no existe una diferenciación significativa entre temporadas, la variación de la temperatura además de tener cierta influencia climática estacional (sobre todo en aquellos pozos poco profundos >50m), también está influenciada por el gradiente geotérmico de la Tierra y por las condiciones en el contexto geológico. De acuerdo con la Organización Mundial de la Salud, no existe un límite máximo permisible para este parámetro, sin embargo, en la NOM-001-SEMARNAT-1997 (DOF, 1996) se recomienda una temperatura no mayor a 40°C, ya que las temperaturas superiores pueden aumentar los problemas relacionados con el sabor, el olor, el color y la corrosión (WHO, 2017). En este caso, únicamente las muestras M1, M5 y M8 están fuera del valor del límite máximo permisible.

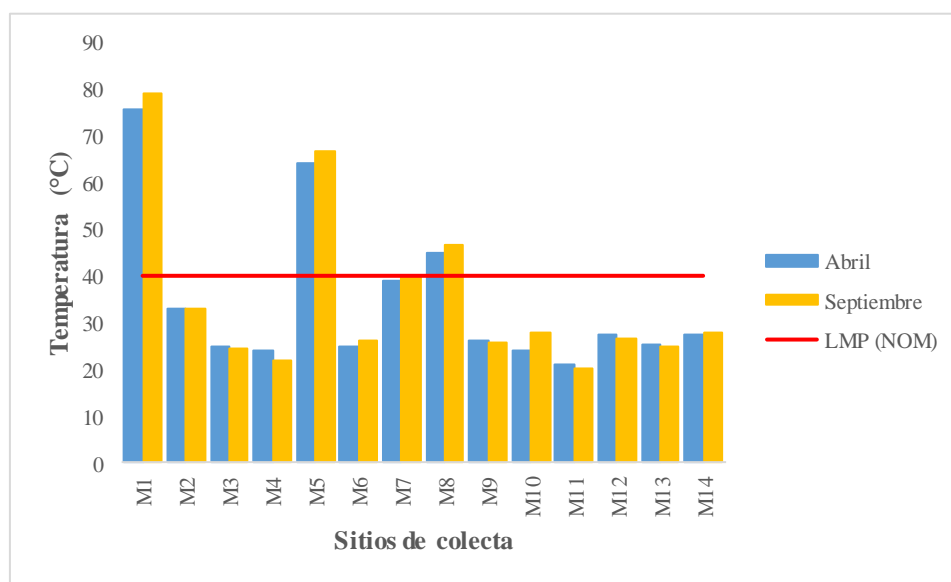


Figura 15. Valores de temperatura en los sitios de colecta.

Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica presenta valores de 0.344 a 4072 $\mu\text{S}/\text{cm}$, donde el sitio M1 tiene el valor máximo para la temporada de estiaje y precipitación (Figura 16). Los valores registrados para este parámetro en la temporada de estiaje son mayores que los de la temporada de precipitación, esto se debe a que la falta de precipitación disminuye el proceso de dilución de los componentes de las rocas que son los que aportan los iones disueltos al agua, pero aumentan su concentración (Reyes, 2020), dando como resultado una solución con alta capacidad para transportar la corriente eléctrica. Se observa una relación directa de la conductividad eléctrica con la temperatura y con los sólidos disueltos totales, pues las altas temperaturas favorecen el desgaste de las rocas, aportando así al agua una mayor cantidad de sales disueltas. Son seis los sitios que sobrepasan el límite máximo permisible de 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ establecido por la Organización Mundial de la Salud (WHO, 2017) para agua potable (M1, M4, M5, M9, M13 y M14), coincidiendo que los mismos sitios presentan las concentraciones más elevadas en sólidos disueltos totales, sodio, potasio, bicarbonatos, cloruros y sulfatos.

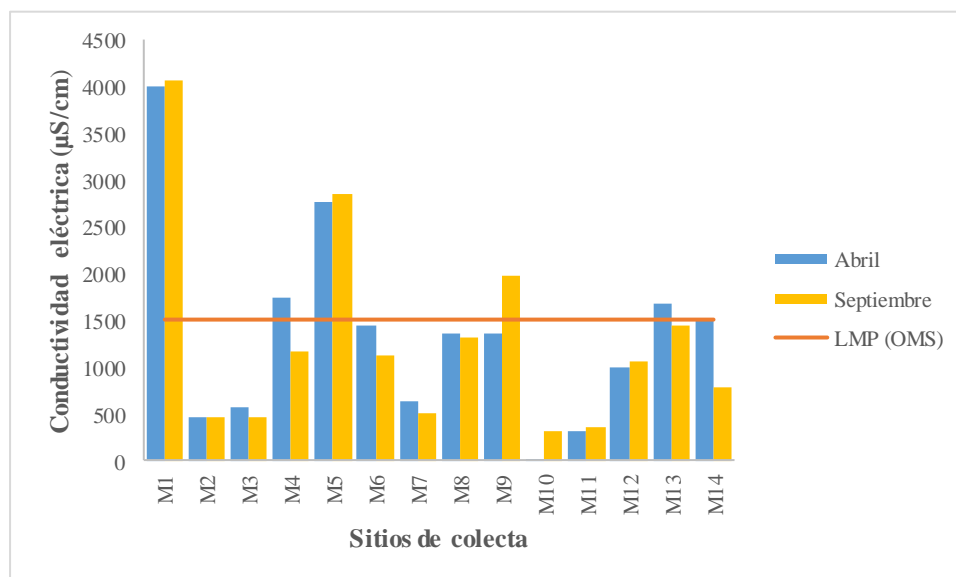


Figura 16. Valores de conductividad eléctrica en los sitios de colecta.

La línea en anaranjado denota el Límite Máximo Permisible (LMP) que la Organización Mundial de la Salud (OMS) establece para el agua de consumo humano.

Sólidos disueltos totales

Los sólidos disueltos totales únicamente se determinaron para la temporada de precipitación (Figura 17), presentándose en un rango de variación de 215.1 a 1899.5 mg/L. No se ha propuesto ningún valor de referencia basado en la salud para la concentración de sólidos disueltos totales en el agua para beber, sin embargo, a valores superiores a los 1000 mg/L el agua potable se vuelve cada vez más desagradable (WHO, 2017), los sitios M1 y M5 son los que rebasan el límite de 1000 mg/L, según la normatividad mexicana y la OMS. Los sólidos disueltos totales tienen un comportamiento similar al de la conductividad eléctrica, ya que las muestras que presentaron los valores más elevados de conductividad eléctrica, también presentaron las concentraciones más altas de sólidos disueltos totales. Ophori y Tóth en su clasificación para sistemas de flujo, demostraron que los sistemas de flujo local se pueden correlacionar con aguas de sólidos disueltos totales bajos y alto porcentaje de Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- ; los sistemas intermedios con sólidos disueltos totales intermedios y un alto porcentaje de Na^+ , SO_4^{2-} y Cl^- ; y los regionales con sólidos disueltos altos, así como mayor porcentaje de Na^+ y Cl^- relativo a los sistemas locales e intermedios (Cardona, 1990). Con base en lo anterior y considerando únicamente las concentraciones de sólidos disueltos totales, se puede asociar los sitios M2, M3, M7, y M11 dentro de un sistema de flujo local, los sitios M4, M6, M8, M10, M12 y M14 dentro de un sistema de flujo intermedio y los sitios M1, M5, M9 y M13 dentro de un sistema de flujo regional.

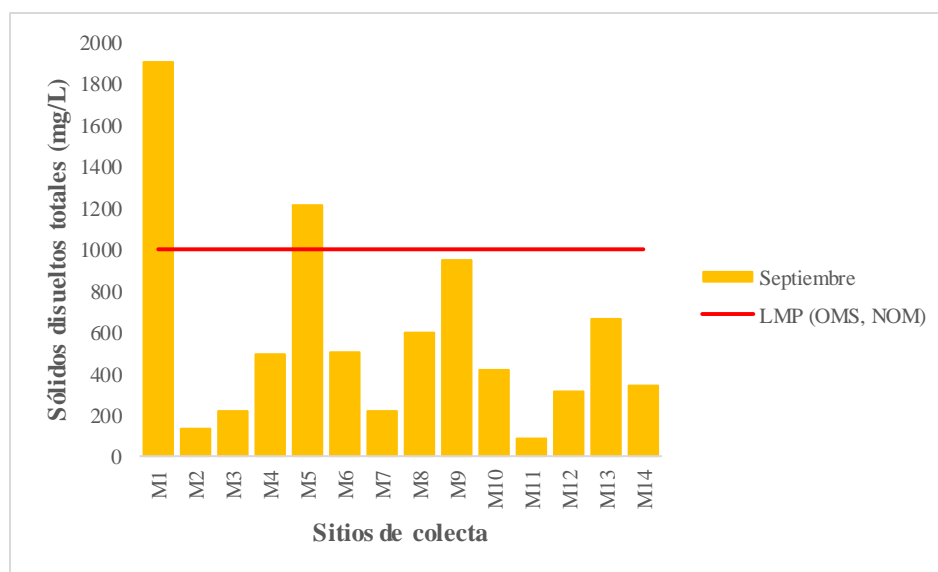


Figura 17. Valores de sólidos disueltos totales en los sitios de colecta.

La línea en color rojo denota el Límite Máximo Permissible (LMP) que la Organización Mundial de la Salud (OMS) y la Normatividad Oficial Mexicana (NOM) establecen para el agua de consumo humano.

9.1.2 Características químicas

pH

El rango en el que se presenta el pH va de 6.74 a 9.15 (Figura 18), indicando aguas neutrales a alcalinas, los máximos valores pertenecen a las muestras de los sitios M4 y M5, esta última siendo de un pozo de uso recreativo y la única que sobrepasa el LMP de 8.5 establecido en la normatividad mexicana para agua potable. De manera general, la variación entre cada temporada es menor a 0.5. Se observa también una relación directa entre el pH y la temperatura, pues las muestras con valores altos de pH, son las muestras que presentaron las temperaturas más elevadas. Conforme el agua alcanza mayores profundidades, el pH y la temperatura aumentan y comienza el intercambio iónico; un pH ácido dificulta el intercambio catiónico y facilita el intercambio aniónico (Cardona, 1990); siendo así, los valores de pH alcalino registrados sugieren que el proceso de intercambio catiónico se está efectuando en el agua de las zonas estudiadas.

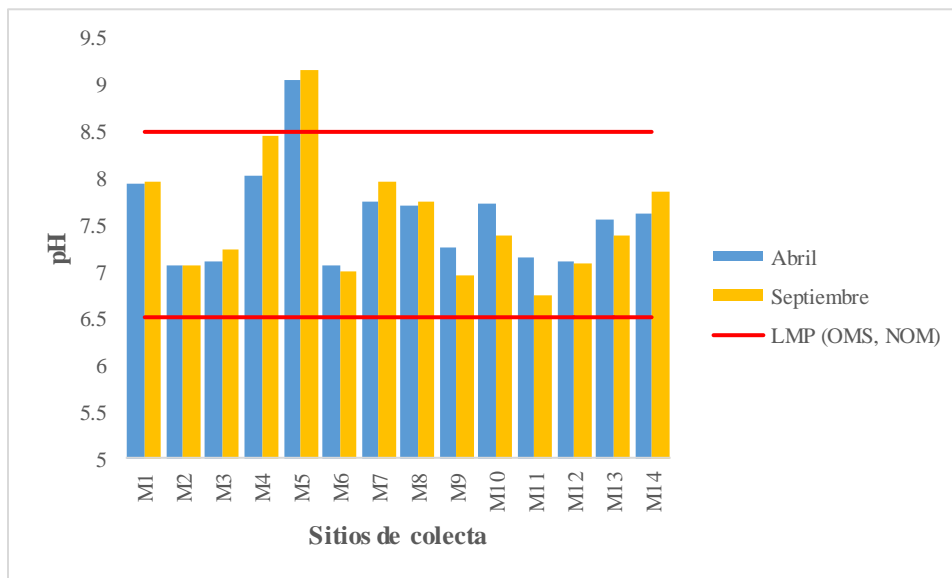


Figura 18. Valores de pH en los sitios de colecta.

Las líneas en color rojo denotan el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Potencial Redox

Los valores de potencial redox se encuentran en el rango de -114.3 mV a 0.2 mV (Figura 19), mostrando los mínimos el sitio M5 y el máximo el manantial del sitio M11. La variación entre cada temporada va de 1 a 24.4 mV en manantiales y de 0.7 a 12.5 mV en pozos. Según Custodio (2001) en las reacciones de oxidación-reducción, la concentración de hidrógeno (H^+ o H_2) y de oxígeno (O^{2-} o OH^- o O_2) juegan un papel importante y para que en un agua subterránea el O_2 y el H_2 puedan ser liberados, los valores de potencial redox deben superar el siguiente rango: +700 y -480 mV, sin embargo, el potencial redox existente en el área de estudio es tal que no es posible la liberación de O_2 y H_2 procedentes de la descomposición del agua, por lo que los posibles oxidantes presentes son el oxígeno tomado del aire, Fe^{3+} , SO_4^{2-} , NO_3^- y $Fe(OH)_3$ y los posibles reductores son la materia orgánica, Fe^{2+} , S^{2-} , NH_4^+ y $Fe(OH)_2$ (Custodio, 2001).

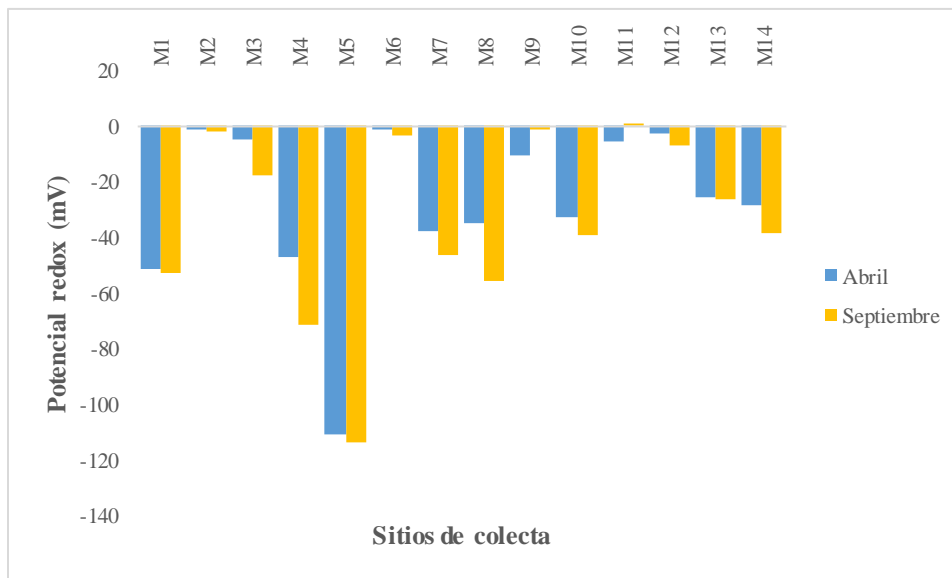


Figura 19. Valores de potencial redox en los sitios de colecta.

Dureza Total

La dureza total del agua es causada principalmente por la concentración de calcio y magnesio (Shahid y Shetty, 2018). En el área de estudio, el agua expone valores de dureza desde no detectado hasta 682.60 mg/L (Figura 20), donde únicamente el sitio M9 que corresponde a un pozo de uso público urbano, excede el LMP de 500 mg/L para agua potable establecido en la NOM-127-SSA1-1994 (DOF, 2000). Se resalta que en este sentido la normatividad mexicana es menos rigurosa que la normatividad de la OMS, puesto que el LMP de ésta es de 200 mg/L, el cual es superado por las muestras de los sitios M4, M6, M9, M12, M13 y M14. Todas las muestras presentan mayor dureza en la temporada de estiaje, siendo las de los pozos las que exhiben los valores más altos. De acuerdo con la clasificación de Todd y Mays (2005) de dureza del agua, 8 sitios tienen agua blanda, es decir, presentan valores de dureza total de 0 a 75 mg/L (M5, M7, M8, en estiaje y M1, M2, M5, M7, M8, M10, M11 y M14, en precipitación), 7 sitios son de agua moderadamente blanda con dureza total de 75 a 150 mg/L (M1, M2, M10, M11, en estiaje y M3, M4, M12, en precipitación), 6 sitios tienen agua dura con dureza total de 150 a 300 mg/L (M3, M4, M12, M14, en estiaje y M6, M13, precipitación) y 3 sitios exhiben agua muy dura con dureza total >300 mg/L (M6, M9, M13, en estiaje y M9 en precipitación). En este estudio, las aguas con un grado duro a muy duro, presentan las concentraciones más elevadas en calcio y magnesio.

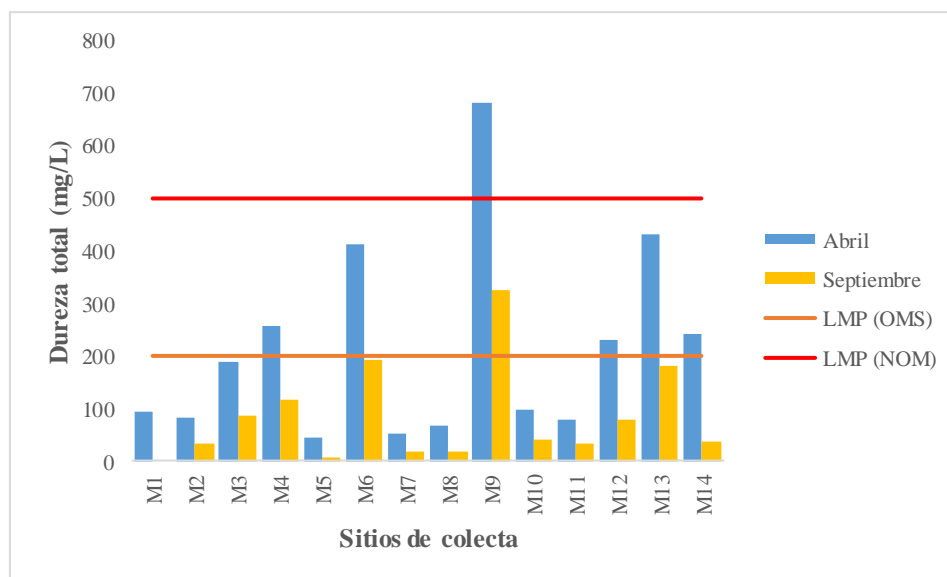


Figura 20. Valores de dureza total en los sitios de colecta.

Las líneas en color anaranjado y rojo denotan el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Alcalinidad total

La alcalinidad total tiene una variación desde 89 hasta 538 mg/L (Figura 21), generalmente, el valor de la alcalinidad en aguas subterráneas está dado entre 50 y 500 mg/L de CaCO₃, aunque excepcionalmente puede llegar a 1000 (Custodio, 2001); siendo que todas las muestras estudiadas cumplen con tal condición. No existe un límite máximo permisible para este parámetro en la normatividad mexicana. La diferenciación entre cada temporada va de 0 a 58 mg/L en manantiales y de 2 a 43 mg/L en pozos. La alcalinidad se debe mayormente a los bicarbonatos y carbonatos, ya que el pH neutro y con tendencia básica favorece la formación de estas especies químicas (Díaz, 2013), se observa que las muestras que presentan alcalinidad alta (M4 y M5), tienen también las mayores concentraciones de bicarbonatos y los valores más elevados de pH.

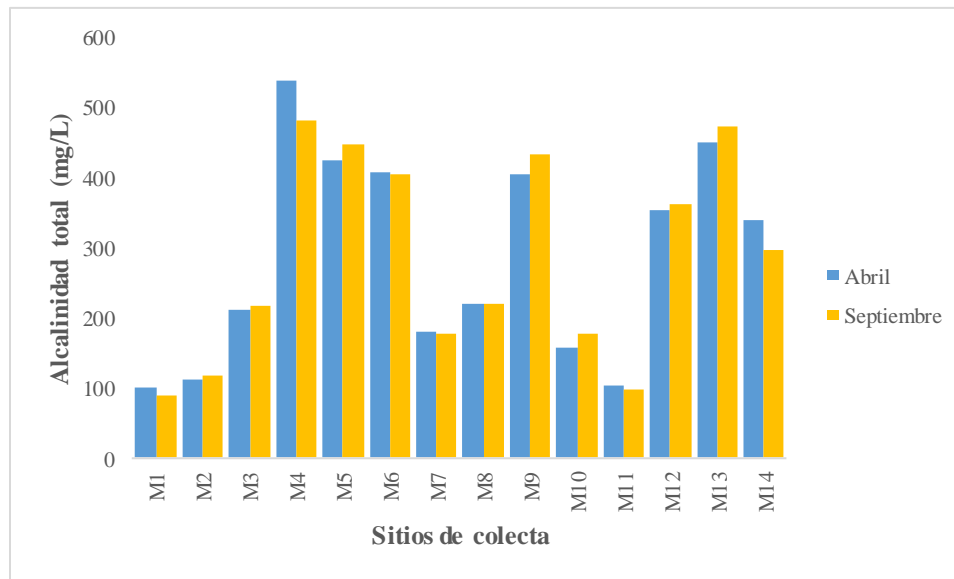


Figura 21. Valores de alcalinidad total en los sitios de colecta.

9.2 Composición química del agua subterránea en el entorno del Lago de Cuitzeo

9.2.1 Iones mayoritarios y minoritarios

Las concentraciones de los componentes mayoritarios y minoritarios se indican en el Cuadro 11. De manera general los cationes presentan una tendencia decreciente según su concentración en mg/L de $\text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$, mientras que los aniones se disponen de la siguiente forma: $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{CO}_3^{2-}$. En cuanto a los iones minoritarios únicamente se determinaron fluoruros, fosfatos y nitrógeno total, en donde $\text{F}^- > \text{PO}_4^{3-} > \text{N}$.

Cuadro 10. Iones mayoritarios y minoritarios (mg/L).

Muestra	Periodo	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	F ⁻	PO ₄ ³⁻	N
M1	Abril	509.05	64.93	0.3	0.102	120.944	907.45	93.91	0.519	7.2	8.003	ndt
	Septiembre	539.954	62.05	0.512	0.11	107.596	1023.1	134	0.484	3.38	15.944	0.116
M2	Abril	34.7	5.09	0.513	3.242	134.042	50.69	15.67	0.078	1.68	2.802	ndt
	Septiembre	40.573	4.433	0.395	3.251	143.798	11.06	3	0.08	0.226	0.978	1.87
M3	Abril	27.61	3	6.209	3.693	255.87	39.88	14.45	0.162	0.272	0.813	ndt
	Septiembre	32.257	3.269	5.18	3.674	265.498	8.3	7	0.227	0.186	0.966	2.78
M4	Abril	189.12	6.93	9.902	3.876	649.696	83.56	54.19	3.277	0.408	2.925	ndt
	Septiembre	181.949	5.38	7.933	3.841	569.511	64.5	29	7.913	0.262	0.846	5.76
M5	Abril	461.28	97.47	0.105	0.127	464.984	266.07	92.26	25.719	17.8	0.150	ndt
	Septiembre	468.94	40.353	0.085	0.106	478.771	221.2	290	33.339	10.4	1.840	0.849
M6	Abril	105.06	10.64	9.859	3.901	494.751	81.83	58.68	0.28	13.2	0.448	ndt
	Septiembre	108.081	8.905	18.694	3.95	492.398	64.5	48	0.237	0.328	0.518	1.79
M7	Abril	126.51	0.09	3.431	0.455	218.397	38.41	17.8	0.592	2.72	0.169	ndt
	Septiembre	132.867	0.14	2.961	0.416	212.775	221.2	8	0.957	1.5	0.270	11.6
M8	Abril	270.66	4.3	1.173	0.149	267.027	199.64	46.51	0.675	23.4	0.721	ndt
	Septiembre	281.825	4.604	0.888	0.118	266.896	276.5	36	0.74	10.4	0.981	2.3
M9	Abril	176.65	15.41	21.965	4.027	491.983	210.36	79.42	0.441	0.668	0.641	ndt
	Septiembre	188.635	14.781	23.94	4.04	526.559	276.5	100	0.237	0.312	0.549	15
M10	Abril	35.52	5.76	1.093	3.347	191.751	147.18	3.19	0.496	0.236	0.760	ndt
	Septiembre	37.964	5.753	1.072	3.356	214.193	27.7	ndt	0.259	0.142	0.656	0.846
M11	Abril	2.09	1.17	0.69	3.407	126.701	3.55	3.25	0.088	0.23	1.527	ndt
	Septiembre	1.683	1.53	0.522	3.38	117.056	27.7	ndt	0.032	0.156	1.202	2.63
M12	Abril	91.2	5.45	4.842	3.614	428.899	8.39	13.38	0.266	0.342	0.205	ndt
	Septiembre	95.77	4.977	18.206	3.724	439.89	3.23	4	0.261	0.258	0.261	3.16
M13	Abril	184.88	20.84	11.004	3.979	547.009	79.75	77.9	0.979	0.54	0.230	ndt
	Septiembre	189.205	20.417	18.267	3.965	574.459	101.4	92	0.679	0.372	0.239	17.8
M14	Abril	250.76	31.87	8.568	3.8	413.074	48.09	91.26	0.849	0.438	3.158	ndt
	Septiembre	177.22	14.424	3.143	3.417	359.787	12.9	56	1.256	0.388	0.730	2.39

ndt = no determinado.

Sodio

Entre los cationes, el sodio se presenta en las mayores concentraciones con un máximo de 539.954 mg/L en el sitio M1 (Figura 22). La concentración en la mayoría de las muestras es más elevada en la temporada de precipitación, esto quiere decir que el agua que se infiltra está cargada con sodio o que ha fluído a través de terrenos soportados por un alto contenido de sodio (feldespatos sódicos, feldespatoides y otros silicatos) y dado que las sales de sodio son altamente solubles, tienden a permanecer en solución debido a que no se producen entre ellas reacciones de precipitación como ocurre en el caso del calcio (Reyes, 2020), sin embargo el sodio puede ser adsorbido en materiales de alta capacidad de intercambio iónico (arcillas) y puede ser intercambiado por calcio, provocando ablandamiento del agua, éste puede ser el caso de las muestras con concentraciones mínimas de sodio. La variación entre cada temporada va de 0.407 a 30.904 mg/L en manantiales y de 2.444 a 73.54 mg/L en pozos. Son siete las muestras que rebasan el LMP de 200 mg/L enmarcado en la normatividad mexicana para agua potable, de éstas, sólo una corresponde al pozo del sitio M14 que es un pozo de uso público urbano/doméstico. Para la zona de estudio es probable que las concentraciones máximas de sodio en algunos sitios como M1, M5, M7 y M8, no solo se deban a procesos de desgaste, meteorización, alteración mineral, sino que también respondan a procesos magmáticos. Se manifiesta una relación directa entre las concentraciones de sodio y las concentraciones de sólidos disueltos totales.

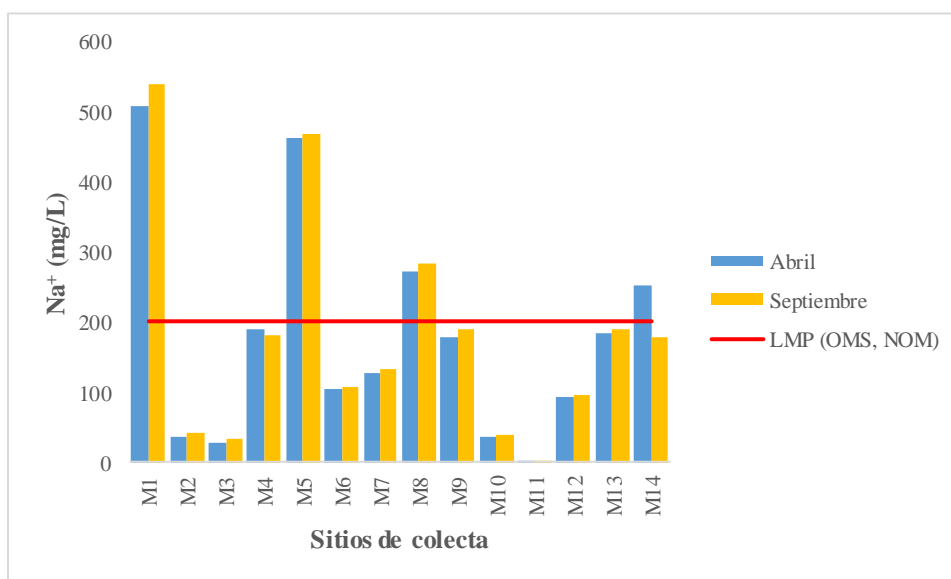


Figura 22. Concentraciones de sodio en los sitios de colecta.

La línea en color rojo denota el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Potasio

El potasio es el segundo ion en presentarse con concentración elevada teniendo valores de 0.09 a 97.47mg/L (Figura 23). No existe una variación tan pronunciada en la concentración de este catión entre cada temporada, la más significativa se observa en los sitios M5 y M14. De manera general, la diferencia para los manantiales entre cada periodo va de 0.05 a 2.88 mg/L y para los pozos de 0.007 a 17.446 mg/L, donde las concentraciones más altas ocurren en la temporada de estiaje. En la normatividad mexicana no existe un límite máximo permisible para la concentración de este ion en el agua. Es probable que, en la zona de estudio, su procedencia se deba al ataque de silicatos como las micas, feldspatos y arcillas. El potasio tiende a ser fijado irreversiblemente en procesos de formación de arcillas y de adsorción en las superficies de minerales con alta capacidad de intercambio iónico (Custodio, 2001), por esto su concentración en las aguas del área de estudio es menor que la del sodio. Se manifiesta una relación directa entre las concentraciones de potasio y las concentraciones de sólidos disueltos totales.

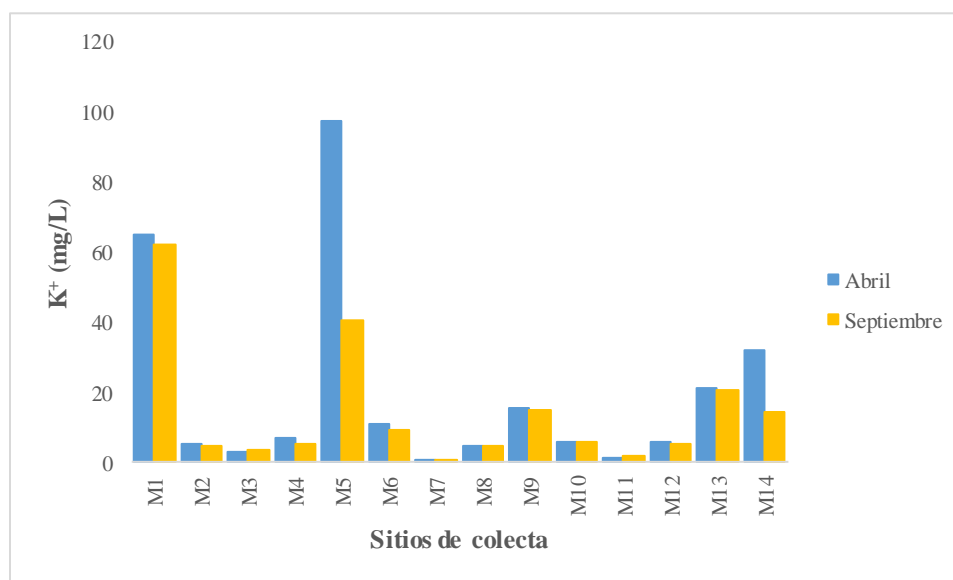


Figura 23. Concentraciones de potasio en los sitios de colecta.

Calcio

El calcio se encuentra con un mínimo de 0.085 mg/L en el sitio M5 y con un máximo de 23.94 mg/L en el sitio M9. La concentración de este catión entre cada temporada tiene un rango de variación de 0.118 a 1.969 mg/L en manantiales y de 0.02 a 13.364 mg/L en pozos. En la Figura 24 se observa que las concentraciones más elevadas corresponden a la temporada de precipitación. En la región, el calcio puede proceder del desgaste de minerales carbonatados, minerales ricos en calcio como los feldespatos, piroxenos y anfíboles. Se resalta que las muestras con las concentraciones más bajas de calcio, son aquellas que presentaron las temperaturas más elevadas. En la normatividad mexicana no existe un LMP ya que el calcio es un elemento esencial en el cuerpo humano (Carretero y Pozo, 2007); el único inconveniente de las altas proporciones de Ca en el agua va asociado al aporte de dureza (Custodio, 2001).

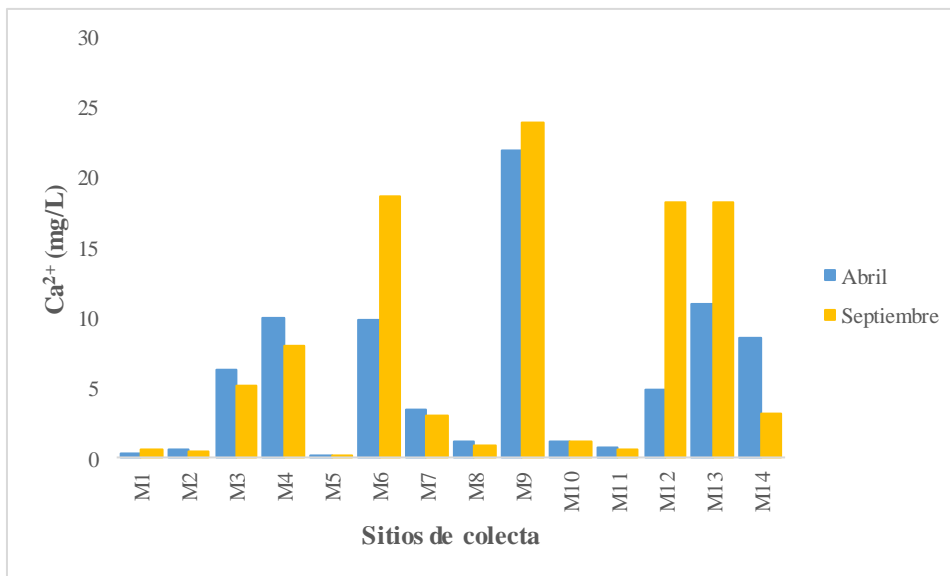


Figura 24. Concentraciones de calcio en los sitios de colecta.

Magnesio

El magnesio es el catión que se presenta en menor proporción en el área de estudio, acentuándose más en aquellos sitios con temperaturas elevadas (M1, M5, M7 y M8); en general, sus valores van de 0.106 a 4.04 mg/L. No existe mayor diferencia entre cada temporada (Figura 25), la variación más sobresaliente se distingue en los sitios M12 y M14. Se observa que las concentraciones de magnesio se reducen en la temporada de precipitación (septiembre), debido probablemente a la infiltración de agua de lluvia en la época de recarga. Las bajas concentraciones de Mg en comparación con las de calcio, se deben también a que generalmente en los procesos de intercambio iónico en el agua subterránea el magnesio es mayormente retenido que el calcio. Los efectos adversos relacionados con las altas concentraciones de magnesio en el agua de bebida son el desarrollo de propiedades laxantes y un sabor amargo (Custodio, 2001). No existe un LMP para este catión. Al igual que el calcio, el magnesio también puede proceder de la disolución de calizas, dolomías, yeso, anhidrita, feldspatos y otros silicatos cálcicos, magnésicos y ferromagnesianos.

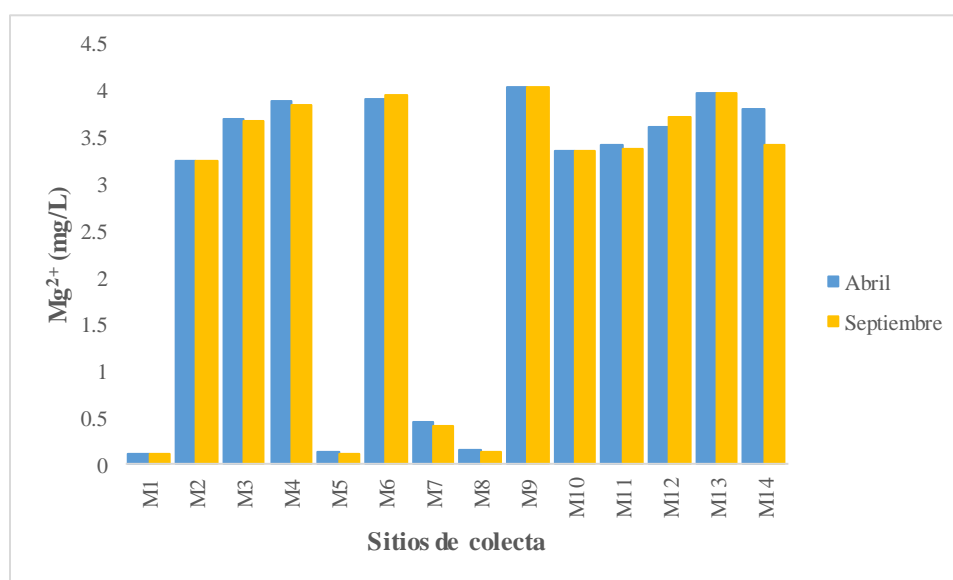
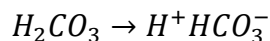
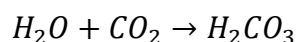


Figura 25. Concentraciones de magnesio en los sitios de colecta.

Bicarbonatos y carbonatos

Con respecto a los aniones, el bicarbonato es el ion principal, se encuentra en concentraciones de 107.596 a 649.696 mg/L (Figura 26). El rango de variación entre cada temporada va de 0.131 a 80.185 mg/L en manantiales y de 2.353 a 53.287 mg/L en pozos. En la normatividad mexicana no existe un LMP, sin embargo, la OMS, ha establecido una concentración máxima de 500 mg/L para agua potable. En el área de estudio, la mayoría de los sitios cumplen con tal requisito excepto M4, M9 y M13. El bicarbonato es un ion que no presenta problemas de contaminación, en el área de estudio su origen probablemente esté asociado con la disolución de minerales carbonatados y a la emisión de CO₂ (que puede elevarse a lo largo de fallas activas). Igualmente puede ocurrir que el agua de lluvia disuelva CO₂ del suelo y al infiltrarse, reaccionar con la matriz del acuífero disolviendo los elementos mayores de la roca (Na⁺, K⁺, Ca²⁺), el bicarbonato se originaría durante la reacción:



De tal manera que los H⁺ se consumieran en el intercambio con los cationes de la matriz del acuífero (Cardona, 1990).

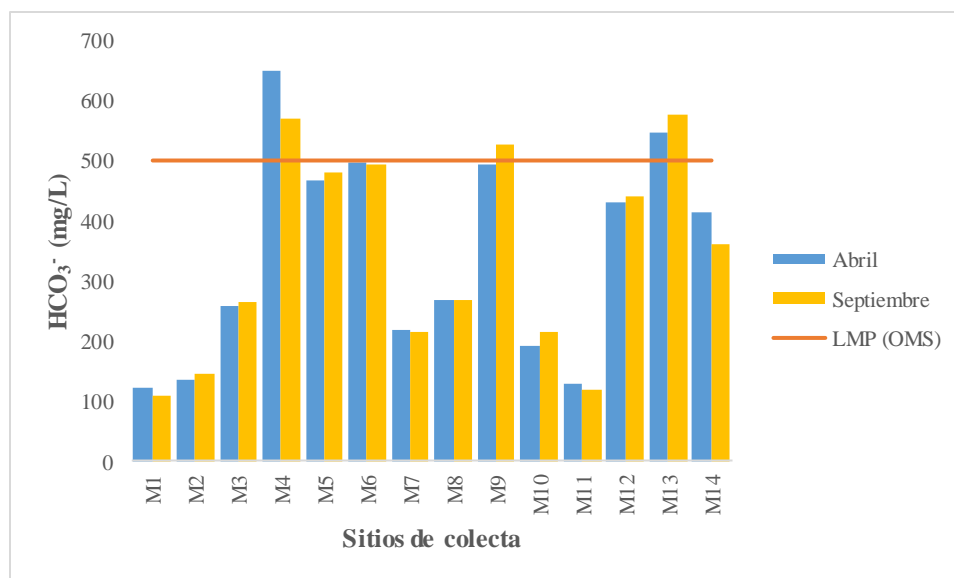


Figura 26. Concentraciones de bicarbonatos en los sitios de colecta. La línea anaranjada denota el LMP que la OMS establece para el agua de consumo humano.

En aguas con pH inferior a 8.3, la especie carbonata dominante es el bicarbonato (Reyes, 2019), en este estudio las muestras que presentan valores de pH con tendencia neutra a alcalina pero no superior a 8.3, corresponden a los sitios M6, M9, M12 y M13, mismas que presentan las concentraciones más elevadas de bicarbonatos. Las muestras de los sitios M4, M5, M6, M9, M12, M13, y M14, exponen una relación directa entre la concentración de bicarbonatos con la alcalinidad total, ya que aquellas que presentan elevadas concentraciones de bicarbonatos presentan también elevados valores de alcalinidad y viceversa.

El carbonato, es el ion de todos los componentes mayores analizados que se presenta en proporciones mínimas, en la mayoría de las muestras su concentración no rebasa 1 mg/L. Como se observa en la Figura 27 las únicas muestras que superan tal valor son las de los sitios M4 y M5. Con base en el sistema de carbonatos, el carbonato empieza a formarse a partir de un valor de pH igual o mayor a 8.5 (Díaz, 2013), las muestras de los sitios M4 y M5 son las únicas que presentan valores de pH superiores a 8, entre 8.01-8.45 y 9.05-9.15, respectivamente, lo cual explica la abundancia relativa de carbonato en las mismas. Al igual que los bicarbonatos, no exhibe problemas de contaminación.

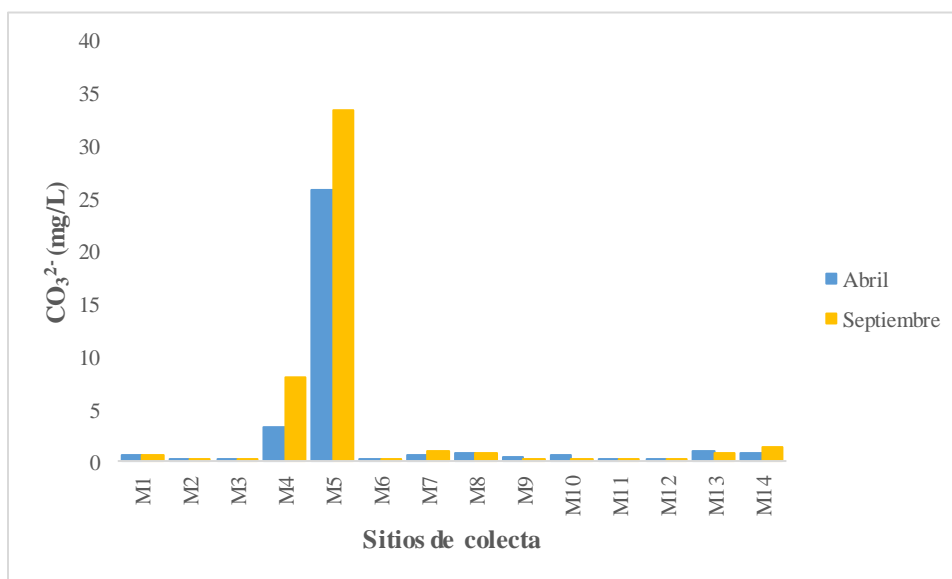


Figura 27. Concentraciones de carbonatos en los sitios de colecta.

Cloruros

La concentración de cloruros va de 3.23 mg/L a 1023.1 mg/L (Figura 28). En este estudio, la concentración de cloruro es alta en agua geotérmica, tal como se observa en las muestras de los sitios M1, M5, M7 y M8; en estas muestras, las elevadas concentraciones de cloruro indican la recarga desde aguas profundas del reservorio donde el enfriamiento y la mezcla conductiva son mínimos, así también pueden indicar zonas de flujo ascendente (Alacali, 2018); en el caso de las muestras con valores bajos de cloruro (M2, M3, M4, M6, M10, M11, M12, M13 y M14), se infiere la interferencia de agua subterránea moderna en el acuífero. La variación más prominente entre cada temporada se presenta en la muestra del sitio M7. La NOM-127 establece 250 mg/L como LMP para agua potable, tal norma se ve cumplida en la mayoría de los sitios, pues únicamente cuatro de éstos exhiben valores por encima del señalado (M1, M5, M8 y M9).

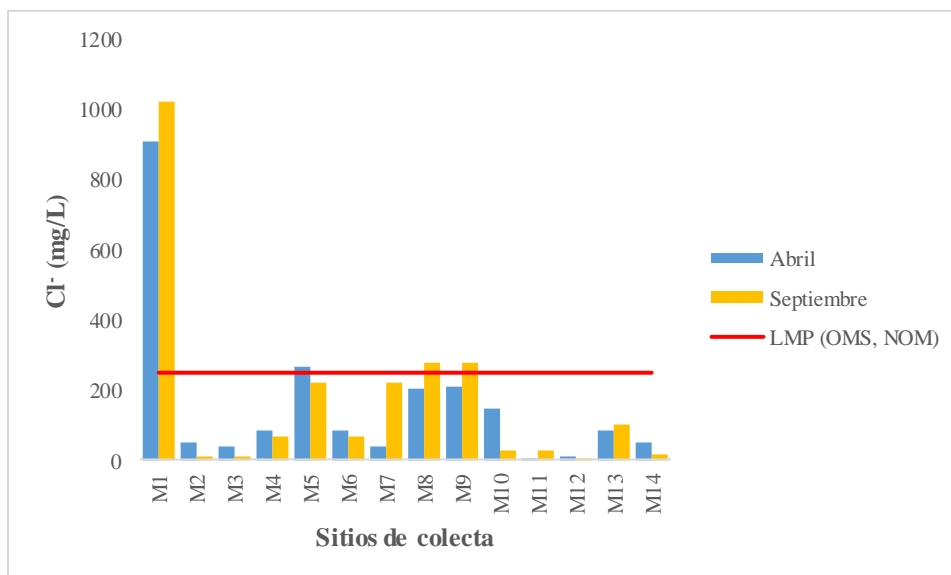


Figura 28. Concentraciones de cloruros en los sitios de colecta.

La línea en color rojo denota el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Sulfatos

La variación del contenido de sulfatos va desde concentraciones no detectadas hasta 93.91 mg/L. Se presentan en mayor concentración en la temporada de precipitación; este incremento se ve fuertemente reflejado en el sitio M5 (Figura 29), siendo que en el resto de los sitios se manifiesta una tendencia similar de las concentraciones en las dos campañas de colecta. Los sulfatos se pueden asociar con la oxidación de sulfuros de las rocas ígneas y sedimentarias que cubren la zona. Todas las muestras cumplen con el LMP de 400 mg/L señalado en la NOM-127 en lo que se refiere a contenido de sulfatos en el agua para beber.

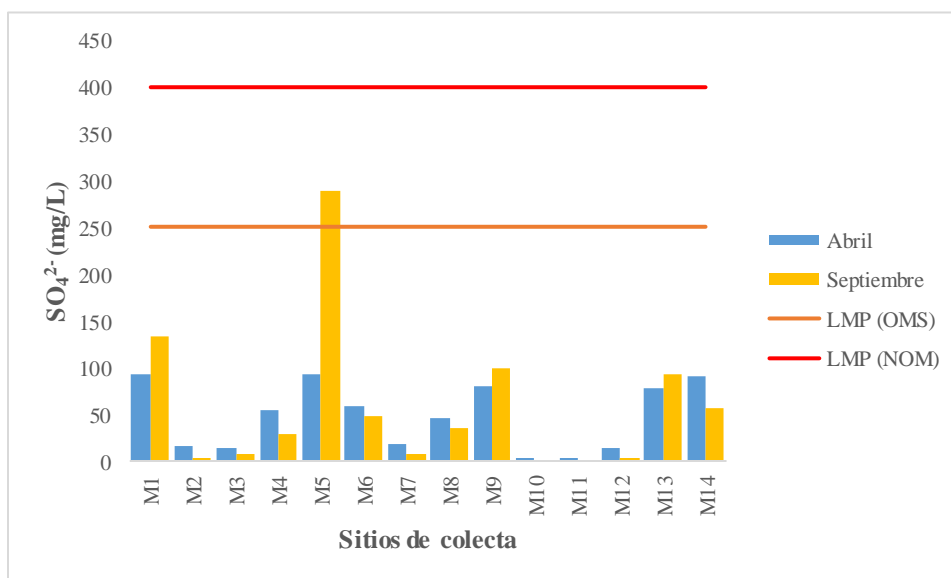


Figura 29. Concentraciones de sulfatos en los sitios de colecta.

Las líneas en color anaranjado y rojo denotan el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Fluoruros

Los fluoruros se encuentran en proporciones mínimas de 0.226 y máximas de 23.4 mg/L. Las muestras colectadas en la temporada de estiaje presentan concentraciones superiores en comparación con las correspondientes a la temporada de precipitación, en donde su concentración tiende a disminuir por un posible proceso de dilución como consecuencia de la recarga de agua al sistema (Figura 30). El límite máximo permisible oficial mexicano para agua potable es de 1.5 mg/L, mismo que marca la Organización Mundial de la Salud. En el área de estudio seis sitios sobrepasan este límite (M1, M2, M5, M6, M7 y M8), de las cuales M1, M2, M7 y M8 corresponden

a manantiales de uso recreativo, siete sitios mostraron concentraciones por debajo del límite máximo permisible (M3, M4, M9, M10, M11, M12, M13 y M14). Al igual que el arsénico, el flúor puede proceder de aguas magmáticas que han sido integradas al flujo hidrológico.

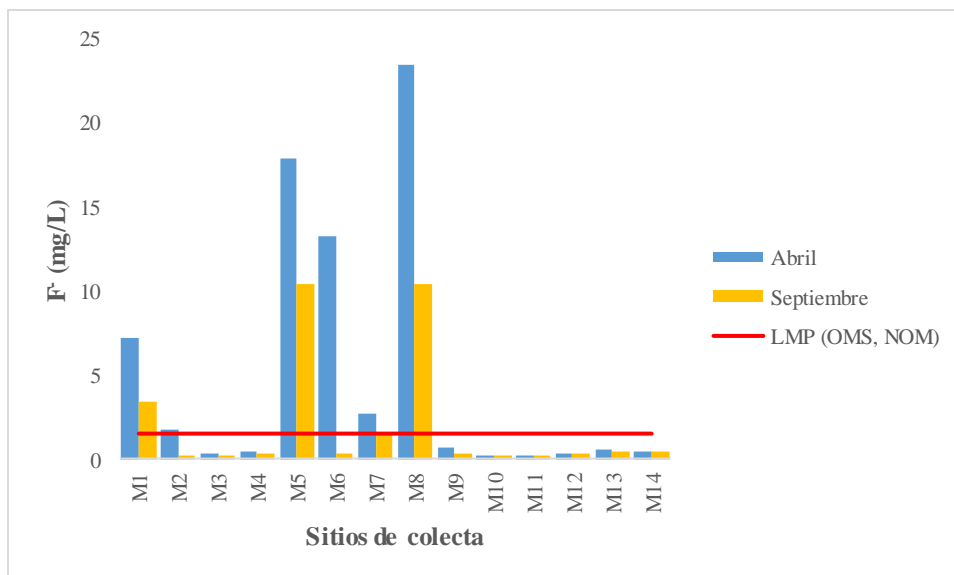


Figura 30. Concentraciones de fluoruros en los sitios de colecta.

La línea en color rojo denota el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Fosfatos

Los fosfatos tienen concentraciones de 0.150 a 15.944 mg/L. Como se ilustra en la Figura 31, la muestra del sitio M1 es la que presenta la concentración más alta en ambas temporadas. De manera general, la baja concentración de fosfatos en las muestras probablemente está asociada con su tendencia a formar iones complejos y compuestos de baja solubilidad con un extenso número de metales y por ser adsorbido por sedimentos hidrolizados, especialmente minerales de la arcilla (IGME, 2020). En el área de estudio los fosfatos pueden proceder de las rocas ígneas que cubren la zona.

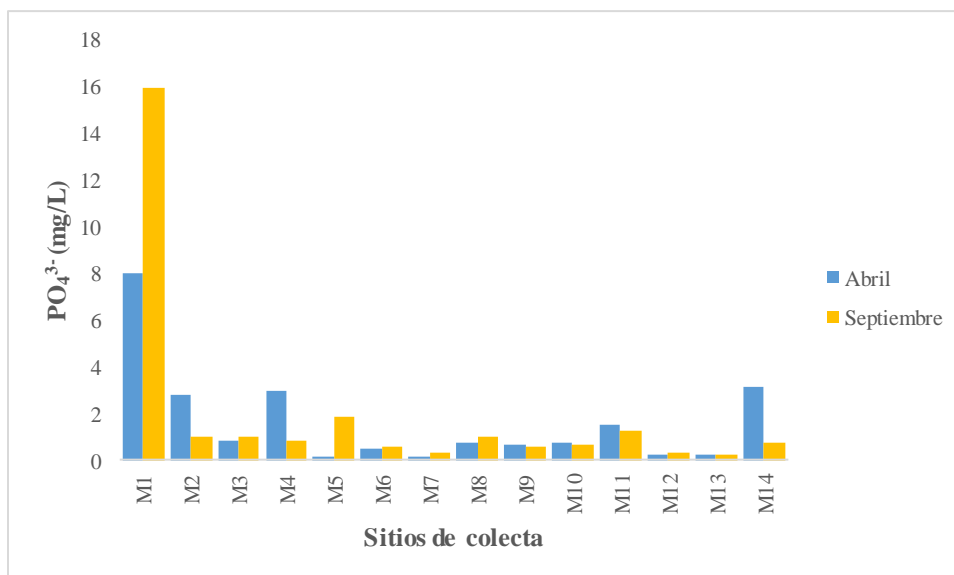


Figura 31. Concentraciones de fosfatos en los sitios de colecta.

Nitrógeno total

El nitrógeno total únicamente se determinó para la temporada de precipitación (Figura 32), presentándose en un rango de variación de 0.116 a 17.8 mg/L. Según Custodio (2001) las concentraciones normales en el agua dulce son de 0.1 a 10 mg/L, condición que se ve cumplida en la mayoría de los sitios a excepción de M7, M9 y M13 que presentan concentraciones por encima de los 10mg/L. Las pequeñas cantidades de nitrógeno reportadas pueden provenir de las rocas ígneas que al meteorizarse aportan algún nitrato a las aguas naturales (Pacheco y Cabrera, 2003).

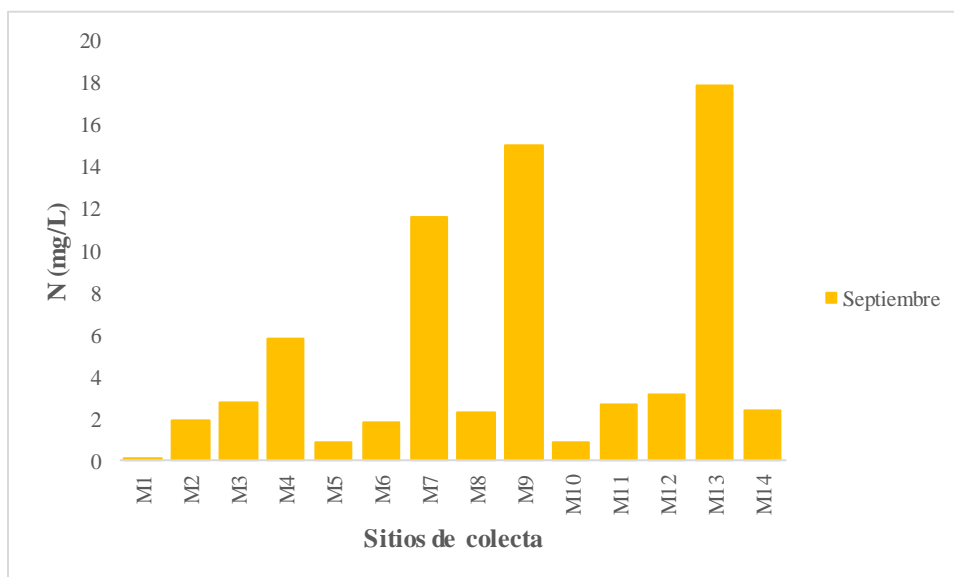


Figura 32. Concentraciones de nitrógeno total en los sitios de colecta.

9.2.2 Elementos traza

Las relaciones geología-litología-aguas subterráneas puede estudiarse también a través de la presencia de los elementos traza (Custodio, 2001). Para este caso de estudio, los elementos traza analizados fueron arsénico, cadmio, cromo, cobre, hierro, níquel, plomo y zinc, sin embargo, la mayoría de éstos no se detectaron por lo que en el Cuadro 11 únicamente se presentan los valores de las concentraciones de arsénico y zinc.

Cuadro 11. Elementos traza (mg/L).

Muestra	Periodo	Arsénico	Zinc
M1	Abril	6.900	<ld
	Septiembre	0.143	<ld
M2	Abril	0.336	<ld
	Septiembre	0.079	<ld
M3	Abril	0.011	<ld
	Septiembre	0.005	<ld
M4	Abril	0.026	<ld
	Septiembre	0.02	<ld
M5	Abril	0.017	<ld
	Septiembre	0.02	<ld
M6	Abril	0.011	<ld
	Septiembre	0.009	<ld
M7	Abril	0.035	<ld
	Septiembre	0.108	<ld
M8	Abril	0.067	<ld
	Septiembre	0.061	<ld
M9	Abril	0.013	0.066
	Septiembre	0.018	0.036
M10	Abril	0.006	<ld
	Septiembre	0.002	<ld
M11	Abril	0.041	<ld
	Septiembre	0.036	<ld
M12	Abril	0.003	<ld
	Septiembre	0.007	<ld
M13	Abril	0.002	<ld
	Septiembre	0.004	0.062
M14	Abril	0.062	<ld
	Septiembre	0.045	<ld
ld	mg/L	0.25	0.006

<ld = inferior al límite de detección del método.

Arsénico

El arsénico es el elemento traza predominante en el área de estudio, seguido del zinc. Se presenta en concentraciones de 0.002 a 6.9 mg/L, entre los manantiales el valor máximo corresponde al sitio M1; mientras que para los pozos corresponde al sitio M14 (que presenta concentraciones de arsénico de 0.062 mg/L en estiaje y 0.045 mg/L en precipitación). De manera general, en la temporada de precipitación existe mayor concentración de este elemento en el agua, probablemente por el arrastre de los productos de meteorización de las rocas ígneas ácidas que tienen en su composición arsénico y que logran infiltrarse. Las únicas muestras que presentan una variación marcada entre cada temporada como se observa en la Figura 33 son las correspondientes a los sitios M1 y M2, siendo que en estiaje su proporción es elevada. La NOM-127 marca como límite máximo permisible una concentración de 0.025 mg/L para agua de consumo humano. En la región de estudio son seis los sitios que rebasan este límite (M1, M2, M7, M8, M11 y M14), siete sitios mostraron concentraciones por debajo del límite máximo permisible (M3, M5, M6, M9, M10, M12 y M13) y M4 mostró valores en el límite de la NOM en ambas temporadas de colecta. Al arsénico se le asocia químicamente con el flúor y ambas especies además de proceder de las rocas ígneas ácidas que recubren el área de estudio, también pueden proceder de aguas magmáticas que ascienden y que han sido integradas al flujo hidrológico.

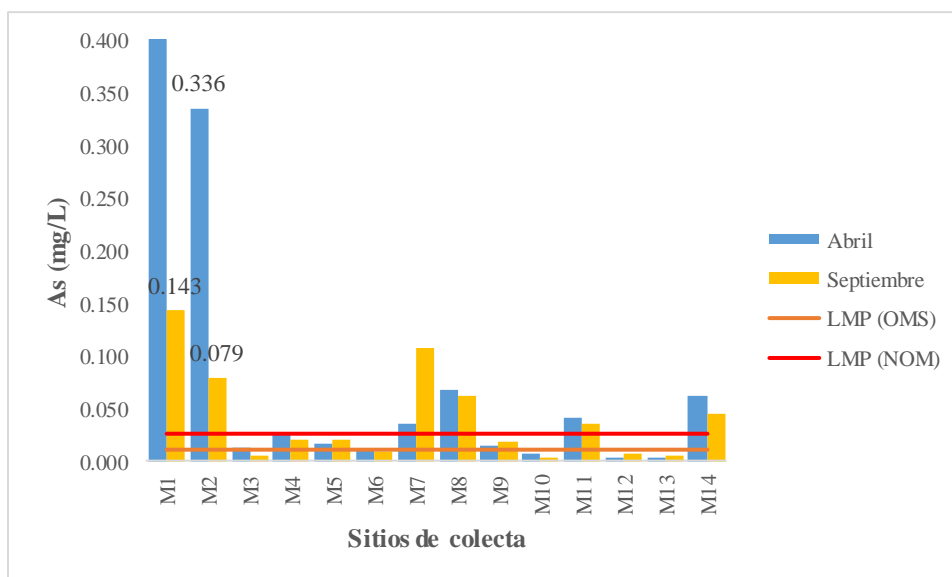


Figura 33. Concentraciones de arsénico en los sitios de colecta.

Las líneas en color anaranjado y rojo denotan el LMP que la OMS y la NOM establecen para el agua de consumo humano.

Zinc

El zinc, únicamente se presentó en dos sitios: M9 y M13, en un rango de concentración que va de 0.036 a 0.066 mg/L (Figura 34), valores que no infringen el límite máximo permisible de 5 mg/L establecido en la NOM, las muestras corresponden a aguas de pozo. El zinc puede provenir de la desintegración de los basaltos que recubren el área de estudio, mismos que contienen minerales accesorios enriquecidos en zinc (Jiménez y Pasquali, 2017).

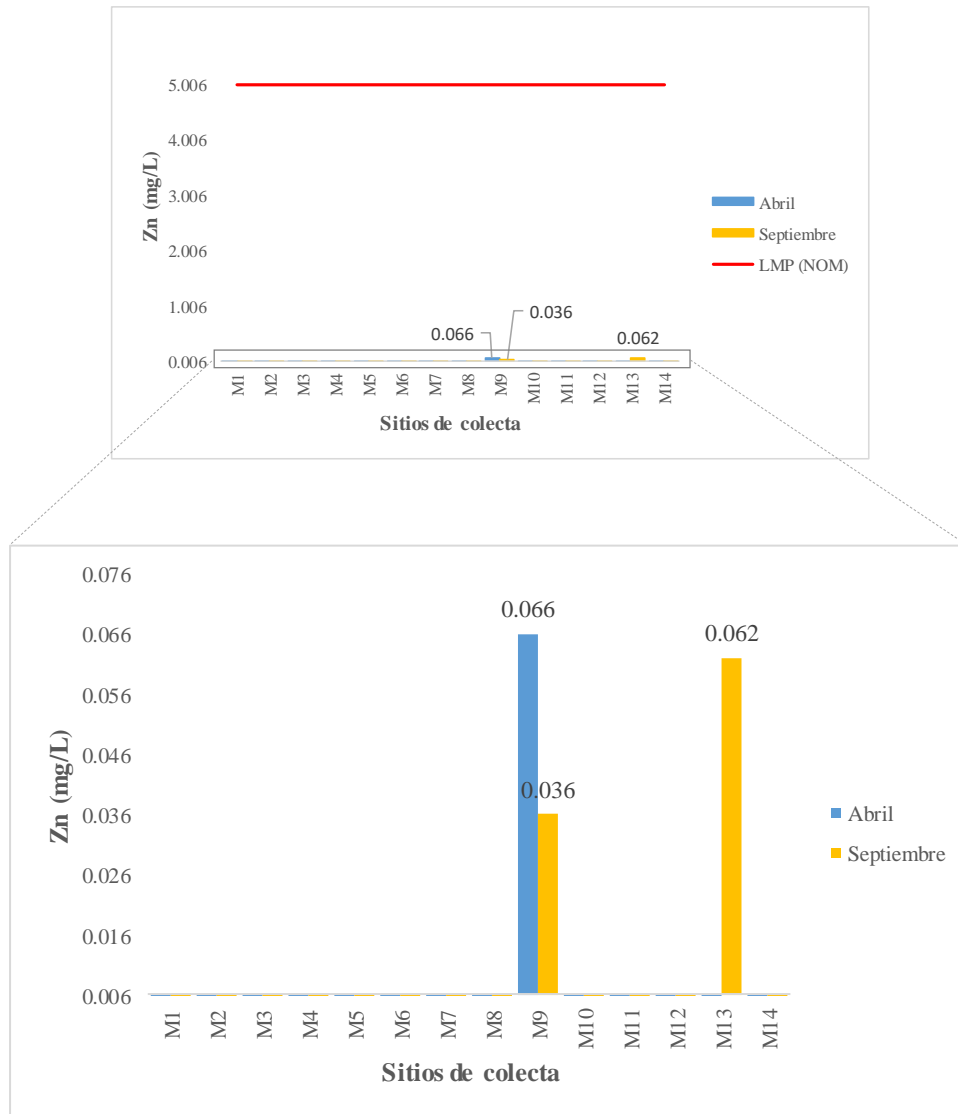


Figura 34. Concentraciones de zinc en los sitios de colecta.
La línea en color rojo denota el LMP que la NOM establece para el agua de consumo humano.

9.3 Parámetros bacteriológicos

El análisis bacteriológico para las muestras en estiaje (Cuadro 12 y Figura 35), indica la presencia de coliformes fecales en seis muestras, de las cuales tres corresponden a pozos de los sitios M3, M6 y M12. Por otro lado, para la temporada de precipitación todas incumplen la normatividad mexicana (DOF, 2006) que establece la ausencia de coliformes fecales.

Cuadro 12. Datos bacteriológicos.

Coliformes fecales					
Muestra	Periodo	NMP/100	Muestra	Periodo	NMP/100
M1	Abril	0	M8	Abril	0
	Septiembre	$<3 \times 10^3$		Septiembre	9×10^5
M2	Abril	11	M9	Abril	0
	Septiembre	4×10^3		Septiembre	4.3×10^6
M3	Abril	8	M10	Abril	0
	Septiembre	3×10^3		Septiembre	2.3×10^6
M4	Abril	8	M11	Abril	26
	Septiembre	2.4×10^7		Septiembre	1.5×10^7
M5	Abril	0	M12	Abril	2.6
	Septiembre	4×10^3		Septiembre	$<3 \times 10^3$
M6	Abril	1.1	M13	Abril	0
	Septiembre	9×10^5		Septiembre	2.3×10^6
M7	Abril	0	M14	Abril	0
	Septiembre	2.3×10^6		Septiembre	$<3 \times 10^3$

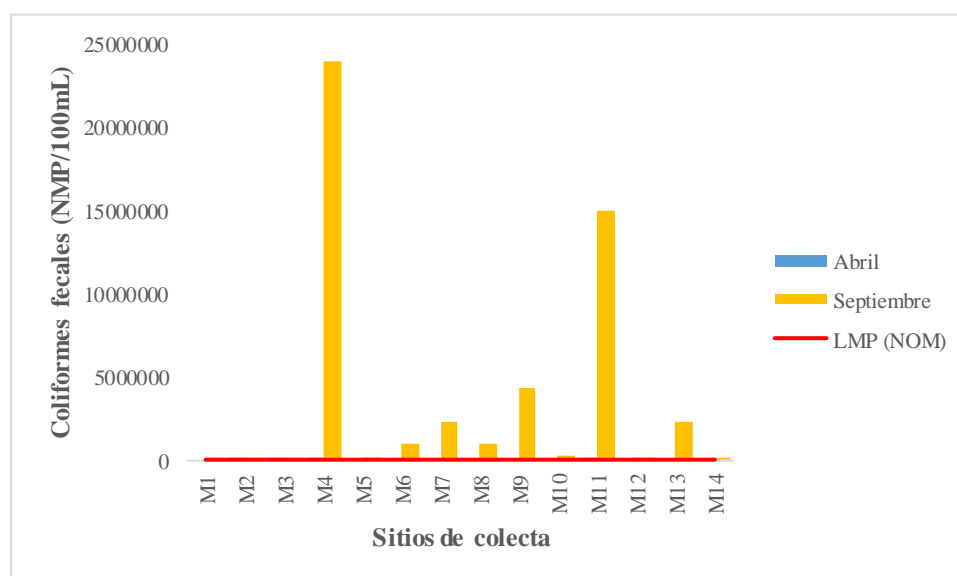


Figura 35. Concentraciones de coliformes fecales. La línea en color rojo denota el LMP que la NOM establece para el agua de consumo humano.

9.4 Hidrogeoquímica

9.4.1 Diagrama de Piper

El diagrama de Piper sugiere una amplia variación en las facies hidrogeoquímicas en el área de estudio. Los resultados muestran que para ambas temporadas existen tres tipos de facies hidrogeoquímicas o tipos de agua: $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ y $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$.

Para la temporada de estiaje (Figura 36) el tipo de agua $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ se presentó en los sitios M2 y M3 (en el este del lago), M4 (al sur), M6, M7 y M9 (en el suroeste), M12 y M13 (en el noroeste) y M14 (al norte); mientras que la familia de agua $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ prevaleció en los sitios M1 (en el este del lago), M5, M8 y M10 (en el suroeste). El sitio M11 que se encuentra en la parte oeste del lago fue el único con facies $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$.

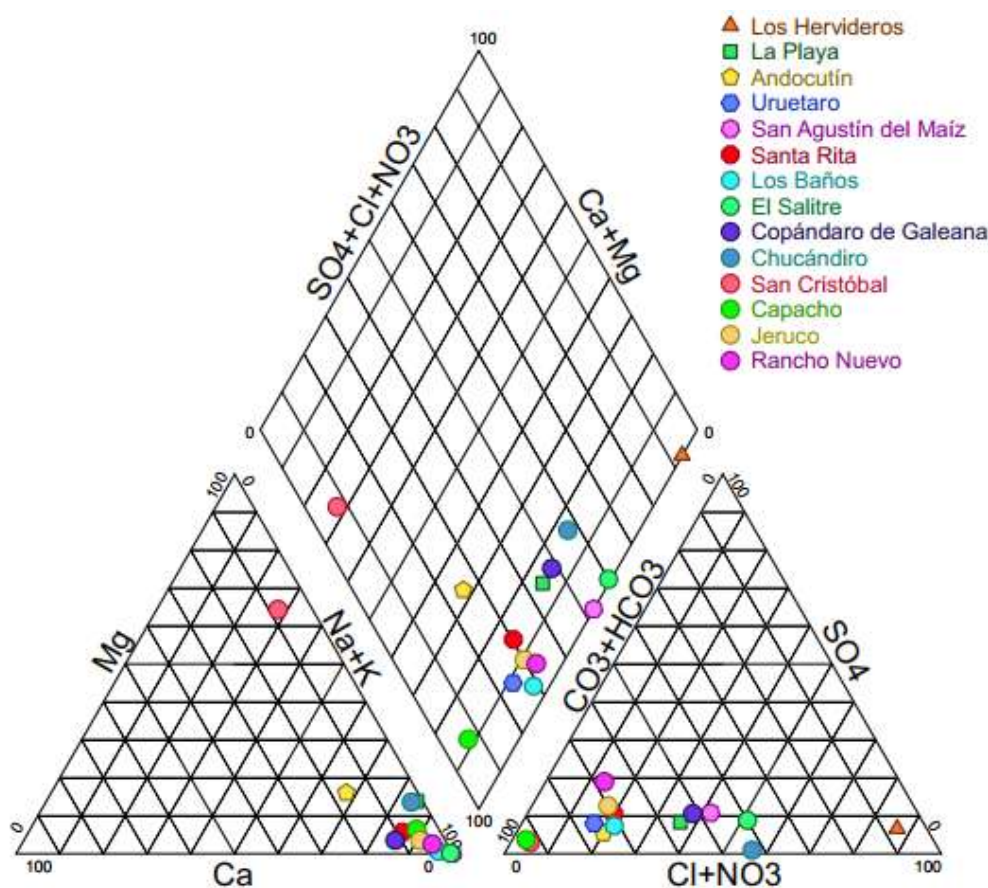


Figura 36. Diagrama de Piper mostrando las facies hidrogeoquímicas de las muestras en la campaña de abril.

Para la temporada de precipitación (Figura 37) los sitios M1, M2, M3, M4, M5, M6, M8, M11, M12, M13 y M14 no sufrieron ninguna variación en la facies hidrogeoquímica que presentaron con respecto a la temporada de estiaje. En el caso contrario, la muestra del sitio M10 sufrió una reversión en la secuencia de aniones dominantes, ya que de ser $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ pasó a ser $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$. Las muestras de los sitios M7 y M9 evolucionaron de $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ a $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, tal proceso de evolución responde a la llamada secuencia de Chebotarev, la cual establece que las aguas subterráneas tienden a evolucionar químicamente hacia la composición del agua de mar; en esta evolución las aguas van aumentando su mineralización hasta irse saturando en los diferentes iones, en primera aproximación, entre los aniones primero satura al ion HCO_3^- , incluso ya desde la infiltración, más tarde al ion SO_4^{2-} y finalmente al ion Cl^- . Así pues, la evolución normal de un agua es que sucesivamente vayan dominando los siguientes iones: $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ (Custodio, 2001). Estos cambios suceden cuando el agua se mueve desde zonas poco profundas de descarga activa a través de zonas intermedias en donde el flujo es muy lento y el agua es vieja (Freeze y Cherry, 1979).

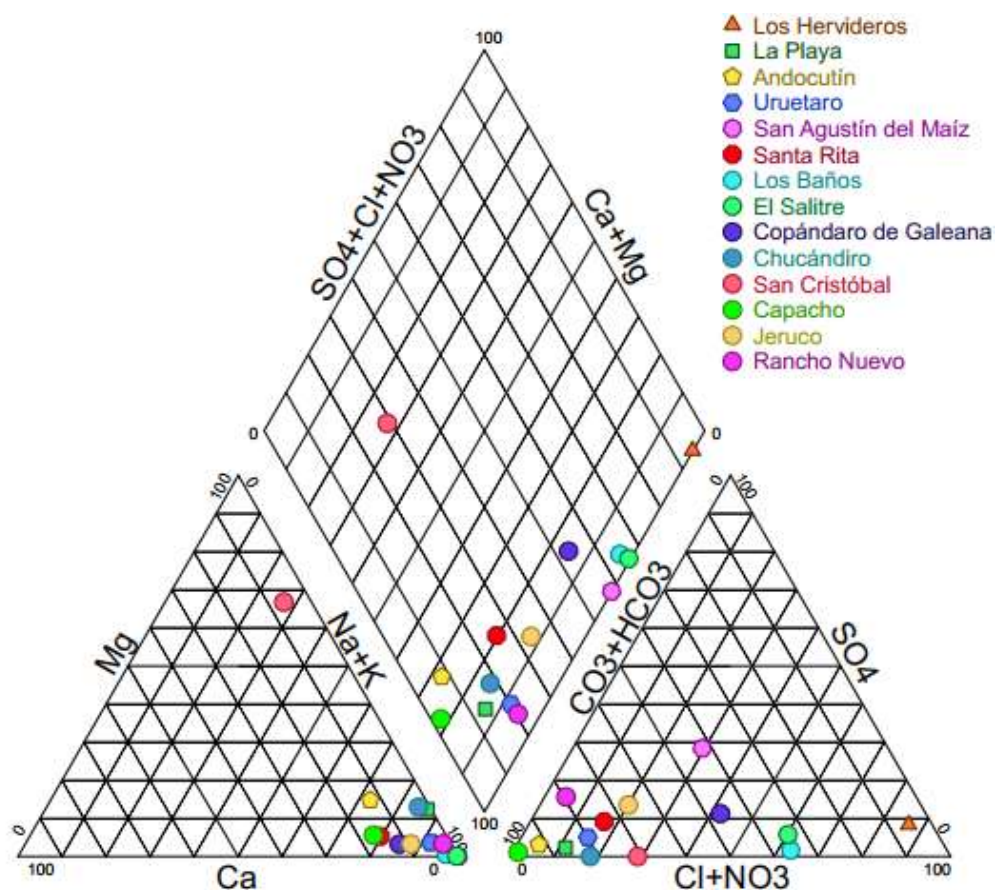


Figura 37. Diagrama de Piper mostrando las facies hidrogeoquímicas de las muestras en la campaña de septiembre.

Desde el punto de vista geoquímico, el tipo de agua subterránea depende de la disponibilidad de minerales y la solubilidad mineral. Así en este estudio, el agua de las muestras que presentaron facies bicarbonatadas sugieren que las rocas por las que circularon son rocas carbonatadas (caliza y/o dolomía) o rocas ricas en minerales de carbonato y dado que los minerales de carbonato se disuelven rápidamente cuando están en contacto con agua subterránea cargada de CO_2 , el HCO_3^- es casi invariablemente el anión dominante (Freeze y Cherry, 1979), resultando en aguas de tipo bicarbonatadas. Por otro lado, las muestras con facies cloruradas podrían indicar el contacto del agua con minerales clorurados altamente solubles como la halita o la silvita y debido a que la solubilidad de estos minerales es de órdenes de magnitud superiores a las solubilidades de los CO_3^{2-} y SO_4^{2-} , el anión dominante será el Cl^- y por lo tanto el tipo de agua será clorurada independientemente de los otros minerales presentes en el sistema (Freeze y Cherry, 1979).

Varios estudios en México (Cuenca hidrológica Lerma-Chapala (Ortega, 2009), Bajío Guanajuatense (Morales *et al*, 2015), Tzitzio Michoacán, (Jácome, 2019), etc.) y alrededor del mundo (Acuífero en el área de Rayen, Irán (Pazand y Javanshir, 2013); Cuenca Yuncheng, China (Khair, 2014); Cuenca del Duero, España (Giménez *et al.*, 2016); Llanura de la región Chaco-Pampeana, Buenos Aires, Argentina (Alconada *et al*, 2017), etc.) demuestran que las aguas subterráneas con altas concentraciones de As y F⁻ están vinculadas principalmente con las familias de agua $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ y $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, lo cual es consistente con las familias que predominaron en este estudio.

9.4.2 Diagrama de Schoeller

En este estudio, los diagramas de Schoeller refuerzan la variación de las facies hidrogeoquímicas sugeridas en los diagramas de Piper. En la temporada de estiaje (Figura 38) las aguas de tipo $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ son las predominantes, presentándose en los sitios M2, M3, M4, M6, M7, M9, M12, M13 y M14, como se observa en la Figura 38 estas muestras de agua se distinguen por tener una fuerte proporción de Na^+ y K^+ en comparación a la de Ca^{2+} y porque sus gráficas son paralelas entre sí, lo que indica que las aguas tienen la misma composición química.

El segundo grupo de aguas corresponde a las aguas $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ presentes en los sitios M1, M5, M8 y M10, que al igual que las $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ en el diagrama de Schoeller se distinguen porque sus gráficas son paralelas entre sí; estas aguas, como se observa en la Figura 38, son aguas con una fuerte concentración de sales, ricas en Cl^- y Na^+ en comparación con su concentración en

el resto de las muestras, el contenido de CO_3^{2-} es normal y la presencia de Ca^{2+} y Mg^{2+} es baja. Las muestras de los sitios M1, M5 y M8 son muestras de aguas termominerales (con temperatura de 45.1 a 79.1 °C) y por su ubicación se pueden asociar con terrenos volcánicos recientes, los cuales dan origen a fuentes termominerales $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ (Castany, 1971) como las aguas de este estudio.

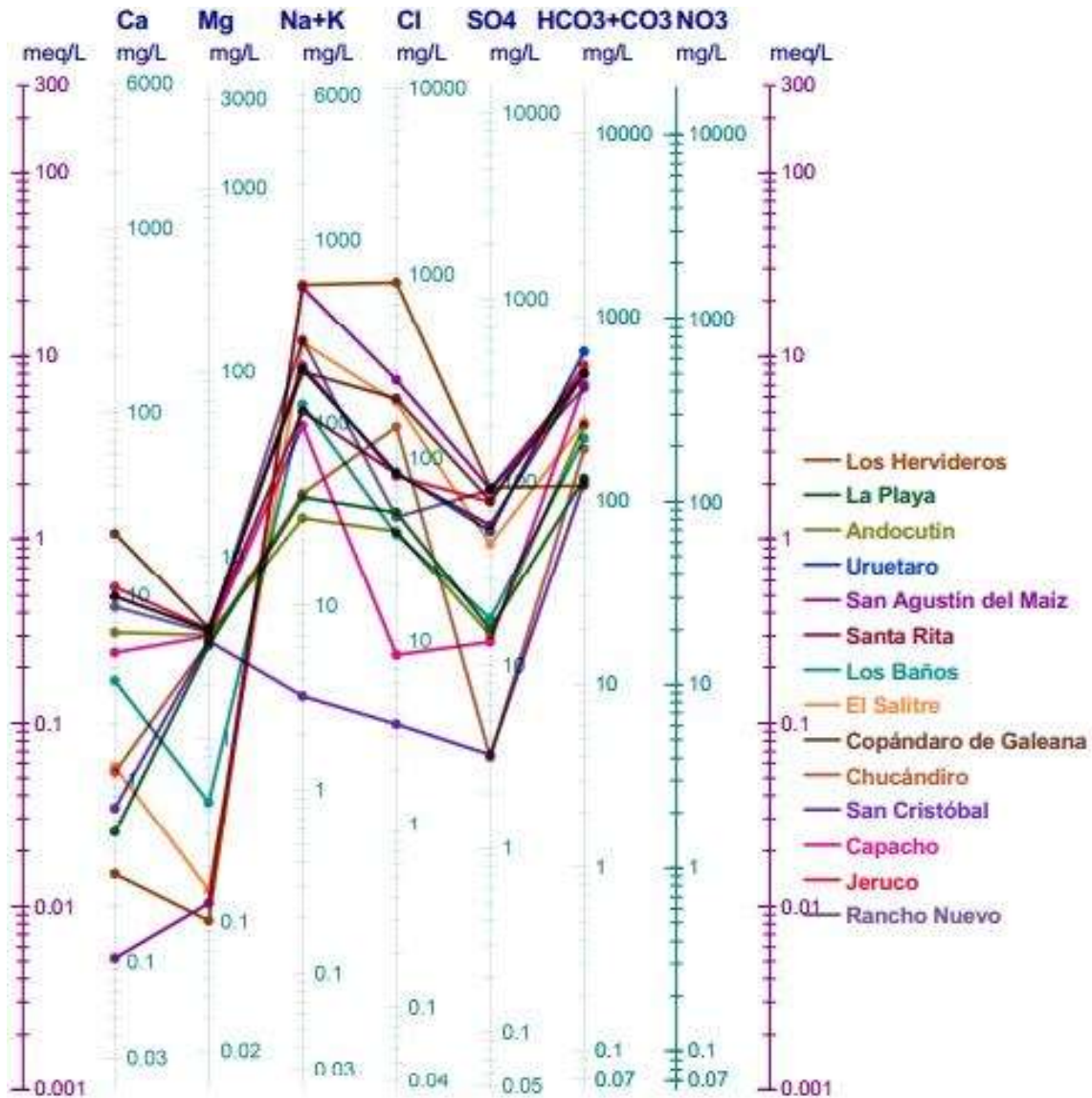


Figura 38. Diagrama de Schoeller-Berkaloff para las muestras en la campaña de abril.

La única muestra que presenta una tendencia marcadamente diferente a la tendencia de los grupos de aguas $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ y $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, es la muestra del sitio M3, en la Figura 38 se observa que presenta una disminución del contenido de Na^+ y K^+ que casi iguala al del Mg^{2+} y un alto contenido en HCO_3^- , clasificándose, así como un agua de tipo $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$.

Para la temporada de precipitación (Figura 39) la tendencia de las gráficas y, por lo tanto, el comportamiento químico de las muestras de agua, es muy similar al de la temporada de estiaje. Los tipos de aguas predominantes siguen siendo $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ y $\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$, que de acuerdo con la Asociación Internacional de Hidrogeólogos (IAH, por sus siglas en inglés) son aguas de tipo geotérmico.

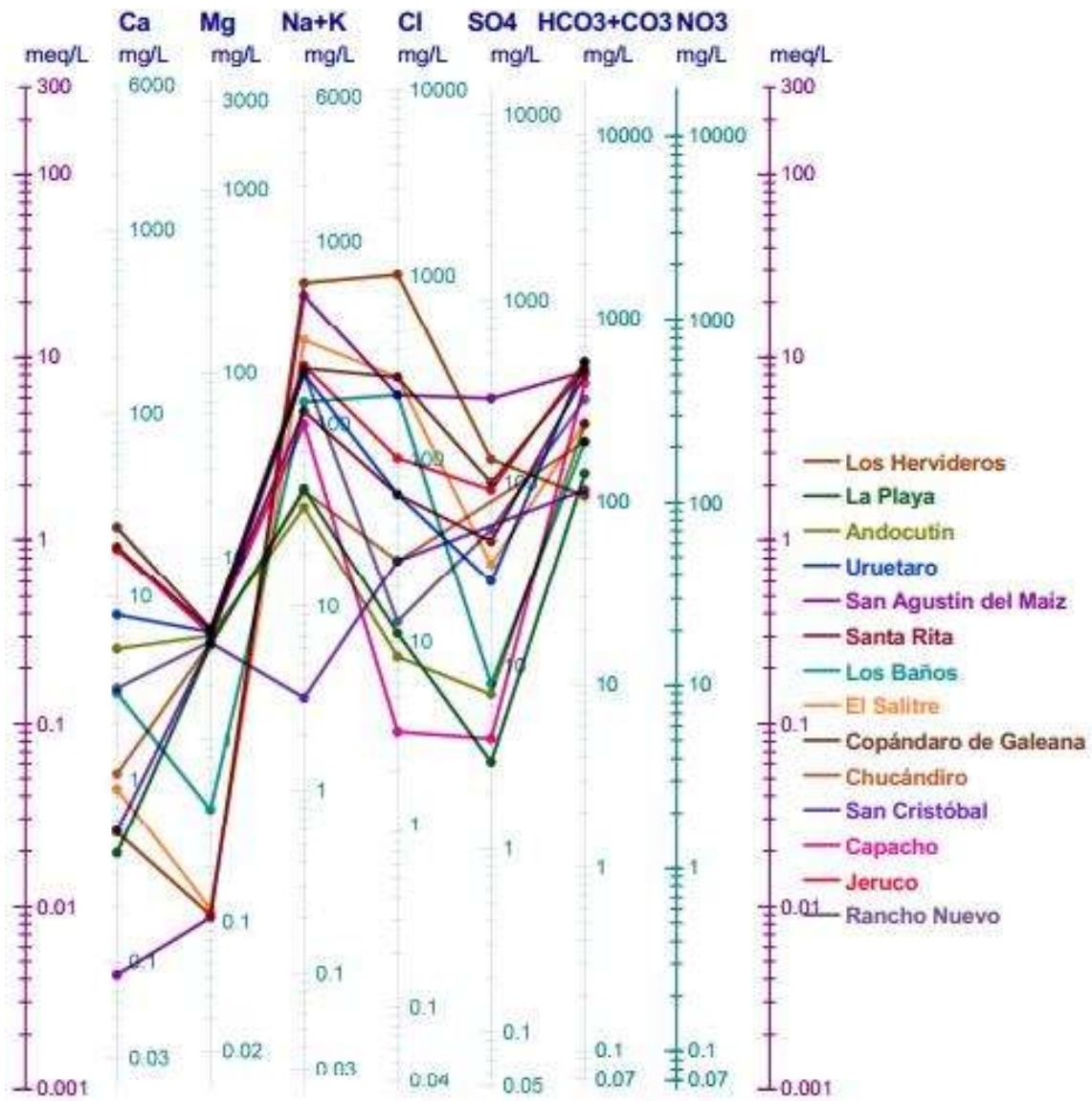


Figura 39. Diagrama de Schoeller- Berkaloff para las muestras en la campaña de septiembre.

9.5 Procesos hidrogeoquímicos

9.5.1 Disolución mineral (Relaciones de Gibbs)

La disolución mineral es uno de los principales contribuyentes a la química del agua subterránea, las relaciones de los componentes químicos de las aguas con las respectivas litologías de los acuíferos por donde fluyen, se pueden establecer mediante las llamadas relaciones de Gibbs, relación de Gibbs 1 = $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ y relación de Gibbs 2 = $Na^++K^+/(Na^++K^++Ca^{2+})$.

En el diagrama de Gibbs para aniones (Figura 40A), las muestras de agua subterránea de este estudio se trazan sobre el campo de dominio de la interacción agua-roca, sugiriendo entonces que la meteorización y la posterior disolución de los minerales presentes en las rocas son el mecanismo principal de liberación de los aniones en el agua, lo que a su vez se traduce en la existencia de un equilibrio parcial con los materiales del acuífero (Gibbs, 1970).

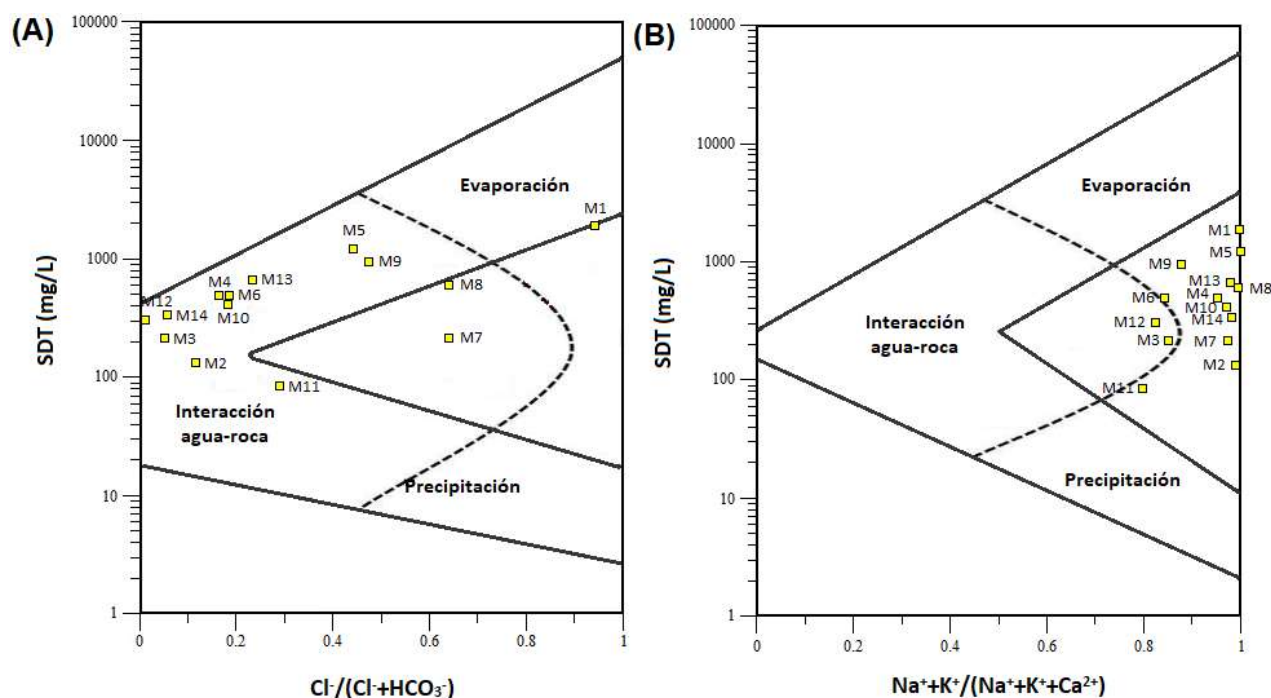


Figura 40. (A) Diagrama de Gibbs para aniones. (B) Diagrama de Gibbs para cationes.

En el diagrama de Gibbs para cationes (Figura 40B), las muestras de los sitios M3, M6, M11 y M13 se trazan sobre el campo de la interacción agua-roca, mientras que el resto no tienen un campo de dominio bien definido sin embargo algunas muestras de los sitios M1, M4, M5, M8, M9 y M13 tienen tendencia hacia el campo de la evaporación, sugiriendo una evolución química hacia la composición del agua de mar, este cambio en la composición se explica precisamente por

el proceso de evaporación que aumenta la salinidad y así mismo al proceso de precipitación de CaCO_3 de la solución, lo que aumenta la proporción relativa de Na^+ a Ca^{2+} (Gibbs, 1970).

9.5.2 Intercambio iónico (Índices cloroalcalinos)

Schoeller en 1977 propuso los índices cloroalcalinos (CAI) para comprender el intercambio iónico entre el agua subterránea y su entorno huésped (Muhie y Salih, 2016). Los resultados de los índices cloroalcalinos para las muestras de este estudio sugieren la ocurrencia del proceso de intercambio iónico normal e inverso. Cuando hay un intercambio entre Ca^{2+} y/o Mg^{2+} en el agua subterránea con Na^+ y/o K^+ en el material del acuífero, los resultados de los índices CAI 1 y CAI 2 son negativos, y si hay un intercambio iónico inverso, los índices serán positivos (Gupta *et al*, 2016; Muhie y Salih, 2016). Los valores de CAI 1 (Figura 41) y CAI 2 (Figura 42) para el agua subterránea del entorno del lago de Cuitzeo varían de -46.165 a 0.856 y de -1.509 a 0.822, respectivamente; donde únicamente las muestras de los sitios M1, M7, M10 y M11 presentan valores positivos de CAI 1 y CAI 2, lo que indica un intercambio iónico inverso, es decir, que se ha efectuado un intercambio entre Na^+ y K^+ en el agua subterránea con Ca^{2+} y/o Mg^{2+} en el material del acuífero (endurecimiento del agua). Los valores negativos de CAI 1 y CAI 2 en el resto de las muestras indican que el intercambio iónico normal (intercambio de Mg^{2+} y Ca^{2+} en el agua con Na^+ y/o K^+ en la roca) es el proceso dominante de intercambio iónico en estas aguas.

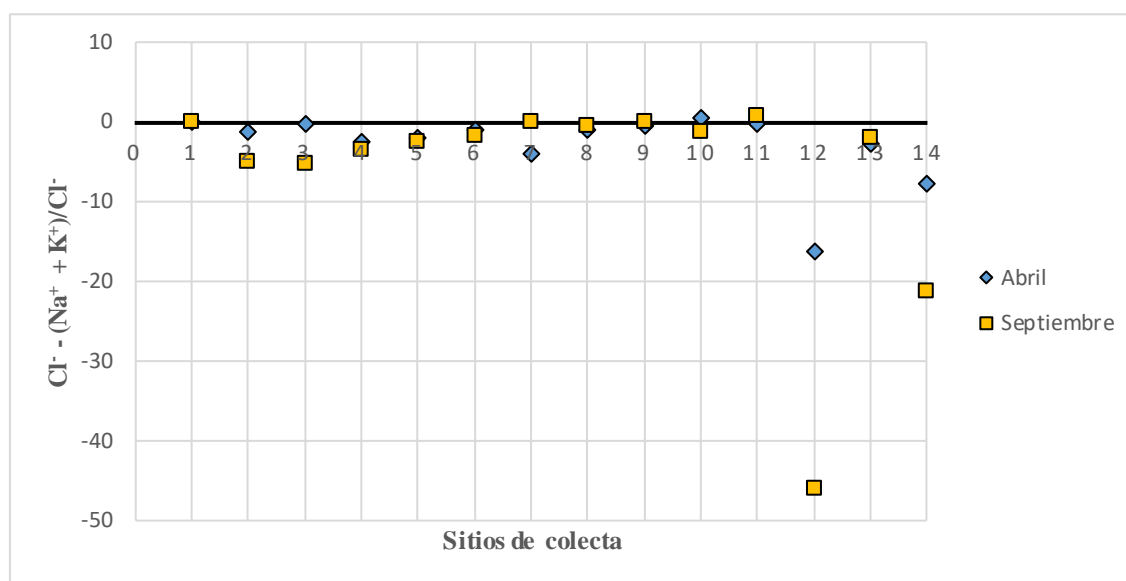


Figura 41. Valores del Índice Cloroalcalino 1 (CAI 1) en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo.

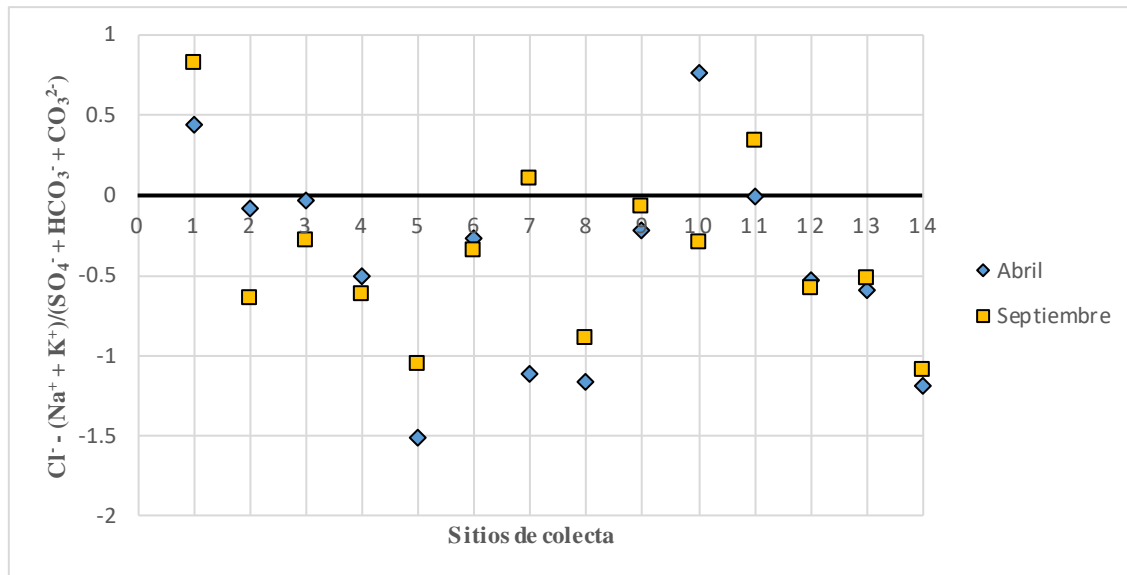


Figura 42. Valores del Índice Cloroalcalino 2 (CAI 2) en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo.

9.5.3 Meteorización de silicatos

Como resultado de la erosión de las rocas, se añaden al agua Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- y Cl^- . La cantidad de cada ion en el agua depende de los minerales formadores de rocas. La relación $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ a menudo se ha utilizado para identificar el mecanismo de salinidad durante el flujo de agua subterránea, así como para identificar el proceso de meteorización de los silicatos (Gupta *et al.*, 2016). Los valores de $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ son mayores a la unidad en aguas frescas y meteóricas y menores a la unidad en agua de mar o agua salina (Eissa, 2018). Para este estudio, la concentración de Cl^- y Na^+ , se deriva de los procesos de interacción agua-roca, evaporación y precipitación de CaCO_3 (ver diagramas de Gibbs). Los valores superiores a la unidad de las proporciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ (Anexo D, Cuadro 14) indican una lixiviación parcial y disolución de depósitos terrestres soportados por un alto contenido de Na^+ (Muhie y Salih, 2016) dentro del área de estudio. Las muestras con relaciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^- > 1$ presentan también valores de CAI negativos, sugiriendo condiciones de intercambio iónico normal (Gupta *et al.*, 2016), en este caso, Ca^{2+} y Mg^{2+} en solución reemplazan a Na^+ y K^+ en la superficie de los minerales arcillosos en la matriz del acuífero. De igual forma, las relaciones $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^- > 1$ en la mayoría de las muestras se interpretan como la liberación de Na^+ por meteorización de silicatos. La disolución de minerales haluros puede explicar la alta concentración de Cl^- y el intercambio iónico inverso puede explicar una reducción en la

concentración de Na^+ en las muestras que presentan relaciones $r\text{Na}^+/\text{rCl}^- < 1$ (Figura 43), éstos resultados también sugieren que son aguas salinas.

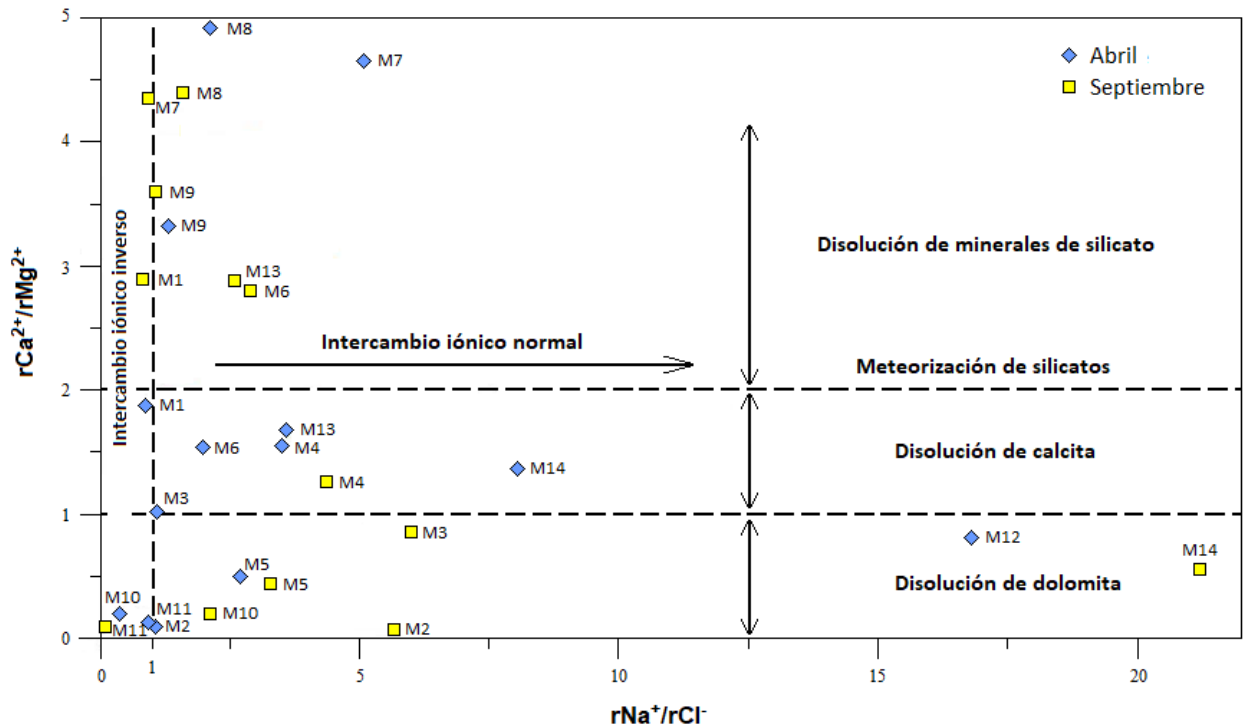


Figura 43. Valores de las relaciones $r\text{Na}^+/\text{rCl}^-$ y $r\text{Ca}^{2+}/\text{rMg}^{2+}$ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados. (Tomado y modificado de Gupta *et al.*, 2016).

La proporción de $r\text{Ca}^{2+}/\text{rMg}^{2+}$ (Anexo D, Cuadro 14) varía de 0.075 a 4.917, valores que exceden la proporción típica del agua de mar congénita fósil (igual a 0.19). Esto puede indicar un origen del agua meteórico, influenciado por la disolución de sales carbonatadas donde la matriz de los acuíferos contiene formas de carbonato, tales como aragonita, calcita y dolomita (Muhie y Salih, 2016).

En la Figura 43 se observa que algunas muestras presentan relaciones $r\text{Ca}^{2+}/\text{rMg}^{2+}$ menores a la unidad, indicando que el agua fluye a través de terrenos dolomíticos y que por lo tanto existe disolución de dolomita (Eissa, 2018). La relación $r\text{Ca}^{2+}/\text{rMg}^{2+} > 1$ en el resto de las muestras, es indicativa de una mayor contribución de calcita por disolución. Del mismo modo, las relaciones $r\text{Ca}^{2+}/\text{rMg}^{2+} > 2$ también apoyan el papel de la meteorización de minerales ricos en silicatos (Gupta *et al.*, 2016). Es muy conocido que la solubilidad de algunos minerales depende de la temperatura; en general, la solubilidad de los silicatos más comunes se incrementa con la temperatura y la

presión, a medida que el agua se calienta, disuelve más y más silicatos, alcanzando un máximo en la parte más caliente (y generalmente más profunda) del sistema (Cardona, 1990). Así en este caso coincide que las aguas con temperaturas más elevadas tienen relaciones $rCa^{2+}/rMg^{2+} > 2$, indicando la solubilidad de los silicatos.

9.6 Otros procesos hidrogeoquímicos

9.6.1 Relación rMg^{2+}/rCa^{2+}

En las aguas continentales varía frecuentemente entre 0.3 y 1.5; la gran mayoría de las muestras de agua subterránea de este estudio en ambas temporadas, presentan valores próximos a 1 (Anexo D, Cuadro 14; Figura 44), lo que indica la posible influencia de terrenos dolomíticos o con serpentina (Custodio, 2001). Las muestras con relaciones rMg^{2+}/rCa^{2+} superiores a 1 suelen estar en general relacionadas con terrenos ricos en silicatos magnésicos (Custodio, 2001) como los basaltos que forman parte de la litología que recubre el área de estudio. El proceso de intercambio iónico que produce ablandamiento del agua, también podría explicar los valores superiores a la unidad, ya que en este proceso el Ca^{2+} es más fijado que el Mg^{2+} , lo que hace que aumente la relación. Así mismo, en los procesos de reducción de SO_4^{2-} suele crecer también la relación.

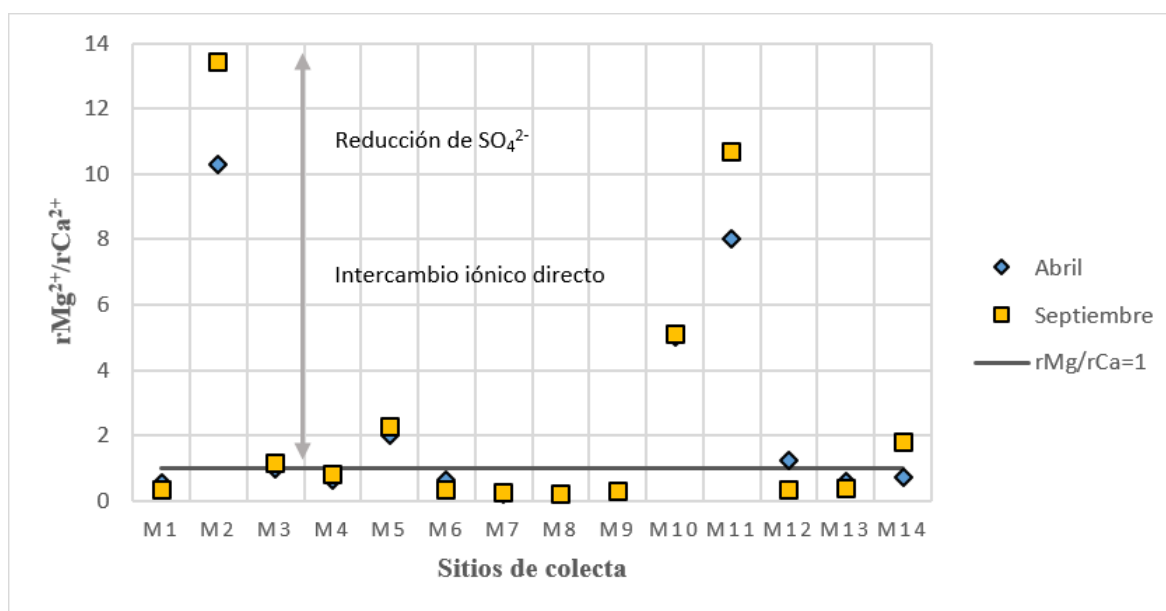


Figura 44. Valores de la relación rMg^{2+}/rCa^{2+} en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.

9.6.2 Relación rK^+/rNa^+ y rNa^+/rK^+

Relación rK^+/rNa^+

En aguas dulces puede variar entre 0.001 y 1 siendo lo más frecuente que varíe entre 0.004 y 0.3 (Custodio, 2001). La relación en las muestras de este estudio presenta valores por debajo de 0.3 (Anexo D, Cuadro 14; Figura 45), siendo únicamente la muestra del sitio M11 la que rebasa tal valor y siendo también la que presenta la menor concentración en K^+ y Na^+ ; de acuerdo con Schoeller (1956) cuando el contenido en alcalinos ($Na^+ + K^+$) es menor de 3 mg/L como sucede con la muestra del sitio M11, la relación rK^+/rNa^+ varía entre 0.5 y 1. Custodio (1974) observó también una tendencia a decrecer en la relación rK^+/rNa^+ conforme aumenta la salinidad, esto sugiere que el agua de la muestra del sitio M11 es menos salina con respecto al agua subterránea de los demás sitios.

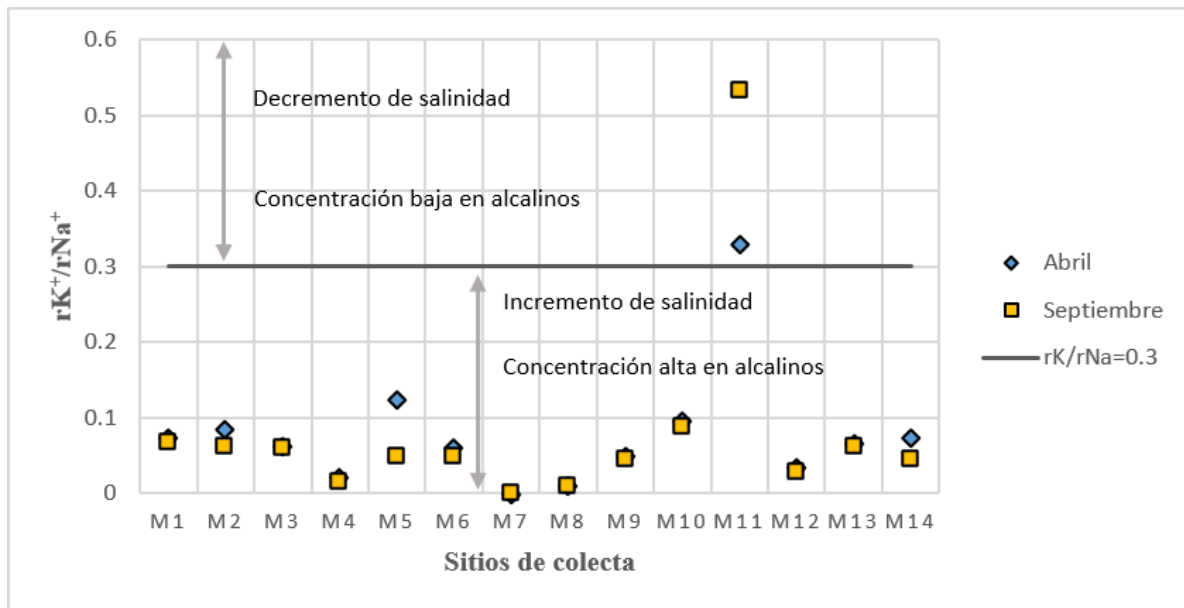


Figura 45. Valores de la relación rK^+/rNa^+ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.

Relación rNa^+/rK^+

La relación rNa^+/rK^+ es una guía para zonas de alta temperatura, las relaciones rNa^+/rK^+ inferiores a 15, pueden ser un indicador de que las aguas ascienden a la superficie rápidamente y posiblemente más asociadas con zonas de flujo ascendente o que viajan a través de zonas más permeables. Las relaciones rNa^+/rK^+ superiores a 15 son indicativas de flujo lateral, reacciones cercanas a la

superficie y enfriamiento por conducción (Alacali, 2018). En este estudio, son cinco las muestras que tienen valores en la relación rNa^+/rK^+ menores a 15 (Figura 46), sugiriendo que estas aguas corresponden a una zona de flujo ascendente, como es el caso de la muestra del sitio M1, M2, M5 y M11 que son muestras de manantiales y aguas termominerales, mientras que en la muestra del sitio M10 el valor inferior a 15 puede ser indicativo de que estas aguas han viajado a través de zonas más permeables. El resto de las muestras presentan valores en la relación rNa^+/rK^+ mayores a 15, indicando un flujo lateral y enfriamiento conductivo, este último podría ser el caso de las muestras de los sitios M7 y M8 que por corresponder a manantiales y ser aguas termominerales es posible que también estén asociadas a zonas de flujo ascendente, pero que al aproximarse a la superficie se mezclen con aguas más frías, incrementando así su valor en la relación rNa^+/rK^+ .

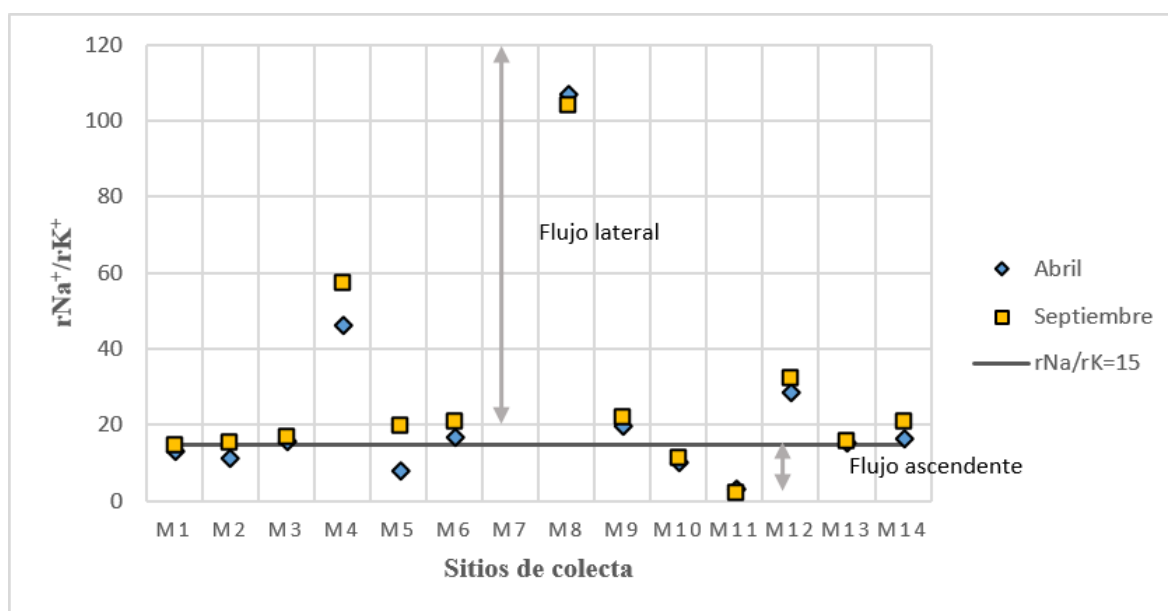


Figura 46. Valores de la relación rNa^+/rK^+ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.

9.6.3 Relación $rCl^-/rHCO_3^-$

En aguas continentales tiene normalmente un valor entre 0.1 y 5 (Custodio, 2001). En el área de estudio todas las muestras a excepción de la del sitio M1 cumplen con esta condición (Anexo D, Cuadro 14; Figura 47), lo que indica que el agua de recarga es agua dulce (Muhie y Salih, 2016). El incremento de la relación en la muestra del sitio M1 podría sugerir un mayor avance en el sentido del flujo subterráneo y a su vez en el proceso de concentración de sales; de acuerdo con la relación

rMg^{2+}/rCa^{2+} en esa muestra no existe reducción de sulfatos, lo que también explica su valor tan elevado. Adicionalmente, en el diagrama de Gibbs para aniones se observa que es la única muestra que cae en el campo de la evaporación, por lo que se infiere que el aumento en la relación $rCl^-/rHCO_3^-$ es provocada por procesos de evaporación, reducción de HCO_3^- y precipitación de $CaCO_3$.

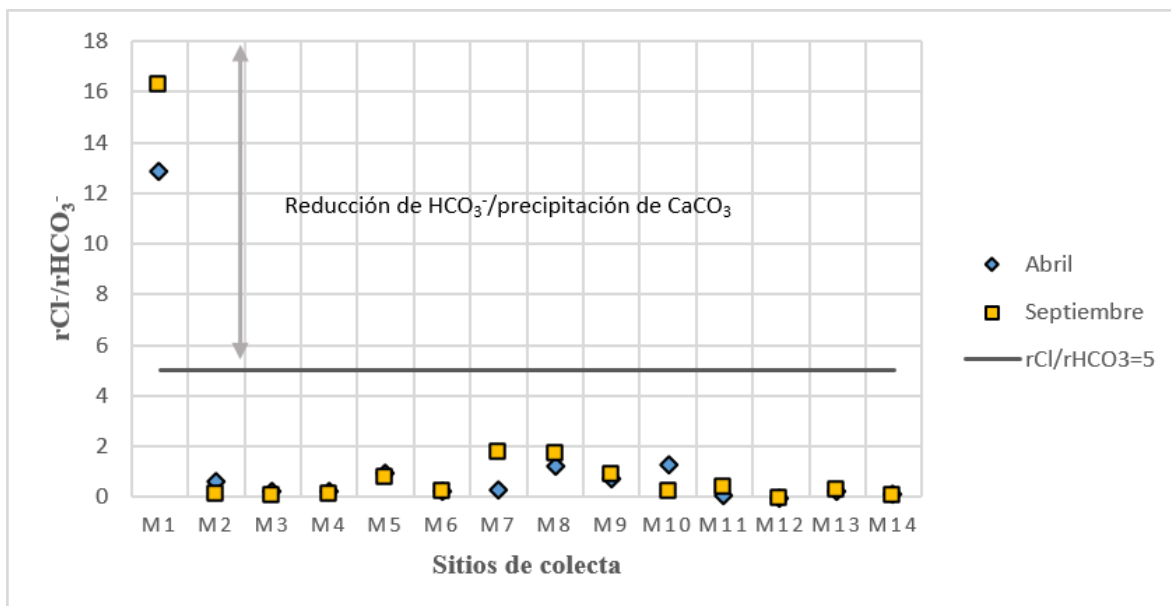


Figura 47. Valores de la relación $rCl^-/rHCO_3^-$ en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.

9.6.4 Relación rSO_4^{2-}/rCl^-

Este índice se puede usar como un indicador de aportes suplementarios de SO_4^{2-} ajenos al origen marino (Gómez *et al.*, 2010). Donde el Cl^- es considerado conservativo como indicador del movimiento del agua. En general en este estudio, se observan valores por encima del correspondiente al agua continental (0.4; Figura 48), que indican un origen para el SO_4^{2-} diferente del marino ya que, al ser la Cuenca Lago de Pátzcuaro-Cuitzeo una cuenca de tipo endorreica, el agua subterránea no tiene contacto directo con el agua de mar; más bien el SO_4^{2-} podría relacionarse con otras fuentes como la presencia de minerales sulfatados. El bajo valor de la relación rSO_4^{2-}/rCl^- varía entre 0 y 0.97 y puede indicar también un bajo contenido de sales de SO_4^{2-} en los materiales del acuífero; mientras que el alto valor de la relación varía entre 1.182 y 3.211, sugiriendo un alto contenido de yeso y anhidrita.

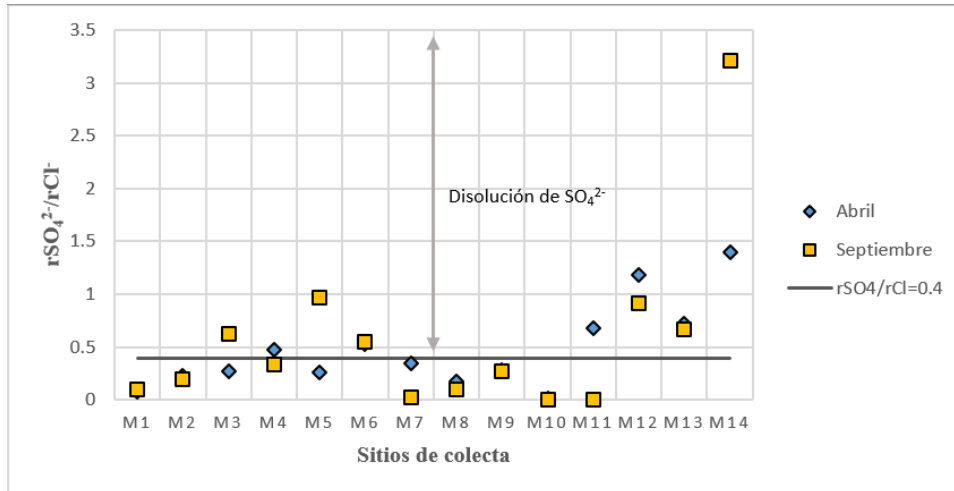


Figura 48. Valores de la relación rSO_4^{2-}/rCl^- en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.

9.6.5 Valor $k_r = \sqrt[3]{rCa \cdot (rH_2CO_3)^2}$

Cuando se produce una reducción de SO_4^{2-} , el valor k_r suele aumentar. Con las precipitaciones de CO_3Ca el valor k_r puede crecer notablemente y puede ser un indicador en ausencia de fenómenos de reducción de SO_4^{2-} (Custodio, 2001). Para este estudio (Figura 49), los altos valores de k_r en las muestras de los sitios M2, M5, M10, M11, M12 y M14, responden al proceso de reducción de SO_4^{2-} como bien se refuerza con los valores de la relación rMg^{2+}/rCa^{2+} ; mientras que en las muestras de los sitios M3, M4, M6, M9 y M13 los altos valores de k_r sugieren la posible precipitación de CO_3^{2-} .

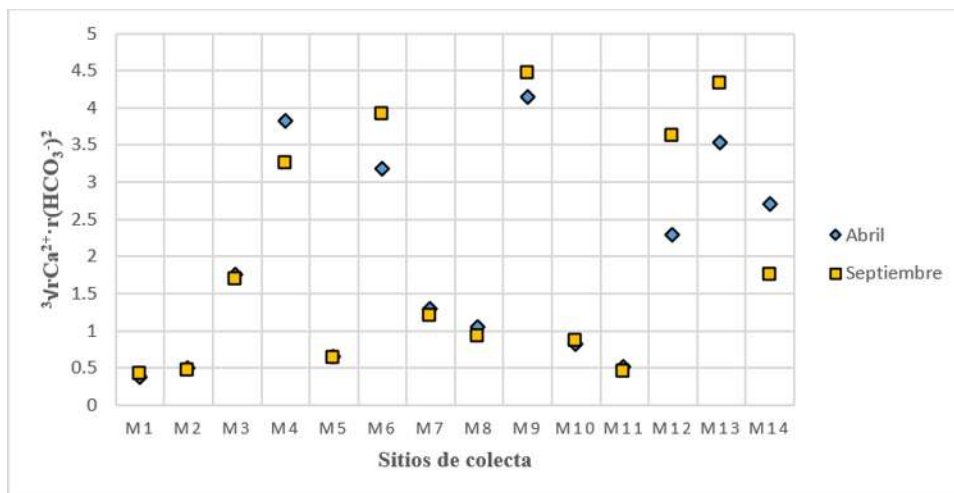
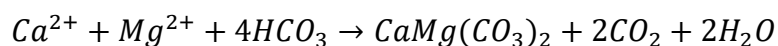
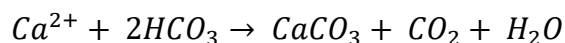


Figura 49. Valores de k_r en las muestras de agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo y procesos hidrogeoquímicos asociados.

9.7 Índices de saturación (SI)

El índice de saturación (SI, por sus siglas en inglés) describe cuantitativamente la desviación del equilibrio del agua con respecto a los minerales disueltos, se utiliza para predecir y estimar la reactividad mineral en el sistema de agua subterránea. Un índice de saturación negativo ($SI < 0$) indica subsaturación y, por lo tanto, disolución de la fase mineral. Tal valor podría reflejar el carácter del agua de una formación con una cantidad insuficiente de mineral para solución o tiempo de residencia corto. El índice positivo ($SI > 0$) indica que el agua está sobresaturada con respecto a la fase mineral particular, por lo tanto, incapaz de disolver más mineral en la misma condición fisicoquímica, la fase mineral en equilibrio puede precipitarse. Un SI neutro ($SI = 0$) indica un estado de equilibrio con la fase mineral particular (Muhie y Salih, 2016).

En este estudio se calcularon los índices de saturación con respecto a la anhidrita (CaSO_4), aragonita (CaCO_3), calcita (CaCO_3), dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), halita (NaCl) y yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$); los resultados (Cuadro 15, Anexo E) señalan que todas las muestras están moderadamente subsaturadas con respecto a la anhidrita (a excepción de M10 y M11 que están en equilibrio), lo que indica su potencial para disolverse en el agua subterránea, explicando también el incremento en los valores de la relación $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ en algunas muestras, el mismo escenario se repite con el yeso. En el caso de la aragonita, calcita y dolomita, todas las muestras están ligeramente subsaturadas, es decir, sus valores de SI son cercanos al equilibrio (exceptuando la M4 que está sobresaturada), por lo que se deduce el proceso de disolución, pero al mismo tiempo no se descarta el proceso de precipitación. La disolución de minerales de carbonato controla los equilibrios de carbonato y causa saturación con respecto a la dolomita y calcita de acuerdo con las siguientes reacciones (Muhie y Salih, 2016):



En cuanto a la halita, todas las muestras están subsaturadas, sugiriendo también, disolución de esta fase mineral.

De los resultados anteriores se puede deducir que la subsaturación y por lo tanto la disolución que presentan la anhidrita, aragonita, calcita, dolomita, halita y yeso, se debe a que son minerales poco estables en las condiciones fisicoquímicas que rigen los acuíferos; pues los minerales más estables suelen disolverse lentamente (Barragán *et al.*, 2001). Por otro lado, la

subsaturación de anhidrita, yeso y halita, puede indicar mecanismos de baja disolución de las fases de minerales de sulfato y cloruros dentro de los acuíferos huésped (Muhie y Salih, 2016), es decir, que dentro de los acuíferos hay cantidad insuficiente de minerales para la solución o que el tiempo de residencia del agua ha sido corto, lo cual explicaría el predominio de la facies $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$ en la mayoría de las muestras.

9.8 Relaciones entre los parámetros fisicoquímicos

Los coeficientes de correlación obtenidos aplicando el método de correlación de Pearson entre los diferentes parámetros se observan en el Anexo F, Cuadro 16.

Debido a que la conductividad eléctrica es función de la concentración y de la naturaleza de las sales disueltas; en las muestras estudiadas, éste parámetro presenta una fuerte correlación con los sólidos disueltos totales, Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- y PO_4^{3-} . La conductividad eléctrica también está fuertemente correlacionada con la temperatura; de acuerdo con Castany (1975) y Mazor (2001), la conductividad eléctrica de una solución de agua, aumenta y varía proporcionalmente con la temperatura, ya que de ésta depende la solubilidad de los minerales formadores de las rocas. Lo anterior, igualmente explica la correlación significativa entre sólidos disueltos totales, Na^+ , K^+ , Cl^- y PO_4^{3-} con la temperatura. Como era de esperarse, Ca^{2+} y Mg^{2+} tienen una correlación positiva con la dureza total, debido a que este parámetro está basado en el contenido global en sales de Ca^{2+} y Mg^{2+} del agua. Así mismo, los bicarbonatos se correlacionan fuertemente con la alcalinidad total y con Ca^{2+} , con la alcalinidad total porque es un parámetro que es resultado de la suma de las especies disueltas en el agua que conforman el sistema de los carbonatos: CO_2 , HCO_3^- y CO_3^{2-} ; y con Ca^{2+} , ya que los compuestos de Ca^{2+} son solubles en forma de bicarbonato aportando así al medio hídrico Ca^{2+} y otros iones como Na^+ , K^+ y Mg^{2+} (Sol, 2013). La alta correlación entre los sólidos disueltos totales y Na^+ , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- y PO_4^{3-} están directamente relacionados con la salinidad del agua. Existe también alta correlación entre el K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- y el Na^+ ; específicamente la correlación entre Cl^- y Na^+ indica la predominancia del desgaste químico y lixiviación de sales cloruradas (Rezaei y Hassani, 2018); mientras que la fuerte correlación entre SO_4^{2-} y Na^+ sugiere que parte de este ion se deriva de la meteorización de minerales de sulfato de magnesio y sodio.

9.9 Geoquímica de los elementos traza

9.9.1 Especiación química y diagrama de Eh-pH

Debido a que la mayoría de elementos traza analizados registraron concentraciones por debajo del límite de detección del equipo, la especiación química solamente se pudo realizar para el arsénico.

En el área de estudio, el arsénico se encuentra con estado de oxidación (V) en forma de arseniato en tres diferentes especies: HAsO_4^{2-} , H_2AsO_4^- y AsO_4^{3-} . En la Figura 50, se representa la especiación química de arsénico y el porcentaje de cada especie en los 14 sitios de muestreo para las temporadas cubiertas por este estudio.

En la temporada de estiaje (Figura 50), la especie predominante de arseniato en todas las muestras es HAsO_4^{2-} , cuya concentración es mayor del 61%; seguidamente se encuentra H_2AsO_4^- , con proporciones de hasta 40%; particularmente el ion arseniato (AsO_4^{3-}), se presenta únicamente en 5 sitios (M1, M4, M5, M7 y M8) que corresponden a manantiales y en concentraciones que no superan el 1%.

En la temporada de precipitación (Figura 50) sigue prevaleciendo y predominando la especie HAsO_4^{2-} , con algunas variaciones importantes, en las muestras de los sitios M1, M3, M4, M7, M8 y M14 se manifiesta un ligero incremento en la proporción de esta especie, mientras que en las muestras de los sitios M2, M5, M6, M9, M10, M11, M12 y M13, se presenta una disminución significativa. El incremento en la proporción de HAsO_4^{2-} en M1, M2, M3, M4, M7, M8 y M14, dio lugar a la disminución de H_2AsO_4^- en las mismas muestras; por el caso contrario, en aquellas en donde ocurrió un descenso del HAsO_4^{2-} (M2, M5, M6, M9, M10, M11, M12 y M13), ocurrió también un incremento de H_2AsO_4^- . Por su parte, la especie AsO_4^{3-} se mantuvo en las muestras de los sitios M1, M4, M5, M7 y M8, advirtiendo un aumento en todas éstas y apareciendo por primera vez en la muestra del sitio M14.

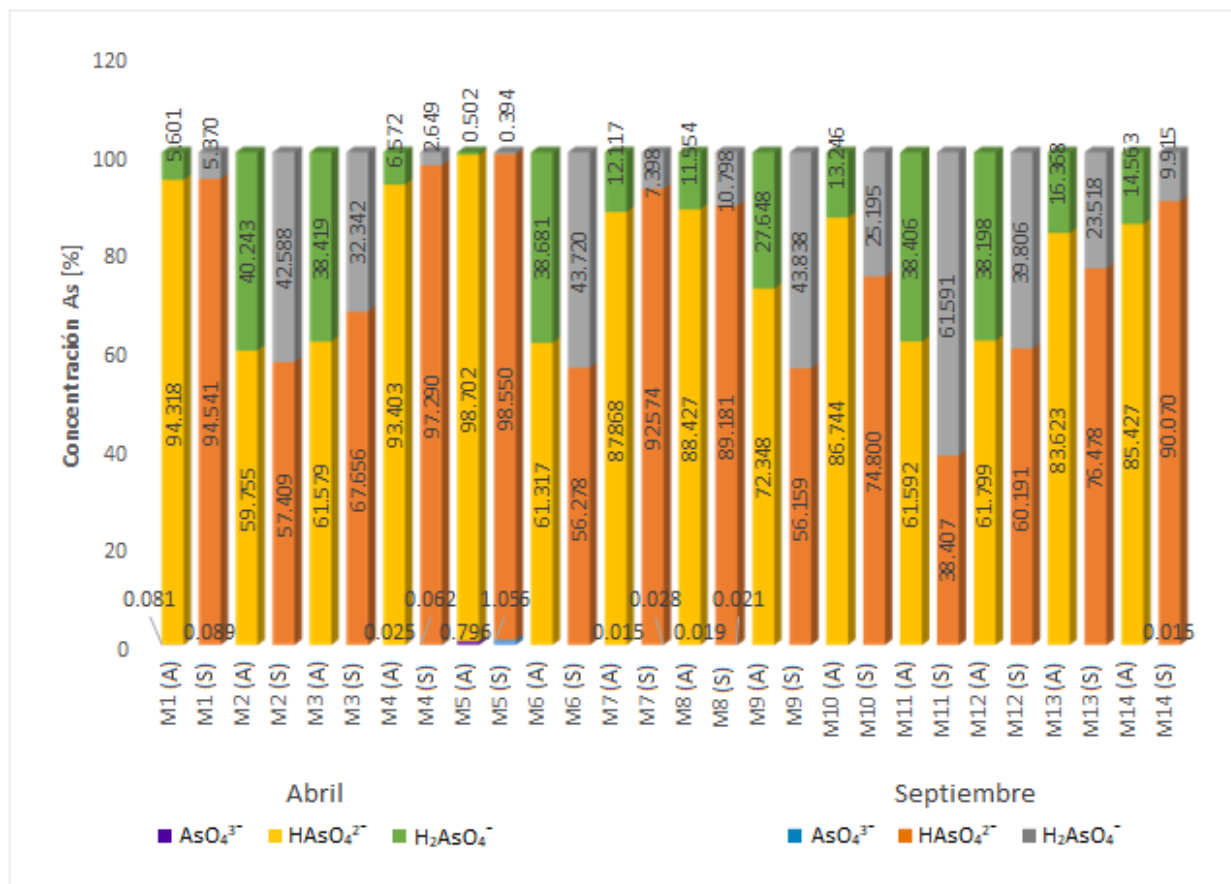


Figura 50. Especies predominantes de As (V) en los sitios de colecta.

M1 (Los Hervideros), M2 (La Playa), M3 (Andocutín), M4 (Uruetaro), M5 (Agua Azul), M6 (Santa Rita), M7 (Los Baños), M8 (El Salitre), M9 (Copándaro de Galena), M10 (Chucándiro), M11 (San Cristóbal), M12 (Capacho), M13 (Jeruco) y M14 (Rancho Nuevo).

El modelo de especiación química para el arsénico en las condiciones que establecen los valores de pH y Eh registrados en este estudio, deja por sentado que la especie predominante en la mayoría de los sitios a excepción del M11, es arseniato en su forma HAsO_4^{2-} (Figura 51), especie típica y estable en condiciones oxidantes (Freeze y Cherry, 1979; Khair *et al.*, 2014; Navarro y Martín, 2015; Duarte, 2016) y de pH alto, en este caso pH mayor a 7 o con tendencia alcalina, condición que favorece el aumento en la concentración de arsénico en el agua subterránea (Alconada *et al.*, 2017). Aunado al estado pentavalente del arsénico, la ausencia de especies trivalentes en todas las muestras, refuerza la idea de las condiciones oxidantes en las que se presenta el arsénico en el área de estudio, pues generalmente el arsénico (III) es más predominante y móvil en sistemas de aguas subterráneas (Adriano, 2001) con ambientes reductores. La muestra del sitio M11 que fue la única que presentó la fase H_2AsO_4^- como especie dominante, fue también la única

con el pH más bajo (6.74). Otra de las especies con gran dominio en estas aguas es H_2AsO_4^- , la cual se caracterizó por presentarse en muestras con valores de pH cercanos a la neutralidad.

Bundschuh *et al* (2006) indican que la presencia de arsénico (V) en condiciones alcalinas y sistemas oxidantes como el sistema del entorno del Lago de Cuitzeo, posiblemente se debe a la hidrólisis de silicatos, disolución de carbonatos bajo la presencia de vidrio volcánico, arcillas, hidróxidos, óxidos o el proceso de intercambio con el hierro; todos estos procesos teniendo lugar principalmente donde el flujo lento (tiempo de residencia prolongado) del agua en los materiales del acuífero, disminuye la oportunidad de eliminar el arsénico del sistema. Así mismo, en condiciones oxidantes, la pirita que contenga arsénico se alterará dando lugar a óxidos de hierro y liberando gran cantidad de sulfato y arsénico (Renau, 2010).

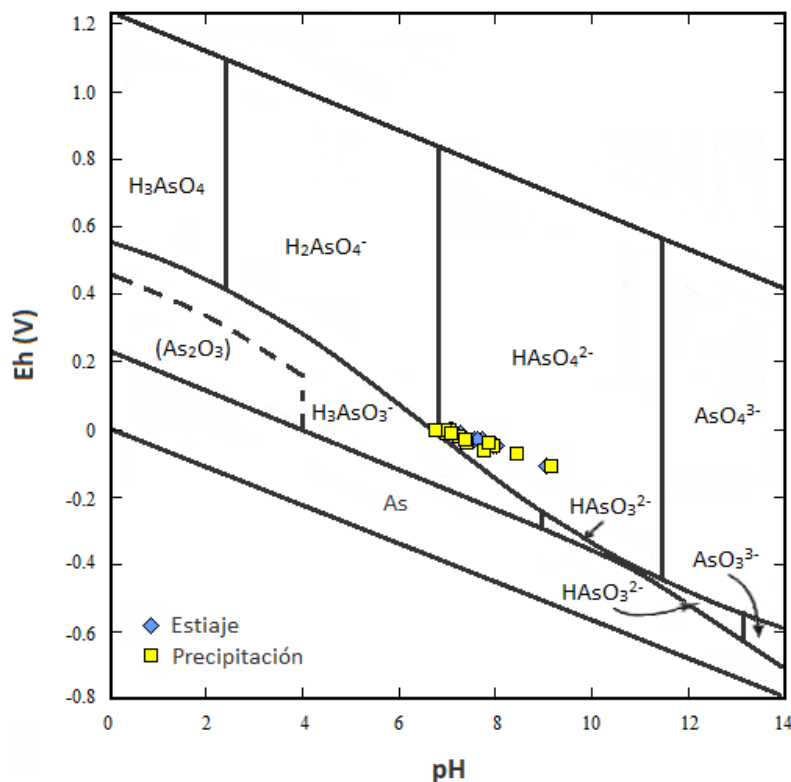


Figura 51. Diagrama Eh-pH del As.

La Figura 52 muestra los valores de arsénico contra los de pH. Se observa que las mayores concentraciones de arsénico se asocian con aguas de pH neutro a alcalino, específicamente en el rango de 7 a 8. Varios estudios han demostrado que las especies de arsénico naturalmente se adsorben a la superficie de una gran cantidad de materiales que conforman los acuíferos, como los

minerales de óxido e hidróxido, especialmente hierro, aluminio y oxihidróxidos de manganeso; minerales arcillosos, etc. (Arai *et al.*, 2001, Stollenwerk 2003, en Sappa *et al.*, 2014; Mejía-González, 2014); en aguas ácidas o con un pH neutro, sin embargo, cuando el pH se vuelve alcalino, el arsénico y otros elementos que forman oxianiones se liberan de los óxidos de hierro y manganeso por desorción (Pazand y Javanshir, 2013), siendo así, los datos de este estudio advierten que la desorción del arsénico de los óxidos de hierro y manganeso, podría ser un proceso significativo en el agua subterránea del entorno del Lago de Cuitzeo.

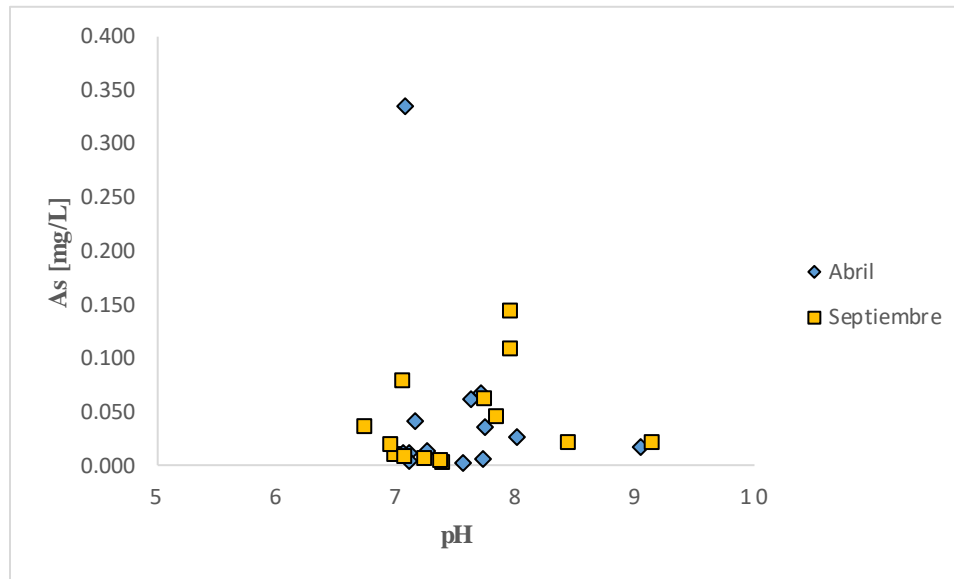


Figura 52. Concentración de As en el agua en función de los valores de pH.

9.9.2 Ocurrencia y distribución de arsénico y fluoruro

En el área de estudio, tanto el arsénico como el fluoruro pueden ser de origen geogénico, teniendo en consideración que el Estado de Michoacán se ubica dentro de una zona tectovolcanicamente activa: El Cinturón Volcánico Transmexicano (Siebe *et al.*, 2006; Ferrari *et al.*, 2012), el cual se caracteriza por albergar una gran serie de sistemas volcánicos y por poseer abundante actividad hidrotermal (Jácome, 2019). La presencia de elementos traza en los sistemas hidrotermales se debe a la profundidad de circulación del agua, las elevadas temperaturas, el pH (que permite la alteración de los minerales, incluida la tendencia a la precipitación-disolución de ciertos minerales y sorción-desorción de elementos, Morales *et al.*, 2015), las presiones y en ocasiones el largo tiempo de contacto con las formaciones que componen el acuífero (Custodio, 2001). El arsénico junto con el fluoruro, antimonio, boro, litio, mercurio, selenio y talio, son elementos ubicuos en entornos

geotérmicos de alta temperatura (Custodio, 2001; Barriger y Reilly, 2013). De acuerdo con Bundschuh *et al.* (2012) algunas de las mayores concentraciones de arsénico en aguas subterráneas en México, se han registrado en las áreas geotérmicas del Estado de Michoacán; las rocas huésped a través de las cuales han subido estas aguas incluyen areniscas y lutitas, flujos de lava y piroclastos y rocas carbonatadas, basaltos y andesitas (Barringer y Reilly, 2013).

En la Figura 53 (A, B y C), se puede observar que las muestras con mayor concentración de arsénico y fluoruros corresponden a muestras de agua de manantiales (M1, M2, M7, M8 y M11), los cuales se encuentran cerca de zonas geotérmicas y fallas, en este último caso, estas estructuras pueden permitir la migración de flujos hidrotermales con arsénico y otros elementos traza al sistema acuífero (Rodríguez *et al.*, 2016).

Aunado a lo anterior, las muestras con mayor concentración de arsénico y fluoruros fueron tomadas sobre áreas o cerca de áreas con litología de carácter volcánico (basaltos, tobas ácidas, riolitas, andesitas, brechas volcánicas; Figura 53 D); el material volcánico ácido (riolita, toba) es muy reactivo y los elementos volátiles, tal como el arsénico y los fluoruros pueden transferirse posteriormente al sistema de agua durante las interacciones agua-roca (Pazand y Javanshir, 2013). Se ha encontrado que las rocas riolíticas, contienen cantidades significativas de arsénico y flurouro que se pueden liberar e incorporar al agua subterránea en condiciones oxidantes y de alta temperatura (Robertson, 1989; Christiansen *et al.*, 1986, Ortega, 2009; Rango *et al.*, 2010). El arsénico además de asociarse con los sulfuros metálicos, también se encuentra en minerales formadores de roca, tal como los silicatos (Appelo y Postma, 2005; Morales *et al.*, 2015), éstos son componentes importantes de las rocas que cubren el área de este estudio y por las relaciones $rCa^{2+}/rMg^{2+} > 2$, se sabe que existe el proceso de meteorización de los mismos, por lo tanto, la presencia de arsénico podría estar también vinculada con la presencia de material silíceo y sus productos de intemperismo. La meteorización de rocas volcánicas que contienen feldespato sódico provoca la formación de arcillas ricas en sodio, la incorporación en solución de Na^+ , OH^- y ácido silíceo ($2H_4SiO_4$) o Na^+ , HCO_3^- y ácido silíceo, lo cual contribuye al incremento de la alcalinidad y por lo tanto de pH, dando como resultado una condición que favorece la liberación y movilidad del arsénico (Ortega, 2009; Rango *et al.*, 2010).

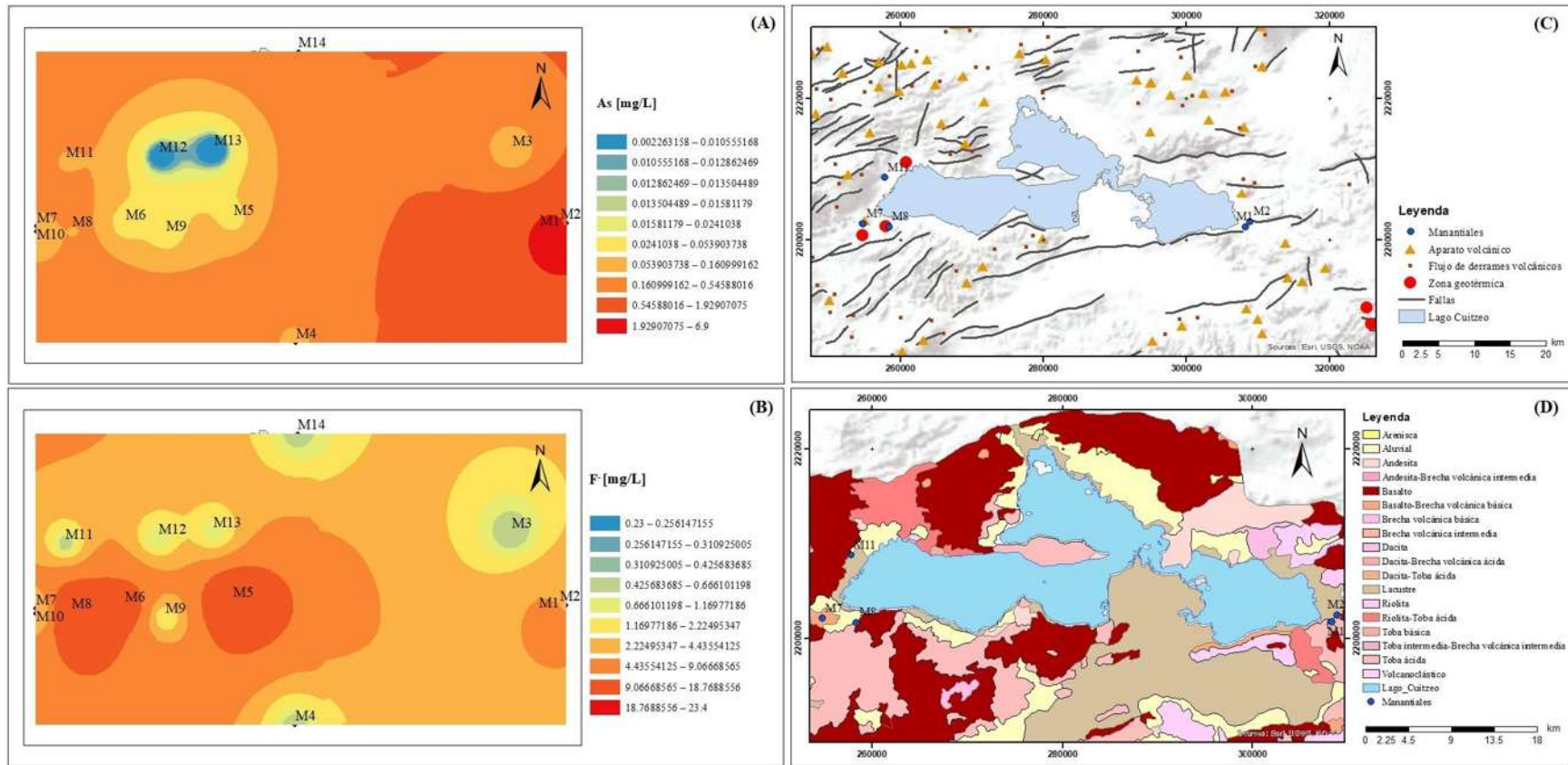


Figura 53. (A) Mapa de predicción de la distribución espacial del arsénico en temporada de estiaje; (B) Mapa de predicción de la distribución espacial de los fluoruros en temporada de estiaje; (C) Mapa de estructuras geológicas y (D) Mapa litológico del área de estudio.

El control más común sobre las concentraciones de fluoruro en fluidos geotérmicos es la solubilidad de la fluorita (CaF_2); otro proceso vinculado con las altas concentraciones de fluoruro en este estudio, es el ablandamiento del agua (o intercambio iónico) que provoca la eliminación de Ca^{2+} de la solución mediante el reemplazo de iones Na^+ en las matrices de los acuíferos; este ablandamiento no permite la precipitación de CaF_2 , pero sí permite la libre movilidad del ion fluoruro en el agua con concentraciones bajas de Ca^{2+} (Rango *et al.*, 2010); adicionalmente, el fluoruro también se encuentra en minerales primarios de rocas ígneas. Así también la formación de otros minerales de calcio como la calcita, el yeso o la anhidrita puede disminuir las concentraciones de calcio y aumentar el contenido de fluoruro si se mantiene el equilibrio mineral-agua (Nodstrom, 2011). Además, al existir una facies bicarbonatada-sódica (ver diagrama de Piper) en el agua subterránea, durante la interacción agua-roca, el agua rica en NaHCO_3 acelera la disolución de los minerales, liberando F^- en el agua a través del tiempo (Huízar *et al.*, 2016).

Por otro lado, en la figura 54 (A, B, C y D) se observa que las muestras correspondientes a agua de pozos, también fueron tomadas cerca de fallas y de rocas volcánicas; por lo que los elementos traza presentes en estas muestras podrían tener el mismo origen que los elementos traza presentes en los manantiales. Un estudio realizado por Morales *et al.* (2015) en el municipio de Juventino Rosas ubicado en El Bajío Guanajuatense, el cual se encuentra en el Cinturón Volcánico Transmexicano; se compone de rocas volcánicas como las riolitas, ignimbritas, basaltos, andesitas y sedimentos lacustres, además de que las fallas y fracturas también son características; lo anterior, sugiere que la meteorización química de las rocas volcánicas (principalmente de riolitas) es la fuente más probable de arsénico y fluoruros en las aguas subterráneas. Además de que el flujo de agua subterránea térmica moviliza arsénico y fluoruros desde unidades de roca más profunda a través de las fallas y fracturas; estos procesos podrían explicar el origen del arsénico y fluoruros en el agua subterránea de la rivera del Lago de Cuitzeo debido a la similitud en las condiciones geológicas. Otro estudio realizado por Ortega (2009) en la Cuenca Independencia, en donde el entorno geológico también es parecido al de este estudio; demuestra que el origen del arsénico se asocia a la disolución de silicatos, en particular de los feldespatos y la biotita (componentes esenciales de las rocas volcánicas); el origen del fluoruro se asocia tanto a la disolución de fluorita como de silicatos y al ascenso vertical de agua termal, procesos que ocurren en la zona estudiada y que por lo tanto también podrían explicar la presencia de elementos traza en la misma.

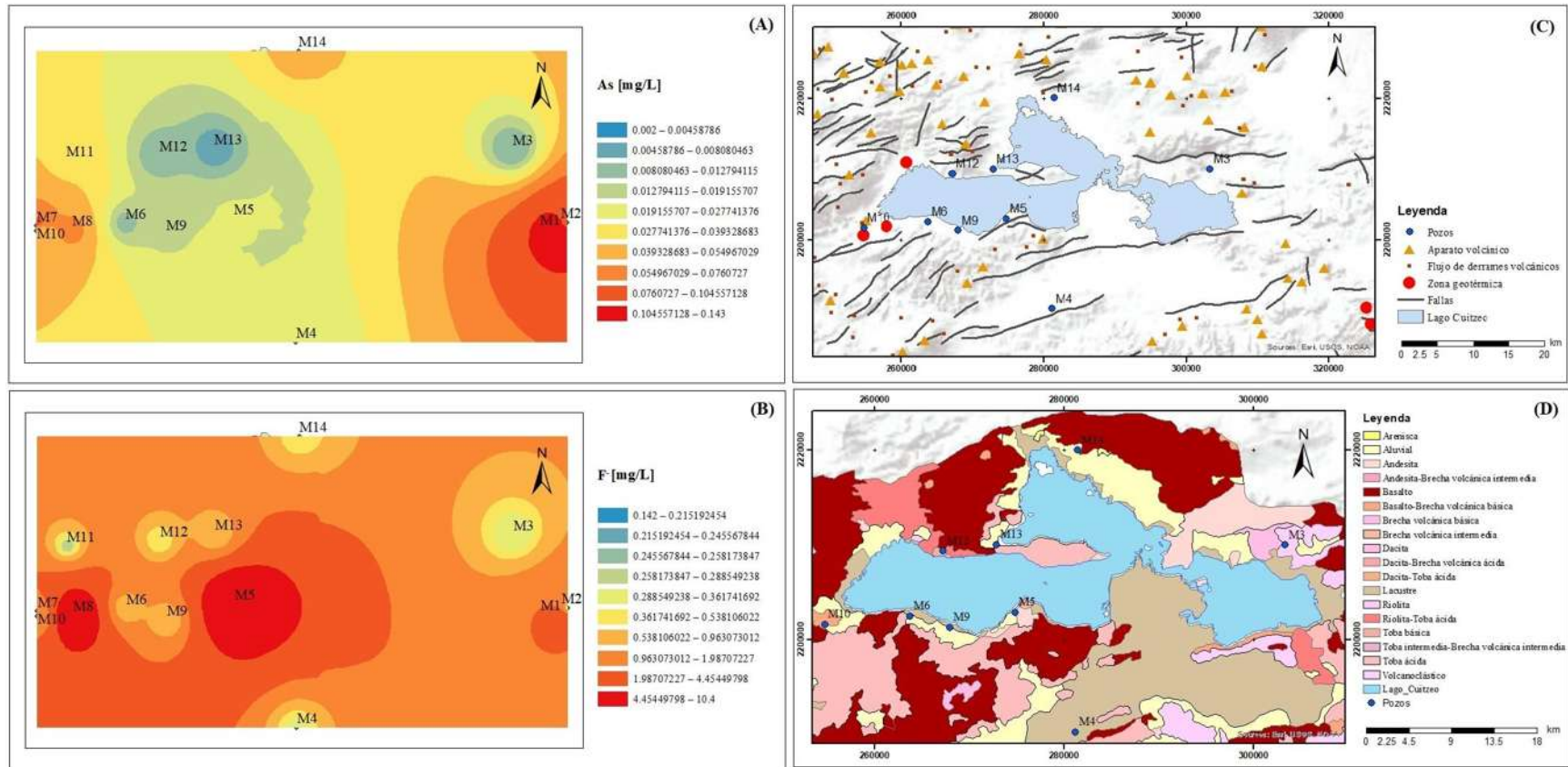


Figura 54. (A) Mapa de predicción de la distribución espacial del arsénico en temporada de precipitación; (B) Mapa de predicción de la distribución espacial de los fluoruros en temporada de precipitación; (C) Mapa de estructuras geológicas y (D) Mapa litológico del área de estudio.

9.9.3 Factores que afectan la concentración de arsénico y fluoruro en las aguas subterráneas

En este estudio el análisis de coeficientes de correlación se utilizó para comprender la relación del arsénico y fluoruro con los diferentes parámetros fisicoquímicos. El cuadro 17 (Anexo G) muestra el coeficiente de correlación de las concentraciones de arsénico y flúor con los parámetros fisicoquímicos. El arsénico presenta correlaciones positivas superiores a 0.5 con Na^+ (0.609) y con Cl^- (0.718) y negativa con HCO_3^- (-0.635) y con Ca^{2+} (-0.50), esto indica que el metaloide está asociado a la disolución de los minerales ricos en Na^+ y Cl^- , contenidos en las rocas regionales de composición ácida como las riolitas (que tienen minerales ricos en Na^+ - SiO_2 - K^+) y las rocas de composición básica como los basaltos y andesitas, que tienen minerales ricos en Fe-Mg-Mn-Cl- SO_4^{2-} (Morales *et al.*, 2015). La correlación negativa entre el arsénico y HCO_3^- , es complicada, debido a que las aguas con alto contenido de arsénico contienen también una concentración elevada de HCO_3^- en el área de estudio. Esto puede estar relacionado con la oxidación de la materia orgánica por microorganismos durante la reducción de los oxihidróxidos de hierro y la liberación de arsénico o con la desorción de oxianiones de arsénico bajo el efecto de sorción competitiva de una concentración elevada de HCO_3^- . Sin embargo, con el aumento en la concentración de HCO_3^- es probable que la dolomita y la calcita precipiten a un pH alto (Pazand y Reza, 2013). Esto puede explicar parte de la correlación negativa entre el arsénico y el HCO_3^- . La muy baja correlación del arsénico con SO_4^{2-} (0.043) sugiere que no está vinculado a la disolución de sulfuros de hierro (pirita y arsenopirita, Ortega, 2009). Otro factor que también influye en la liberación de arsénico en el agua subterránea del área estudiada como lo muestra su moderada correlación positiva (0.646) es la temperatura.

Por otro lado, el fluoruro presenta una correlación positiva superior a 0.5 con el pH (0.622). Debido al radio iónico similar que tienen el fluoruro y el OH^- a menudo se sustituyen entre sí dentro de los minerales tipo arcilla, el OH^- igualmente puede reemplazar al fluoruro en minerales que contienen flúor como la biotita o la apatita (Magesh *et al.*, 2016). Los minerales tipo arcilla, que están contenidos en los sedimentos pueden retener iones fluoruro en sus superficies. En condiciones alcalinas los iones OH^- tienden a desplazar más fluoruro al agua subterránea (Khair *et al.*, 2014). Esto explica por qué las muestras con las concentraciones más elevadas de fluoruro son aquellas con pH superior a 7. La temperatura (0.695), el Na^+ (0.679) y el SO_4^{2-} (0.621) también mostraron fuerte correlación con el fluoruro. La correlación positiva con Na^+ da indicios de otros procesos que se están llevando a cabo, tal como la precipitación de la calcita/dolomita y el intercambio

catiónico que reducen la concentración de Ca^{2+} , favoreciendo la formación de agua sódica (Ver diagramas de Piper), la cual beneficia la génesis de agua subterránea con alto contenido de fluoruros (Khair *et al.*, 2014). El fluoruro muestra correlación negativa con el Eh (0.708) y con Mg^{2+} (-0.798). La correlación entre las concentraciones de arsénico y fluoruro son bajas (0.204), indicando cierta independencia geoquímica.

9.9.4 Índice de saturación con respecto a la fluorita

En general, la disolución de minerales que contienen flúor como la fluorita, se considera la principal fuente de altas concentraciones de F^- en el agua subterránea (Magesh *et al.*, 2016). En el área de estudio todas las muestras están de ligera a moderadamente subsaturadas con respecto a la fluorita, con excepción de la muestra del sitio M6 que está ligeramente sobresaturada, por lo que la disolución de esta fase mineral podría explicar parte de la abundancia de F^- en el agua subterránea de la ribera del Lago de Cuitzeo. Sin embargo, la subsaturación también indica que dentro de los acuíferos hay cantidad insuficiente de minerales halogenuros para la solución, por lo que el F^- debe tener otra fuente además de la fluorita, de esta manera se confirma la participación de procesos adicionales en el origen del F^- .

10. CONCLUSIONES

- Las concentraciones de arsénico y fluoruros en todas las muestras tomadas en los manantiales superan los valores de los límites máximos permisibles mexicanos y de la Organización Mundial de la Salud, por lo que la población que utiliza estas aguas, aunque sea de forma recreativa, no deja de estar expuesta a elementos como el arsénico y los fluoruros que por su concentración (>0.025 y >1.5 , respectivamente) podrían resultar tóxicos, pues se ha comprobado que éstos además de la vía oral e inhalatoria, se absorben también a través de la piel.
- La muestra M14 que fue tomada de un pozo de uso público urbano/doméstico, presentó la concentración máxima de arsénico de entre todos los pozos incluyendo el de uso recreativo y el de riego, por lo que el agua que se extrae del pozo representa una fuente de contaminación para quienes la consumen, ya que, al consumirla, el arsénico y los fluoruros se absorben directamente al sistema digestivo. Se concluye entonces, que el agua de este pozo no es apta para uso y consumo humano.
- A partir de las distintas facies hidrogeoquímicas reportadas en este estudio, se concluye que en el área de estudiada existen por lo menos tres acuíferos distintos.
- Con base en los cálculos de los índices hidrogeoquímicos, se concluye que los procesos de evaporación e interacción agua-roca que implican meteorización y disolución mineral, son los procesos responsables de la liberación de aniones y cationes en el agua subterránea estudiada. El intercambio iónico normal e inverso, también es partícipe en la liberación de iones.
- En todas las muestras, el estado de oxidación predominante del arsénico fue el As (V).
- Las concentraciones de arsénico (V), fluoruros y componentes mayores encontrados se asocian a diferentes procesos hidrogeoquímicos.
- Los valores positivos de los coeficientes de correlación, reflejan que existen otros factores como la temperatura y el pH que intervienen en la liberación de arsénico y fluoruro en el agua subterránea.
- La baja correlación del As con SO_4^{2-} sugiere que no está vinculado a la disolución de piritita y arsenopiritita.
- En este estudio se observa que el zinc no rebasa el LMP mexicano por lo que su presencia no es significativa desde el punto de vista ambiental.

- El agua de los sitios M3, M10 y M12 únicamente infringen los parámetros bacteriológicos, por lo que, al aplicarles un proceso de desinfección, el agua quedaría apta para su uso y consumo humano de acuerdo con lo establecido en la normatividad mexicana.
- El agua de los sitios M1, M2, M4, M5, M6, M7, M8, M9, M11, M13, M14, no cumplen con la NOM en parámetros tales como la temperatura, conductividad eléctrica, sólidos disueltos totales, pH, dureza total, concentraciones de sodio, bicarbonatos, cloruros, arsénico, fluoruros y presencia de coliformes fecales, por lo que se pueden considerar como no aptas para uso y consumo como agua potable.

11. RECOMENDACIONES

- Debido a que, en las muestras tomadas en los manantiales, el arsénico se encuentra en concentraciones superiores al LMP y que muchas personas utilizan estas aguas para realizar actividades cotidianas como bañarse, lavar ropa, etc. y no que existe un nivel seguro de exposición, se recomienda organizar campañas de información para que la población conozca sobre los peligros y daños que provoca la exposición continua al arsénico y otros elementos traza.
- Teniendo en consideración que el agua estudiada además de ser utilizada en actividades domésticas, muchas veces es ingerida; es recomendable que en los sitios M1, M2, M7, M8, M11 y en especial M14 que fue el que manifestó las concentraciones más elevadas de arsénico, se tenga un control especial para su uso y consumo, evitando así daños a la salud.
- Como complemento a este estudio, se recomienda realizar un análisis hidrogeológico para comprender y explicar mejor los procesos que le atribuyen las propiedades fisicoquímicas al agua estudiada.
- Para la medición de elementos traza se recomienda aplicar la técnica de Espectrometría de Masas por Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), ya que esta técnica ofrece una mayor sensibilidad para detectar elementos traza que se encuentran en concentraciones por debajo de los límites de detección de la técnica utilizada en este estudio (Espectroscopía de absorción atómica).
- Se recomienda utilizar este trabajo como una evidencia científica a partir de la cual se establezcan los correspondientes cambios normativos, sobre todo en las zonas más

afectadas por la presencia en el agua de especies químicas en concentraciones que pueden resultar tóxicas.

12. REFERENCIAS

- Adriano, D. C. (2001). *Trace Elements in Terrestrial Environments. Biochemistry, Bioavailability and Risk of Metals*. New York: Springer.
- Alconada, M. M., Damiano, F., Carrillo, R. J. y Fagundo, C. J. (2017). Arsenic and fluoride in water in northwestern Buenos Aires: their association with natural landscape elements. *Journal of Geography and Regional Planning*, 10(2), 8-27.
- Alfaro, R., Martínez, V., Segovia, N., Peña, P., López, M. B. E., Armienta, M. A., Rangel, J. y Seidel, J. L. (2002). Radon behavior in springs and wells around Cuitzeo lake, Lerma river basin, Mexico. *Geofísica Internacional*, 41(4), 439-445.
- Alfaro, R. (2010). *Estudio de la movilidad y toxicidad de metales pesados y arsénico en agua y sedimentos del lago de Cuitzeo, Michoacán* (Tesis doctoral). Centro Interamericano de Recursos del Agua-Facultad de Ingeniería. Universidad Autónoma del Estado de México.
- Alicali, M. (2018). Hydrogeochemical investigation of geothermal springs in Erzurum, East Anatolia (Turkey). *Environmental Earth Sciences-Springer*, 77(802).
- APHA (2005). Standard methods for the examination of water and wastewater, 20th Ed. American Public Health Association, Washington, DC.
- Appelo, C. A. J. y Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. New York: CRC Press.
- ATSDR (2016). Resúmenes de salud pública-ácido sulfhídrico. Recuperado el 30 de junio de 2019, de https://www.atsdr.cdc.gov/es/phs/es_phs114.html
- Arai, Y., Elzinga, E. J. y Sparks, D. L. (2001). X-ray Spectroscopic Investigation of Arsenite and Arsenate Adsorption at the Aluminum Oxide-Water Interface *Journal of Colloid Interface Science*, 235(1), 80-88.
- Arias, L. M. C. (2008). *Desarrollo de procedimientos para la validación de métodos de análisis de metales en agua por espectrometría de absorción atómica* (Tesis de licenciatura). Escuela Politécnica del Ejército, Ecuador.

- Arreola, C. M. (2014). *Evaluación de la calidad del agua subterránea en función de la presencia de arsénico, flúor y boro en Ciudad Hidalgo, Michoacán* (Tesis de máster). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Barragán, R. R. M., Torres, A. I. S., Ascencio, C. F., Arellano, G. V. M., Portugal, M. E., Torres, R. V. y Martínez, A. A. E. (2001). Equilibrio químico y grado de saturación de minerales en aguas de pozos petroleros del Activo Luna, Tabasco, México. *Ingeniería hidráulica en México*, 16(3), 113-125.
- Barringer, J. L. y Reilly, P. A. (2013). Arsenic in Groundwater: Summary of Sources and the Biogeochemical and Hydrogeologic Factors Affecting Arsenic Occurrence and Mobility. *Current Perspectives in Contaminant Hydrology and Water Resources Sustainability*, Intech.
- Bravo, E. M., García, O. F., Ríos, P. E., Mendoza, C. M., Barrera, C. G., López, G. E., Serrato, B. B. E. y Saénz, R. T. (2008). La Cuenca del Lago de Cuitzeo: Problemáticas, Perspectivas y Retos hacia su Desarrollo Sostenible. *Folleto Lago de Cuitzeo*.
- Bundschuh, J., Giménez, F. E., Guerequiz, R., Pérez, C. A., García, M. E., Deschamps, J., Deschamps, E. (2006). Fuentes geogénicas de arsénico y su liberación al medio ambiente. En Bundschuh, J., Pérez, C. A. y Litter, M. (Ed). *Distribución del arsénico en regiones Ibérica e Iberoamericana*.
- Bundschuh, J., Litter, M. I., Parvez, F., Román, R. G., Nicolli, H. B., Jean, J. S., Liu, C. W., López, D., Armienta, M. A., Guilherme, L. R. G., Cuevas, A. G., Cornejo, L., Cumbal, L., Toujaguez, R. (2012). One century of arsenic exposure in Latin America: a review of history and occurrence from 14 countries. *Science of the Total Environment*, 429, 114-121.
- Bustamante, I. E. A. (2017). *Identificación de procesos hidrogeoquímicos aplicando modelación inversa en el acuífero Soconusco, Chiapas* (Tesis de máster). Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.
- Cabrera, G. A., Medina, O. L. E., Aloalá De Jesús, M., Sanchez, E. J. F. y Ayala, G. J. M. (2010). Características físicas: Suelos. En S. Cram, L. Galicia e I. Israde (Compiladores). *Atlas de*

la cuenca del lago de Cuitzeo: Análisis de su geografía y entorno sociambiental. (pp. 42-45). México.

Cardona, B. A. (1990). *Caracterización físico-químico y origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea del Valle de San Luis Potosí; su relación con el sistema de flujo* (Tesis de máster). Universidad autónoma de Nuevo León. Facultad de Ingeniería Civil. División de Estudios de Posgrado.

Carlón, A. T. y Mendoza, M. E. (2007). Análisis hidrometeorológico de las estaciones de la cuenca del Lago de Cuitzeo. *Investigaciones geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM.* (2), 56-76.

Castany, G. (1971). *Tratado práctico de las aguas subterráneas.* Barcelona: Omega S. A.

Castany, G. (1975). *Prospección y explotación de las aguas subterráneas.* Barcelona: Omega S. A.

Carretero M. I. y Pozo M. (2007). *Mineralogía Aplicada: Salud y Medio Ambiente.* Madrid: Thomson.

CONAGUA (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Morelia-Queréndaro (1602), Estado de Michoacán. *Diario Oficial de la Federación.*

Chacón, C. K. O., Pinedo, A. C. y Rentería, V. M. (2016). Evaluación de elementos traza en agua de río y manantial del área minera de Ocampo, Chihuahua, México. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 32(4), 376-384.

Christiansen, E. h., Sheridan, M. F., Burt, D. M. (1986). The geology and geochemistry of Cenozoic topaz-rhyolites from western United States. *The Geological Society American Special Paper*, 205, 1-82.

Custodio, E. (1974). *Contribuciones al conocimiento geohidrológico de la Isla de Lanzarote (Islas Canarias, España).* Simposio Internacional sobre Hidrología de Terrenos Volcánicos. Gobierno Español-UNESCO-PNUD. Arrecife de Lanzarote.

Custodio, E. (2001). Hidroquímica. En Custodio, E. y Llamas, M. R. *Hidrología subterránea*, segunda edición. Barcelona: Ediciones Omega. (pp. 1008-1153).

- Díaz, R. L. S. (2013). *Evaluación de la calidad en agua y sedimentos del río Grande de Morelia, Michoacán* (Tesis de máster). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- DOF (1994). NOM-117-SSA1-1994, que establece el método de prueba para la determinación de cadmio, arsénico, plomo, estaño, cobre, fierro, zinc y mercurio en alimentos, agua potable y agua purificada por espectrometría de absorción atómica. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/117ssa14.html>
- DOF (2000). NOM-127-SSA1-1994, que establece los límites de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 02 de diciembre de 2019, de <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/m127ssa14.html>
- DOF (2001). Norma Oficial Mexicana NMX-AA-073-SCFI-2001, que establece el procedimiento de análisis para la determinación de cloruros totales en aguas naturales, residuales y residuales tratadas. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/166789/NMX-AA-073-SCFI-2001.pdf>
- DOF (2001). Norma Oficial Mexicana NMX-AA-036-SCFI-2001, que establece el procedimiento de análisis para la determinación de acidez y alcalinidad en aguas naturales, residuales y residuales tratadas. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <https://agua.org.mx/wp-content/uploads/2011/01/nmx-aa-036-scfi-2001.pdf>
- DOF (2001). Norma Oficial Mexicana NMX-AA-072-SCFI-2001, que establece el procedimiento de análisis para la determinación de dureza total en aguas naturales, residuales y residuales tratadas. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/166788/NMX-AA-072-SCFI-2001.pdf>
- DOF (2001). Norma Oficial Mexicana NMX-AA-077-SCFI-2001, que establece el procedimiento para la determinación de fluoruros en aguas naturales, residuales y residuales tratadas. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <http://biblioteca.semarnat.gob.mx/janium/Documentos/Ciga/agenda/PPD1/DO86.pdf>
- DOF (2005). Norma Oficial Mexicana NOM-230-SSA1-2002, que establece los requisitos sanitarios que se deben cumplir en los sistemas de abastecimiento públicos y privados

durante el manejo del agua y los procedimientos sanitarios para el muestreo. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 01 de marzo de 2019, de <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/230ssa102.html>

DOF (2006). Norma Oficial Mexicana NMX-AA-102-SCFI-2006, que establece el procedimiento para la detección y enumeración de organismos coliformes, organismos coliformes termotolerantes y *Escherichia coli* Presuntiva-Método de filtración en membrana. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/166804/NMX-AA-102-SCFI-2006.pdf>

DOF (2014). Norma Oficial Mexicana NMX-AA-074-SCFI-2014, que establece el procedimiento de análisis para la medición del ion sulfato en aguas naturales, residuales y residuales tratadas. *Diario Oficial de la Federación*. Recuperado el 26 de junio de 2019, de <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/166149/nmx-aa-074-scfi-2014.pdf>

Duarte, U. O. (2016). *Efecto del pH sobre la capacidad de adsorción de arsénico en agua con óxido de grafeno* (Tesis de licenciatura). Facultad de Ingeniería Química. Universidad Nacional de Ingeniería, Nicaragua.

Eissa, M. A., Shawky, H., Samy, A., Khalil, M. M. H. y Malky, M. E. (2018). Geochemical and Isotopic Evidence of Groundwater Salinization Processes in El Dabaa Area, Northwestern Coast, Egypt. *Geosciences*, 8(392).

Fallas, J. (2012). *Correlación lineal: midiendo la relación entre dos variables*. CC BY-NC-SA de Creative Commons.

Ferrari, L., Orozco, E. M. T., Manea, V., Manea, M., (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 122-149.

Freeze, R. A. y Cherry, J. A. (1979). *Groundwater*. New Jersey: Prentice Hall.

Garduño, M. V. e Israde, A. I. (2010). Características físicas: Geología. En S. Cram, L. Galicia e I. Israde (Compiladores). *Atlas de la cuenca del lago de Cuitzeo: Análisis de su geografía y entorno sociambiental*. (pp. 26-31). México.

Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science, New Series*, 170(3962), 1088-1090.

- Giménez, F. E., Fernández, F. A., García, R. M., Gómez, O. D., Kohfahl, C., López, B. M. T., Moro, B. M. C., Rey, M. M. C., Timón, S. S., Vega, A. M. y Smedley, P. (2016). Identificación de factores geológicos que controlan la distribución de arsénico y otros elementos traza asociados en las masas de agua del sur de la Cuenca del Duero (Proyecto Hidrogeotox). *Las aguas subterráneas y la planificación hidrológica. Congreso hispano-luso. AIH-GE. Madrid, noviembre de 2016.*
- Gómez, F. J. M., Calvache, M. L. y Duque, C. (2010). Origen de la salinidad de las aguas subterráneas del sistema acuífero costero de Torre Vieja: Aspectos Hidroquímicos. *Geogaceta*, 48.
- Gupta, S., Saravanan, B., Agarwal, M., Yadav, G. S. y Kumar, P. (2016). Hydrogeochemical Constraints on Uranium Solubility and Groundwater Quality in Aquifers of Central and Western Parts of Singhbhum Shear Zone, Jharkhand, India. *Journal of Groundwater Research*, 5(2), 16-36.
- Herrera, M. A. (2007). *Evaluación de metales pesados y arsénico en agua y sedimentos del lago de Cuitzeo* (Tesis de licenciatura). Facultad de Biología. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Huizar, A. R., Varela, G. G. y Espinoza, J. M. (2014). Sistemas de flujo subterráneo y fluoruro en el agua de Tenextepango, Morelos, México. *Ciencias Geológicas*, 31(2), 238-247.
- Huizar, A. R., Carrillo, R. J. J. y Juárez, F. (2016). Fluoruro en el agua subterránea: niveles, origen y control natural en la región de Tenextepango, Morelos, México. *Investigaciones Geográficas, Boletín*, 90, 40-58.
- IGME (2020). *La composición química de las aguas subterráneas naturales*. Instituto Geológico y Minero de España, España. Recuperado el 18 de mayo de 2020, de http://aguas.igme.es/igme/publica/libro43/pdf/lib43/1_1.pdf
- INEGI (2009). *Prontuario de Información Geográfica Municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Cuitzeo, Michoacán de Ocampo*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México.

- INEGI (2009). *Prontuario de Información Geográfica Municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Copándaro, Michoacán de Ocampo*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México.
- Jácome-Paz, M. P. (2019). Two new geothermal prospects in the Mexican Volcanic Belt: La Escalera and Agua Caliente-Tzitzio geothermal spring, Michoacán, México. *Geothermics*, 80, 44-55.
- Jiménez, C. E. (2001). *La contaminación ambiental en México: causas, efectos y tecnología apropiada*. México: Limusa.
- Jiménez, Y. y Pasquali, J. (2017). Cobre, plomo y cinc en las aguas subterráneas del norte de Venezuela. *IX Congreso Venezolano*.
- Khair, A. M., Li, C., Hu, Q., Gao, X. y Wanga, Y. (2014). Fluoride and Arsenic Hydrogeochemistry of groundwater at Yuncheng Basin, Northern China. *Geochemistry International*, 52(10), 868-881.
- Magesh, N. S., Chandrasekar, N. y Elango, L. (2016). Occurrence and distribution of fluoride in the groundwater of the Tamiraparani River basin, South India: a geostatistical modeling approach. *Environmental Earth Sciences-Springer*, 75(1483).
- Marín, G. R. (2010). *Características físicas, químicas y biológicas de las aguas*. Empresa Municipal de Aguas de Córdoba S. A. (EMACSA).
- Mazor, E. y Dekker, M. (2004). *Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology*. New York: Basel.
- Mazzoldi, A., Guevara, A. J. A., Gómez, C. J. J. y Garduño, M. V. H. (2016). Papel de estructuras Basin and Range en la formación del sistema geotérmico al centro sur del lago Cuitzeo, segmento central del Cinturón Volcánico Mexicano. *Memorias del XXIII Congreso Anual – Morelia, Mich., 10-11 de marzo de 2016*. Asociación Geotérmica Mexicana.
- Mejía, G. M. A., González, H. L., Briones, G. R., Cardona, B. A. y Soto, N. P. (2014). Mecanismos que liberan arsénico al agua subterránea de la Comarca Lagunera, estados de Coahuila y Durango, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 5(1), 71-82.

- Mejía, Z. F., Valenzuela, G. J., Aguayo, S. S. y Meza, F. D. (2009). Adsorción de arsénico en zeolita natural pretratada con óxidos de magnesio. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 25(4), 217-227.
- Morales, I., Villanueva-Estrada, R. E., Rodríguez, R. y Armienta, M. A. (2015). Geological, hydrogeological, and geothermal factors associated to the origin of arsenic, fluoride, and groundwater temperature in a volcanic environment "El Bajío Guanajuatense, Mexico". *Environmental Earth Sciences*
- Morán, R. J., Ramos, L. J. A., López, A. B., Carranco, L. S. y Santacruz-De León, G. (2013). Comportamiento hidrogeoquímico de flujos subterráneos en acuíferos cársticos fracturados, aplicando modelación inversa: Caso Huasteca Potosina. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 71-82.
- Mortón, B. O., Alfaro, C. V. R., Lozano, R., Cortés, M. R., Segovia, N. y Hernández, A. E. (2011). Trace metal contents in sediments from Cuitzeo Lake, Michoacan, Mexico. *Fresenius Environmental Bulletin*, 20(1), 161-165.
- Muhie, H. B. y Salih, F. A. (2016). Modeling the Hydrogeochemical Processes and Source of Ions in the Groundwater of Aquifers within Kasra-Nukhaib Region (West Iraq). *International Journal of Geosciences*, 7, 1156-1181.
- Navarro, O., González, J., Júnez-Ferreira, H. E., Bautista, C. y Cardona, A. (2017). Correlation of Arsenic and Fluoride in the groundwater for human consumption in a semiarid region of Mexico. *Sciencedirect*, 333-340.
- Navarro, A. y Martín, A. (2015). Evaluación de la movilización del As procedente de los residuos mineros abandonados de una zona semiárida (Rodalquilar, Almería). *Ecosistemas*, 24(2), 76-89.
- Nicolli, H. B., Bundschuh, J., Blanco, M. del C., Tujchneider, O. C., Panarello, H. O., Dapeña, C. y Rusansky, J. E. (2012). Arsenic and associated trace-elements in groundwater from the Chaco-Pampean plain, Argentina: Results from 100 years of research. *Science of the Total Environment*, 429, 36-56.

- Nordstrom, D. K. (2011). Quality of our groundwater resources-arsenic and fluoride. *Geosciences*, 13, 82-87.
- Ortega, G. M. A. (2009). Presencia, distribución, hidrogeoquímica y origen de arsénico, fluoruro y otros elementos traza disueltos en agua subterránea, a escala de cuenca hidrológica tributaria de Lerma-Chapala, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1).
- Pacheco, A. J. y Cabrera, S. A. (2003). Fuentes principales de nitrógeno de nitratos en aguas subterráneas. *Ingeniería*, 7(2), 47-54.
- Páez, A. (2008). *Evaluación de la concentración de arsénico calidad del agua subterránea en función de su manejo en la Cuenca de Cuitzeo, Michoacán* (Tesis de licenciatura). Facultad de Biología. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Pazand, K. y Javanshir, A. R. (2013). Hydrogeochemistry and arsenic contamination of groundwater in the Rayen area, southeastern Iran. *Environmental Earth Sciences*.
- Pérez, L. E. (2014). Idoneidad del método de análisis de magnesio en agua potable por absorción atómica con curva de calibración cuadrática. *Tecnología en marcha*, 27(4), 22-29.
- Pérez, L. E. (2016). Control de calidad en aguas para consumo humano en la región occidental de Costa Rica. *Tecnología en marcha*, 29(4).
- Pickering, W. (1980). *Química analítica moderna*. Editorial reverté.
- PraiseGod, E. C., Theophilus, T. I. y Jarvis, P. (2018). Fluoride contamination in groundwater sources in Southwestern Nigeria: Assessment using multivariate statistical approach and human health risk. *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 156, 391-402.
- Rango, T., Bianchini, G., Beccaluva, L. y Tassinari, R. (2010). Geochemistry and water quality assessment of central Main Ethiopian Rift natural waters with emphasis on source and occurrence of fluoride and arsenic. *Journal of African Earth Sciences*, 57, 479-491.
- Renau, Ll. E. A. (2010). *Elementos minoritarios y traza en la masa de agua subterránea 080.021 (Plana de Castelló). Origen y procesos asociados* (Tesis doctoral). Universitat Jaume I. Instituto Universitario de Plaguicidas y Aguas.

- Reyes, T. C. A. (2019). *Estudio de la hidrogeoquímica y calidad del agua subterránea en la zona urbana de Zamora, Michoacán* (Tesis de máster). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Rezaei, A. y Hassani, H. (2018). Hydrogeochemistry study and groundwater quality assessment in the north of Isfahan, Iran. *Environmental Geochemical Health*, 583-608.
- Robertson, F. N. (1989). Arsenic in ground water under oxidizing conditions, south-west United States. *Environmental Geochemical Health*, 11, 171-185.
- Rodríguez, R., Morales-Arredondo, I. y Rodríguez, I. (2016). Geological Differentiation of Groundwater Threshold Concentrations of Arsenic, Vanadium and Fluorine in El Bajío Gunajuatense, Mexico. *Geofísica Internacional*, 55(1), 5-15.
- Ruiz, G. V. M. (2014). *Evaluación de la acumulación de arsénico en especies comestibles del lago de Cuitzeo, Michoacán* (Tesis de máster). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Sappa, G., Ergul, S. y Ferranti, F. (2014). Geochemical modeling and multivariate statistical evaluation of trace elements in arsenic contaminated groundwater systems of Viterbo Area, (Central Italy). *SpringerPlus a SpringerOpen Journal*, 3(237).
- Segovia, N., Barragán, R. M., Tello, E., Alfaro, R., Mena, M., Pullinets, S. y Leyva, A. (2005). Geochemical exploration at Cuitzeo basin geothermal zone. *Journal Applied Sciences*, 5(9).
- Shahid, G. M. y Shetty, A. (2018). Groundwater quality assessment of urban Bengaluru using multivariate statistical techniques. *Applied Water Science*, 8(43).
- Schoeller, H. (1977). Geochemistry of groundwater. En UNESCO, *Groundwater studies-An International Guide for Research and Practice*. (pp. 1-18). Paris.
- Shoeller, H. (1956). *Géochimie des eaux souterraines*. Applications aux eaux des gisements de pétrole. Paris: Editions Technic.
- Siebe, C., y Macías, J. L. (2006). Volcanic hazards in the México City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca and Jocotitlán stratovolcanoes and

- monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. *Special papers-geological Society of America*, 402(253).
- Sigler, W. A. & Bauder, J. (2017). *Well Educated*. Universidad Estatal de Montana Programa de Extensión en Calidad del Agua Departamento de Recursos de la Tierra y Ciencias Ambientales.
- Sol, B. A. (2013). *Evaluación de la calidad del agua potable en Acámbaro y Jerécuaro, Guanajuato* (Tesis de máster). Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.
- Stollenwerk, K. G. (2003). Geochemical processes controlling transport of arsenic. En Welch, A. H. y Stollenwerk, K. G. (ed). *Arsenic in Ground Water: Geochemistry and Occurrence*. (pp. 67-100), Boston.
- Tarbuk, E. J. y Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. Madrid, España: Prentice Hall.
- Todd, D. K. y Mays, L. W. (2005). *Ground-water hydrology*. New York: Wiley.
- Toledo, A. (2002). El agua en México y el mundo. *Gaceta Ecológica*, 64, 9-18.
- UJAEN (2010). Análisis de aguas. Recuperado el 30 de junio de 2019, de http://www4.ujaen.es/~mjayora/docencia_archivos/Quimica%20analitica%20ambiental/tema%2010.pdf
- USGS (2019). Recuperado el 25 de noviembre de 2019, de https://www.usgs.gov/special-topic/water-science-school/science/how-much-water-there-earth?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects
- Vidal, Z. R. (2010). Características físicas: Clima. En S. Cram, L. Galicia e I. Israde (Compiladores). *Atlas de la cuenca del lago de Cuitzeo: Análisis de su geografía y entorno sociambiental*. (pp. 22-25). México.
- Villalobos, C. B., Alfaro, C. R., Cortés, M. R., Martínez, M. V. y Márquez, B. L. (2010) Distribution and partitioning of iron, zinc, and arsenic in surface sediments in the Grande River mouth to Cuitzeo Lake, Mexico. *Environ. Monit. Assess.*

Villegas, P. (2011). Agua y SIG. Los diagramas más usados para la interpretación de análisis hidroquímicos. Recuperado el 30 de junio de 2019, de <https://www.aguaysig.com/2011/01/los-diagramas-mas-usados-para-la.html>

WHO (2017). *Guideline for drinking water quality*, vol. 1 recommendations (3rd ed.) Geneva: WHO.

13. ANEXOS

Anexo A. Procedimiento para la determinación de fluoruros a través del método del potenciómetro

El procedimiento para la calibración del equipo y para la determinación de la concentración de fluoruros en el laboratorio fue el siguiente:

1. Se sumergieron los electrodos (detector y medidor de fluoruros) en una solución de limpieza por una hora.
2. Se enjuagaron los electrodos con agua desionizada, se secaron con un pañuelo no abrasivo y nuevamente se sumergieron en una solución estándar con concentración de fluoruros de 10 mg/L por un tiempo de 3 h.
3. Transcurridas las tres horas, se continuó con la calibración de los electrodos en diferentes soluciones de diversa concentración de fluoruros; en este caso de 1, 2, 10, 100 y 1000 mg/L.
4. Terminada la calibración, se preparó una mezcla con un volumen total de 50 mL, la cual consistió de 25 mL de muestra y 25 mL de TISAB II (solución para inhibir la presencia de otros iones dentro de la muestra).
5. La mezcla del paso anterior, se colocó en una parrilla con agitación magnética, en la que se introdujeron los electrodos para la toma de lectura de fluoruros en un tiempo aproximado de 10 a 15 min, según se estabilizara el equipo (durante la medición la muestra también fue agitada con un agitador magnético).
6. Finalmente, los electrodos fueron retirados, lavados con agua destilada y secados para la lectura de las consecutivas muestras.

Los valores registrados en cada lectura para cada una de las muestras fueron multiplicados por el factor de dilución del TISAB II, el cual se calculó de la siguiente manera:

$$\text{Factor de dilución}_{TISAB II} = \frac{\text{Volumen total}}{\text{Volumen de la solución problema}} = \frac{50 \text{ mL}}{25 \text{ mL}} = 2$$

Anexo B. Procedimiento para la determinación de elementos traza mediante espectrometría de absorción atómica

El procedimiento para la determinación de la concentración de elementos traza en el laboratorio fue el siguiente:

1. Se encendió el espectrómetro y se seleccionaron los valores de medición para el elemento en cuestión, se instaló la lámpara de cátodo hueco específica para cada elemento (Cd, Cr, Cu, Fe, Ni, Pb y Zn).
2. Introducida la lámpara de cátodo hueco se dejó calentar el equipo por un lapso de 20 a 30 min previo al análisis para lograr la estabilidad del sistema.
3. A partir de las soluciones madre certificadas para cada elemento se preparó una segunda solución madre y a partir de ésta por diluciones sucesivas se prepararon las curvas de calibración para cada especie con las concentraciones que se indican en el Cuadro 13.

Cuadro 13. Condiciones de trabajo para la determinación de metales pesados.

Elemento	Curva de calibración [mg/L]	Límite de detección del equipo
Cd	0.1	0.01
	0.4	
	0.7	
	1	
Cr	1	0.078
	3	
	5	
Cu	0.5	0.025
	1	
	1.5	
Fe	0.5	0.04
	1.5	
	3	
Ni	1	0.06
	1.5	
	3	
Pb	1	0.18
	5	
	8	
Zn	0.1	0.006
	0.3	
	0.8	

4. Culminada la calibración para cada elemento, se realizó la determinación de los metales, colocando el capilar dentro del recipiente con la muestra.

Anexo C. Cálculos para convertir las concentraciones de los iones dadas en mg/L a meq/L

En la proyección del diagrama de Piper es necesario que las concentraciones de los iones estén en [meq/L], por lo que si se encuentran en [mg/L] hay que realizar la conversión dividiendo los [mg/L] de cada parámetro por el peso del miliequivalente correspondiente, así en este trabajo se llevaron a cabo varias transformaciones y con fines explicativos se presenta a continuación una de éstas usando los datos de la muestra M1 (estiaje):

Parámetro	Concentración [mg/L]	Peso de un miliequivalente	Concentración [meq/L]
Cationes			
Na ⁺	509.05	23	22.132
K ⁺	64.93	39	1.664
Ca ²⁺	0.3	20	0.015
Mg ²⁺	0.102	12.15	0.0083
Aniones			
Cl ⁻	907.45	35.5	25.561
SO ₄ ²⁻	93.91	48	1.956
HCO ₃ ⁻	120.944	61	1.982

Enseguida se expresan los [meq/L] como porcentaje, para ello se divide la concentración en [meq/L] de cada parámetro entre la suma total de las concentraciones de cationes y aniones según sea el caso, todo esto multiplicado por cien.

Parámetro	Concentración [meq/L]	Conversión	Concentración [%]
Cationes			
Na ⁺	22.132	$\frac{22.132}{23.8193} \times 100$	92.9162
K ⁺	1.664	$\frac{1.664}{23.8193} \times 100$	6.9859
Ca ²⁺	0.015	$\frac{0.015}{23.8193} \times 100$	0.0629
Mg ²⁺	0.0083	$\frac{0.0083}{23.8193} \times 100$	0.0348
$\Sigma_{cationes}$	23.8193		
Aniones			
Cl ⁻	25.561	$\frac{25.561}{29.499} \times 100$	86.6503
SO ₄ ²⁻	1.956	$\frac{1.956}{29.499} \times 100$	6.6307
HCO ₃ ⁻	1.982	$\frac{1.982}{29.499} \times 100$	6.7188
$\Sigma_{aniones}$	29.499		

Anexo D. Valores de las relaciones hidrogeoquímicas

Cuadro 14. Valores de las relaciones hidrogeoquímicas.

Muestra	Periodo	Gibbs 1	Gibbs 2	CAI 1	CAI 2	rCa ²⁺ /rMg ²⁺	rNa ⁺ /rCl ⁻	rMg ²⁺ /rCa ²⁺	rK ⁺ /rNa ⁺	rNa ⁺ /rK ⁺	rCl ⁻ /rHCO ₃ ⁻	rSO ₄ ²⁻ /rCl ⁻	k _r	$\sqrt{rSO_4 \cdot rCa}$
M1	A	nd	nd	0.069	0.447	1.875	0.866	0.533	0.075	13.293	12.891	0.077	0.389	0.171
	S	0.942	0.999	0.130	0.822	2.889	0.815	0.346	0.068	14.755	16.338	0.097	0.432	0.045
M2	A	nd	nd	-0.148	-0.084	0.097	1.057	10.269	0.087	11.519	0.65	0.228	0.5	0.092
	S	0.117	0.99	-5.019	-0.647	0.075	5.654	13.4	0.065	15.474	0.132	0.201	0.48	0.006
M3	A	nd	nd	-0.137	-0.034	1.020	1.069	0.981	0.064	15.584	0.268	0.268	1.76	0.305
	S	0.051	0.851	-5.350	-0.278	0.858	5.991	1.166	0.06	16.69	0.054	0.624	1.699	0.033
M4	A	nd	nd	-2.569	-0.511	1.552	3.493	0.644	0.022	46.197	0.221	0.48	3.829	0.748
	S	0.163	0.953	-3.430	-0.619	1.256	4.354	0.796	0.017	57.326	0.195	0.333	3.258	0.082
M5	A	nd	nd	-2.009	-1.509	0.500	2.676	2	0.125	8.026	0.983	0.256	0.662	0.098
	S	0.443	1	-2.438	-1.052	0.444	3.272	2.25	0.051	19.7	0.794	0.97	0.626	0.026
M6	A	nd	nd	-1.100	-0.272	1.536	1.982	0.651	0.06	16.733	0.284	0.531	3.189	0.776
	S	0.184	0.842	-1.712	-0.343	2.877	2.586	0.348	0.049	20.61	0.225	0.55	3.934	0.162
M7	A	nd	nd	-4.085	-1.116	4.649	5.083	0.215	0	2750	0.302	0.343	1.301	0.253
	S	0.641	0.975	0.064	0.109	4.353	0.927	0.23	0.001	14444.25	1.786	0.027	1.216	0.026
M8	A	nd	nd	-1.112	-1.167	4.917	2.092	0.203	0.009	106.982	1.285	0.172	1.041	0.239
	S	0.64	0.996	-0.588	-0.892	4.400	1.573	0.227	0.01	103.839	1.78	0.096	0.944	0.03
M9	A	nd	nd	-0.363	-0.221	3.317	1.296	0.301	0.051	19.443	0.735	0.279	4.148	1.348
	S	0.474	0.878	-0.102	-0.074	3.595	1.053	0.278	0.046	21.641	0.914	0.267	4.467	0.265
M10	A	nd	nd	0.592	0.763	0.200	0.372	5	0.096	10.432	1.319	0.016	0.815	0.06
	S	0.182	0.971	-1.306	-0.290	0.196	2.117	5.111	0.09	11.155	0.222	0	0.873	0
M11	A	nd	nd	-0.210	-0.010	0.125	0.910	8	0.33	3.033	0.048	0.68	0.532	0.049
	S	0.289	0.798	0.856	0.348	0.094	0.094	10.692	0.534	1.872	0.406	0	0.457	0
M12	A	nd	nd	-16.394	-0.529	0.815	16.801	1.227	0.035	28.321	0.034	1.182	2.287	0.26
	S	0.012	0.825	-46.165	-0.576	2.964	45.758	0.337	0.031	32.531	0.013	0.916	3.616	0.046
M13	A	nd	nd	-2.817	-0.596	1.682	3.579	0.595	0.066	15.052	0.25	0.723	3.536	0.945
	S	0.233	0.978	-2.064	-0.520	2.801	2.880	0.357	0.064	15.698	0.303	0.671	4.326	0.032
M14	A	nd	nd	-7.649	-1.193	1.367	8.046	0.731	0.075	16.345	0.2	1.403	2.697	0.902
	S	0.058	0.982	-21.245	-1.088	0.559	21.226	1.79	0.048	20.824	0.062	3.211	1.76	0.072

nd = no determinado; A = Abril; S = Septiembre.

Anexo E. Valores de los índices de saturación

Cuadro 15. Índices de saturación.

Muestra	Periodo	Anhidrita	Aragonita	Calcita	Dolomita	Halita	Yeso	Fluorita
M1	Abril	-3.91	-1.64	-1.53	-3.11	-5.08	-4.09	-2.24
	Septiembre	-3.51	-1.42	-1.31	-2.92	-5.02	-3.72	-2.71
M2	Abril	-4.52	-2.51	-2.37	-1.88	-7.32	-4.34	-2.68
	Septiembre	-5.33	-2.59	-2.46	-3.57	-7.91	-5.15	-4.51
M3	Abril	-3.55	-1.25	-1.10	-2.08	-7.51	-3.33	-3.11
	Septiembre	-3.93	-1.17	-1.03	-1.86	-8.12	-3.71	-3.50
M4	Abril	-2.98	0.10	0.25	0.43	-6.39	-2.75	-2.70
	Septiembre	-3.33	0.35	0.50	1.01	-6.51	-3.10	-3.15
M5	Abril	-4.74	-0.94	-0.82	-0.95	-5.63	-4.80	-2.07
	Septiembre	-4.38	-1.02	-0.90	-1.13	-5.72	-4.47	-2.73
M6	Abril	-2.88	-0.90	-0.76	-1.58	-6.65	-2.66	0.35
	Septiembre	-2.69	-0.67	-0.53	-1.37	-6.74	-2.47	-2.59
M7	Abril	-3.68	-0.78	-0.64	-1.69	-6.91	-3.53	-1.55
	Septiembre	-4.13	-0.65	-0.52	-1.40	-6.14	-3.99	-2.17
M8	Abril	-3.81	-1.19	-1.06	-2.54	-5.91	-3.71	-0.30
	Septiembre	-4.03	-1.25	-1.12	-2.62	-5.75	-3.94	-1.14
M9	Abril	-2.47	-0.38	-0.24	-0.85	-6.03	-2.25	-1.95
	Septiembre	-2.36	-0.64	-0.49	-1.41	-5.89	-2.14	-2.59
M10	Abril	-4.97	-1.53	-1.39	-1.96	-6.84	-4.75	-3.98
	Septiembre	0	-1.74	-1.60	-2.32	-7.53	0	-4.45
M11	Abril	-5.06	-2.46	-2.31	-3.64	-9.65	-4.82	-4.08
	Septiembre	0	-3.04	-2.89	-4.68	-8.85	0	-4.53
M12	Abril	-3.75	-1.14	-1.00	-1.75	-7.69	-3.54	-3.10
	Septiembre	-3.72	-0.60	-0.45	-1.23	-8.08	-3.50	-2.76
M13	Abril	-2.76	-0.34	-0.20	-0.48	-6.43	-2.54	-2.41
	Septiembre	-2.49	-0.30	-0.15	-0.62	-6.31	-2.27	-2.52
M14	Abril	-2.79	-0.48	-0.34	-0.65	-6.52	-2.58	-2.73
	Septiembre	-3.37	-0.70	-0.56	-0.70	-7.23	-3.16	-3.23

Anexo F. Matriz de coeficientes de correlación entre los parámetros fisicoquímicos

Cuadro 16. Coeficientes de correlación.

	pH	σ	T	Eh	DT	AT	SDT	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	P _T	N _T	As	F ⁻	
pH	1																		
σ	0.477	1																	
T	0.605	0.816	1																
Eh	-0.978	-0.471	-0.629	1															
DT	-0.409	0.014	-0.485	0.452	1														
AT	0.282	0.165	-0.234	-0.226	0.626	1													
SDT	0.459	0.979	0.808	-0.475	0.028	0.118	1												
Ca²⁺	-0.412	0.033	-0.449	0.468	0.897	0.680	0.003	1											
Mg²⁺	-0.619	-0.519	-0.869	0.665	0.617	0.332	-0.510	0.585	1										
Na⁺	0.701	0.935	0.890	-0.702	-0.196	0.152	0.915	-0.173	-0.710	1									
K⁺	0.477	0.940	0.828	-0.472	-0.143	0.028	0.940	-0.130	-0.490	0.889	1								
HCO₃⁻	0.211	0.128	-0.292	-0.153	0.674	0.995	0.084	0.732	0.388	0.101	-0.015	1							
SO₄²⁻	0.657	0.784	0.676	-0.653	0.008	0.408	0.752	-0.026	-0.464	0.816	0.779	0.338	1						
Cl⁻	0.297	0.853	0.821	-0.308	-0.159	-0.270	0.876	-0.174	-0.638	0.801	0.817	-0.284	0.439	1					
PO₄³⁻	0.217	0.773	0.756	-0.220	-0.298	-0.396	0.791	-0.288	-0.483	0.685	0.825	-0.410	0.330	0.922	1				
N_T	-0.146	-0.045	-0.330	0.196	0.645	0.446	-0.040	0.605	0.246	-0.100	-0.139	0.483	0.005	-0.071	-0.301	1			
As	0.209	0.385	0.646	-0.167	-0.498	-0.626	0.373	-0.500	-0.679	0.449	0.410	-0.635	0.043	0.718	0.680	-0.142	1		
F⁻	0.622	0.479	0.695	-0.708	-0.392	0.048	0.450	-0.392	-0.798	0.679	0.384	-0.016	0.621	0.348	0.169	-0.269	0.204	1	

Anexo G. Matriz de coeficientes de correlación del arsénico y fluoruro con los parámetros fisicoquímicos

Cuadro 17. Coeficientes de correlación.

	pH	σ	T	Eh	Na ⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	F ⁻	As
pH	1												
σ	0.477	1											
T	0.605	0.816	1										
Eh	-0.978	-0.471	-0.629	1									
Na⁺	0.701	0.935	0.890	-0.702	1								
Mg²⁺	-0.619	-0.519	-0.869	0.665	-0.710	1							
K⁺	0.477	0.940	0.828	-0.472	0.889	-0.490	1						
Ca²⁺	-0.412	0.033	-0.449	0.468	-0.173	0.585	-0.130	1					
Cl⁻	0.297	0.853	0.821	-0.308	0.801	-0.638	0.817	-0.174	1				
SO₄²⁻	0.657	0.784	0.676	-0.653	0.816	-0.464	0.779	-0.026	0.439	1			
HCO₃⁻	0.211	0.128	-0.292	-0.153	0.101	0.388	-0.015	0.732	-0.284	0.338	1		
F⁻	0.622	0.479	0.695	-0.708	0.679	-0.798	0.384	-0.392	0.348	0.621	-0.016	1	
As	0.209	0.385	0.646	-0.167	0.609	-0.679	0.410	-0.5000	0.718	0.043	-0.635	0.204	1