

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

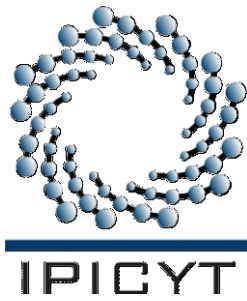
**Identificación de procesos hidrogeoquímicos
aplicando modelación inversa en el acuífero
Soconusco, Chiapas.**

Tesis que presenta
Elizabeth Arely Bustamante Ibáñez

Para obtener el grado de
Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:
Dr. José Alfredo Ramos Leal

San Luis Potosí, S.L.P., Febrero de 2017.



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Identificación de procesos hidrogeoquímicos aplicando modelación inversa en el acuífero Soconusco, Chiapas**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Elizabeth Arely Bustamante Ibáñez** y aprobada en **Febrero de 2017** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Alfredo Ramos Leal
(Director/Codirectores de la tesis)

Dr. Germán Santacruz de León
(Miembro del Comité Tutorial)

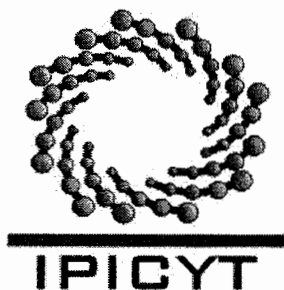
Dr. Francisco Martín Romero
(Miembro del Comité Tutorial)



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Petrofísica de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Alfredo Ramos Leal. Otra parte importante de los análisis se realizó en el Laboratorio del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (337157) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 026 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 1 días del mes de febrero del año 2017, se reunió a las 17:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Germán Santacruz de León	Presidente	COLSAN
Dr. José Alfredo Ramos Leal	Secretario	IPICYT
Dr. Sanjeet Kumar Verma	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Elizabeth Arely Bustamante Ibáñez

sobre la Tesis intitulada:

Identificación de Procesos Hidrogeoquímicos Aplicando Modelación Inversa en el Acuífero del Soconusco, Chiapas

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Alfredo Ramos Leal

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 18:06 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 1 días del mes de febrero de 2017.


Mtra. Ivonne Lizette Zuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado


Dr. Horacio Flores Zúñiga
Secretario Académico



Dedicatoria

A mi familia por ser los promotores de mis sueños, quienes a lo largo de mi vida han estado alentándome a convertir esos sueños en realidad.

A quienes la ilusión de su vida ha sido convertirme en una persona de provecho y capaz de enfrentar cuan reto de vida se me presente.

A mi madre Silvia Ibáñez, por ser el eje de mi vida, al estar presente en cada una de las etapas de mi vida, brindándome el aliento y los ánimos para seguir adelante.

A mi padre Hermenegildo Bustamante, por creer en mí y estar ahí siempre apoyándome en cada una de mis decisiones.

A mi hermano Edgar Alán Vergara, por estar conmigo alentándome a seguir superándome, quién me ha enseñado que con paciencia y dedicación todo es posible. Mil gracias por darme los regalos más bellos, Ximena Vergara y Gael Vergara, quienes son la luz y la alegría de mi vida.

A Jesús Galván, a tú lado he aprendido que no se puede dar marcha atrás, que la esencia de la vida es ir hacia adelante.

Hoy sólo puedo decir, gracias a todos ustedes, esta meta está cumplida!

“No hay viento favorable para quien no sabe a dónde va”

Séneca

Agradecimientos

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT), por el apoyo brindado a lo largo de mi estancia académica.

Al Centro Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT), por la beca otorgada.

A la división de Geociencias Aplicadas, por brindarme la oportunidad de formar parte de su equipo de trabajo, especialmente a los doctores quienes me orientaron a través de sus conocimientos y experiencias a lo largo de mi formación profesional de posgrado.

Especialmente al Dr. José Alfredo Ramos Leal, por ser mi guía en este proyecto profesional y personal de mi vida. Por su paciencia y dedicación al compartirme sus conocimientos, experiencias y apoyo, en cada una de las etapas de la maestría.

A los Maestros Janete Morán y Simón Carranco quienes forman parte importante del desarrollo de este trabajo, al compartir sus conocimientos y experiencias.

A Gabriela Pérez Assaf, por brindarme su apoyo y disposición en cada uno de los momentos recorridos.

A la maestra Lucia Aldana Navarro, por sus enseñanzas, su apoyo y sus consejos, al estar ahí alentándome a que todo es posible!

A Raúl del Ángel quien me brindo su leal amistad y apoyo. A mis compañeros con quienes conviví y pase gratos momentos durante mi estancia.

A todos ustedes mi más profundo agradecimiento, por sus valiosas aportaciones y hacer posible la realización de esta tesis.

Contenido

I ASPECTOS GENERALES	15
1.1 Introducción	15
1.2 Objetivo general	16
1.3 Objetivos particulares	16
1.4 Justificación	17
1.5 Hipótesis	17
1.6 Área de estudio	18
1.7 Clima	19
1.8 Vegetación	20
1.9 Hidrología	20
II MARCO TEÓRICO	23
2.1 Propiedades del agua e importancia de su estudio	23
2.1.1 La molecula agua	23
2.1.2 Propiedades físicas	24
2.1.2.1 Temperatura	24
2.1.2.2 Color	24
2.1.2.3 Olor y sabor	24
2.1.2.3 Turbidez	25
2.1.2.4 Conductividad eléctrica	25
2.1.2.5 Sólidos totales disueltos	25
2.1.3 Propiedades químicas	25
2.1.3.1 Alcalinidad	25
2.1.3.2 Dureza	26
2.1.3.3 pH	27
2.1.3.4 Potencial redox	27
2.1.3.5 Oxígeno disuelto	28
2.1.4 Importancia del estudio del agua	28
2.2 Hidrogeoquímica	29
2.2.1 Diagramas hidrogeoquímicos	30
2.2.2 Clasificación hidrogeoquímica del agua	36
2.3 Interacción agua-suelo	39

2.3.1 Disolución	40
2.3.2 Intercambio iónico	40
2.3.3 Reacciones oxido-reducción	41
2.3.4 Precipitación	41
2.4 Modelación hidrogeoquímica	41
2.4.1 Modelación directa	42
2.4.2 Modelación indirecta	43
III. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA	46
3.1 Geología	46
3.1.1 Geología estructural	46
3.1.2 Estratigrafía	48
3.2 Hidrogeología	50
3.2.1. Recarga	52
3.2.2 Descarga	52
3.2.3 Cambio de almacenamiento	53
IV. METODOLOGÍA	54
4.1 Protocolo de muestreo	54
4.2 Técnicas analíticas	57
4.3 Procesos de mezcla	58
4.5 Modelación hidrogeoquímica	59
V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	61
5.1 Componentes mayoritarios	61
5.1.1 Aniones	62
5.1.2 Cationes	64
5.2 Familias de agua	67
5.3 Diagramas de dispersión	71
5.4 Diagrama de Gibbs	72
5.5 Clasificación de Alekín	75
5.6 Procesos de mezcla	78
5.7 Modelación hidrogeoquímica	81
VI. CONCLUSIONES	94
VII. REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA	96

Lista de tablas

Tabla 5.1. Composición química de diferentes tipos de agua en comparativa con la media del agua subterránea del acuífero Soconusco.	81
Tabla 5.2. Promedio de los índices de saturación de las principales fases minerales del agua subterránea en el acuífero Soconusco.	82
Tabla 5.3. Modelos producidos en PHREEQC para la sección de flujo Álvaro Obregón - Emiliano Zapata (Unidades en mmol/L).	88
Tabla 5.4. Modelos producidos en PHREEQC para la sección de flujo El Vergel- Puerto Madero (Unidades en mmol/L).	90
Tabla 5.5. Modelos producidos en PHREEQC para la sección de flujo El Gallinero - Joaquín Gutiérrez (Unidades en mmol/L).	92

Lista de figuras

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.	19
Figura 1.2. Mapa Hidrológico de la Región Soconusco.	22
Figura 2.1. Curva de titulación de la alcalinidad.	26
Figura 2.2. Ejemplo diagrama de Piper.	31
Figura 2.3. Ejemplo diagrama de Stiff.	32
Figura 2.4. Ejemplo diagrama Gibbs.	33
Figura 2.5. Ejemplo diagrama de caja.	34
Figura 2.6. Ejemplo diagrama de dispersión.	35
Figura 2.7. Ejemplo diagrama de Mifflin.	36
Figura 3.1. Geología de la zona de estudio.	49
Figura 3.2. Balance hidrológico del acuífero Soconusco.	51
Figura 4.1. Mapa de localización de los puntos de muestreo en el acuífero.	56
Figura 5.1. Diagrama de Piper..	68
Figura 5.2. Diagrama de Mifflin.	70

Figura 5.3. Variación de intercambio catiónico a lo largo del flujo subterráneo en la zona de estudio. a) $r\text{Na}^+$ vs. $r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+})$, b) $r\text{Mg}^{2+}$ vs. $r(\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+})$.	71
Figura 5.4 Diagrama de Gibbs para cationes.	73
Figura 5.5 Diagrama de Gibbs para aniones.	74
Figura 5.6. Clasificación Hidrogeoquímica del agua subterránea según Alekin	77
Figura 5.7. Modelo de mezcla ternaria en la zona sureste del acuífero de Soconusco, utilizando F^- vs. Cl^- (mg/L).	78
Figura 5.8 .Mapa de elevación de los niveles estáticos (ENE) del acuífero Soconusco.	84
Figura 5.9. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Álvaro Obregón - Emiliano zapata.	87
Figura 5.10. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección El Vergel - Puerto Madero.	89
Figura 5.11. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección El Gallinero - Joaquín Gutiérrez.	91

Anexos

Anexo I	102
Tabla 1.A. Datos de los principales parámetros físico-químicos e iones mayoritarios de las muestras analizadas.	103
Tabla 1.A <i>Continuación</i> . Datos de los principales parámetros físico-químicos e iones mayoritarios de las muestras analizadas.	104
Tabla 2.A. Datos de los iones minoritarios de las muestras analizadas.	105
Tabla 2.A <i>Continuación</i> . Datos de los iones minoritarios de las muestras analizadas.	106
Tabla 3.A. Fracciones de mezcla de los de los tres miembros extremos.	107
Tabla 4.A. Matriz de coeficiente de correlación unitaria de las muestras analizadas en el área de estudio.	108
Anexo II	109
II.1.A Fotografías alusivas de la región del Soconusco.	110
II.2.A . Fotografías alusivas a la toma de muestreo y toma de parámetros in situ.	111

Identificación de procesos hidrogeoquímicos aplicando modelación inversa en el acuífero Soconusco, Chiapas.

Resumen

La región del Soconusco en Chiapas, México, posee como actividad económica primordial del sector agrícola, se abastece de agua de pozos y norias. El presente trabajo consistió en realizar caracterización hidrogeoquímica del acuífero Soconusco, mediante el análisis de 45 muestras tomadas de manantiales, arroyos, pozos y norias de la zona de estudio; ubicada en la Planicie de la Costa y La Sierra Madre de Chiapas, la cual está conformada por rocas ígneas del Terciario y metamórficas del Paleozoico. El arrastre de material no consolidado clástico propició la depositación de sedimentos del Cuaternario, ligados al suelo de la llanura costera. La evidente cercanía con la costa, hace propenso al acuífero de Soconusco a intrusión marina, por esta razón fue necesario cuantificar el aporte de la intrusión marina al sistema. Esto fue posible con la metodología de VISHMOD, al identificar los miembros extremos en los elementos conservativos de F^- vs. Cl^- (mg/L), y a la cuantificación de los aportes en cada miembro en el proceso de mezcla. Conociendo la trayectoria del flujo de agua subterránea en el acuífero, la composición mineralógica, y la caracterización hidrogeoquímica, se calculó el delta iónico de los puntos seleccionados a modelar. Esta herramienta hidrogeoquímica, nos permitió cuantificar los procesos de interacción agua-roca que ocurren durante la evolución del agua subterránea en el acuífero. Los procesos hidrogeoquímicos y la distribución espacio-temporal, dan como resultado las firmas químicas del acuífero. Se identificaron aguas de tipo bicarbonatada cálcica, bicarbonatada magnésica, sulfatada cálcica y clorurada sódica, esta última asociada a intrusión marina. El análisis hidrogeoquímico de iones mayoritarios y elementos traza, en conjunto con la construcción de diversos diagramas, permitieron identificar como procesos dominantes las reacciones oxido-reducción, mezcla, intercambio iónico, disolución y precipitación de minerales; los cuales intervienen en la evolución del agua subterránea.

Palabras clave: hidrogeoquímica, modelación inversa, mezcla, miembros extremos, interacción agua-roca, acuífero Soconusco, Chiapas.

Identification of hydrogeochemical processes using inverse modeling in the aquifer Soconusco, Chiapas.

Abstract

The Soconusco region of Chiapas, Mexico, has a primary economic activity in the agricultural sector; it is currently supplied by water from wells and waterwheels. This thesis consisted in making a hydrogeochemical characterization of the aquifer of Soconusco, by analyzing 45 samples that were taken from springs, streams, wells and waterwheels in the study area. That is located in the coastal plain and the Sierra Madre of Chiapas which consists of Tertiary igneous and metamorphic rocks of the Paleozoic Era. The Dragging of clastic unconsolidated material favored the deposition of Quaternary sediments which caused the soil linked of the coastal plain. Therefore, it is obvious proximity to the coast makes it prone to seawater intrusion from the Soconusco aquifer. For this reason, it was necessary to quantify the contribution of the seawater intrusion. Furthermore, through a VISHMOD Methodology, it was possible to identify the end members in the conservative elements F⁻ vs. Cl⁻ (mg/L), and the quantification of the contributions through each member in the mixing process. Whereas, by knowing the path of the groundwater flow in the aquifer, the mineralogical composition and the hydrogeochemical characterization, the calculation of the ionic delta of the modeling selected points was attainable. This hydrochemical tool, allowed us to quantify the process of water-rock interaction that was occurring during the evolution groundwater in the aquifer. The hydrogeochemical processes and space-temporal distribution result from the chemical signatures of the aquifer. As a result, we were able to distinguish these types of water; calcium and magnesium bicarbonate, calcium sulfate, and lastly the sodium chlorinated that is associated with seawater intrusion. Finally, the hydrogeochemical analysis of the major ions and trace elements, in conjunction to the construction of various diagrams, allowed the identification of the dominant processes such as oxide-reduction, mixing, ion exchange, mineral dissolution and precipitation reactions; that are involved in the groundwater evolution.

Key Words: hydrogeochemical, inverse modeling, mixing, end members, rock-water interaction, aquifer Soconusco, Chiapas.

CAPÍTULO I

I. ASPECTOS GENERALES

Introducción

En las últimas décadas la hidrogeoquímica se ha tomado como herramienta importante para la investigación de sistemas hidrogeológicos complejos o difíciles de observar. Su estudio ha desarrollado múltiples técnicas que permiten identificar las fuentes y sumideros de solutos y contaminantes (Rice, 1998), estimaciones de periodos de recarga (Yehdgho, 2002), flujos de agua subterránea (MacDonald, 2003), evolución de acuíferos (Ramos Leal, et.al, 2005), procesos de mezcla y reacciones en agua subterránea (Wallick, 1981; Appelo, 1996).

La composición química del agua subterránea nos permite conocer su origen y los procesos que la afectan, dando umbral a su firma química. Esto se realiza por medio del análisis de características físicas y químicas de la concentración en iones mayoritarios, minoritarios, elementos traza, e isotopos.

Estos estudios se realizan por medio de la caracterización físico-química abarcando la identificación de procesos de intercambio iónico, interacción agua-roca, precipitación y procesos de mezcla; así como, los tiempos de residencia, distancia recorrida, mineralogía y geología del acuífero.

Además el agua subterránea sigue esquemas de flujo predecibles y gobernados por la topografía que permiten asociar las características físico-químicas de la misma a lo largo de su trayectoria sobre la línea de flujo.

El acuífero de Soconusco está ubicado en la provincia fisiográfica de la Sierra de Chiapas, hacia los límites de la Planicie Costera y delimitado al sureste con el Océano Pacífico. La recarga se produce principalmente en la sierras y durante su trayecto se desarrollan los procesos hidrogeoquímicos, hasta desembocar en el Océano Pacífico.

La geología de la zona de estudio se compone de rocas ígneas de tipo graníticas y granodioritas, las cuales actúan como barrera impermeable al flujo subterráneo.

En la parte norte y oriente las tobas andesíticas y dacíticas, están ligadas a la actividad del volcán Tacaná y funcionan como zona de recarga. Las fuertes precipitaciones que presenta la región del Soconusco, ha provocado el arrastre de materiales no consolidados clásticos que han sido depositados en los márgenes de la Planicie Costera de Chiapas, que funciona como zona de descarga.

La evolución química del agua subterránea, se deriva de la interacción del agua con el medio circundante, difiriendo de una región a otra dentro del acuífero Soconusco. Entender la variación espacial en la composición química del agua subterránea es parte del objeto de estudio de esta tesis. Para llevar a cabo esta tarea se utiliza la modelación hidrogeoquímica y se simulan los procesos químicos que ocurren a lo largo del flujo subterráneo.

Objetivo general

Identificar procesos hidrogeoquímicos presentes en el acuífero Soconusco, ubicado en el estado de Chiapas a los márgenes de la Planicie Costera, mediante la modelación hidrogeoquímica.

Objetivos particulares

- Identificar los tipos de agua presentes en el área de estudio.
- Establecer la evolución hidrogeoquímica del flujo subterráneo.
- Identificación de miembros extremos del modelo conceptual hidrogeológico.
- Establecer tipos de mezcla presentes en el modelo hidrogeológico

Justificación

El crecimiento demográfico demanda cada vez más la explotación de los recursos hidráulicos; sin embargo, las condiciones cualitativas en las cuales se encuentra este vital recurso define su disponibilidad para su consumo.

El estado de Chiapas al igual que otros Estados de la República Mexicana, no poseen información necesaria acerca de la calidad de sus aguas. Por tal motivo, la importancia de generar material de estudio, que permita evaluar dicho recurso con el fin de regularizar su explotación respecto a sus usos consultivos.

La realización de estudios conceptuales, permite conocer las diversas fuentes de aporte que abastecen al medio hidrogeológico; así como, entender la hidrodinámica del sistema.

Al tener en cuenta estas fuentes y en base a una modelación hidrogeoquímica será posible determinar la evolución del agua subterránea respecto a los múltiples procesos que ocurren en ella, regulando así, la calidad de su uso.

Hipótesis

El agua subterránea tiene una evolución química ocasionada por factores climáticos, interacción con el medio geológico y aportes de otras fuentes a lo largo de su trayectoria. Debido a esto se generan modificaciones en la concentración de los iones mayoritarios y minoritarios respecto a su composición química original.

Por lo que, la evolución hidrogeoquímica puede diferir de una región a otra dentro del área de estudio.

A fin de entender esta variación en la composición del agua, se simularán los procesos químicos que ocurren a lo largo de su trayectoria por medio de la modelación hidrogeoquímica inversa.

Área de estudio

El Estado de Chiapas, se ubica al sureste de la República Mexicana entre las coordenadas 14°22' y 17°59' latitud norte, 90°22' y 94°15' longitud oeste; por lo que el estado queda comprendido en el cinturón intertropical al norte del ecuador, limitado al norte con el Estado de Tabasco, al sur con el Océano Pacífico, al este con la República de Guatemala y al oeste en colindancia con los Estados de Oaxaca y Veracruz.

El área de estudio contempla al Valle de Soconusco, ubicado al límite de la Planicie Costera del Estado de Chiapas a 200 msnm, donde inician las estribaciones de la Sierra Madre de Chiapas al noroeste, al sur y oeste el océano Pacífico y al este el río Suchiate, siendo quien delimita la frontera con la República de Guatemala.

El acuífero Soconusco comprende los municipios de Tapachula, Suchiate, Metapa, Tuxtla Chico, Mazatlán, Huixtla, Frontera Hidalgo, Huehuetán, Cacahoatán y Tuzantán, por lo que posee una cobertura aproximada de 3081 km².

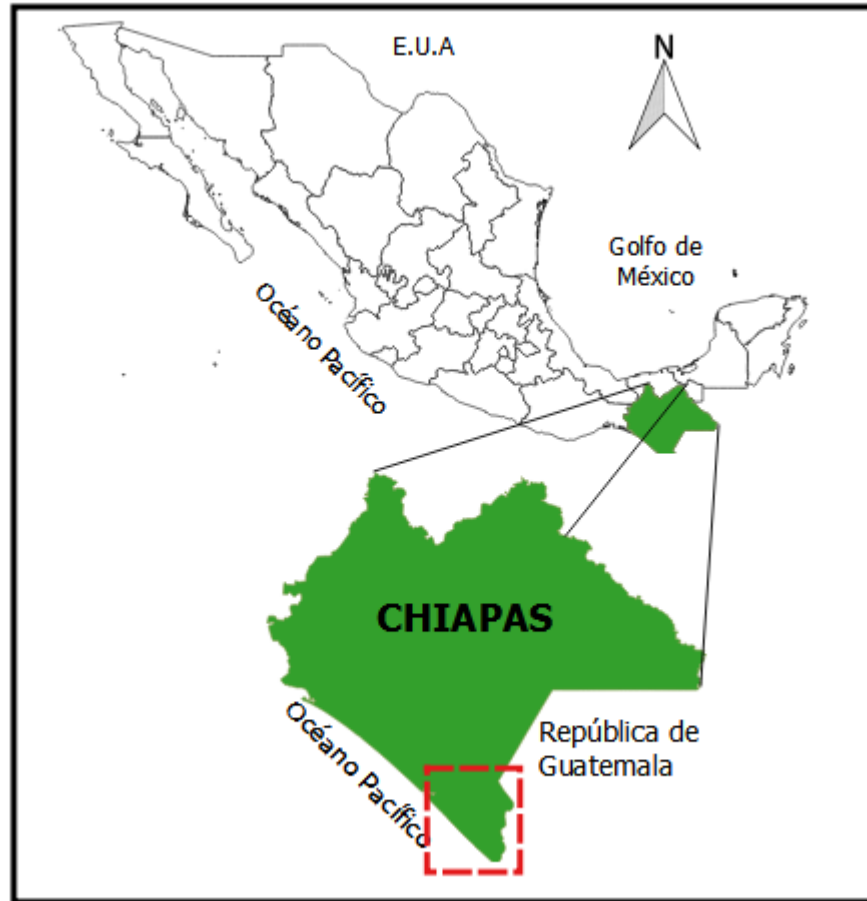


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

Clima

De acuerdo con la clasificación de Köppen se distingue un clima predominante de cálido húmedo a subhúmedo con lluvias en verano con una precipitación media anual de 2067.4 mm, con temperaturas oscilantes entre 25 a 34°C en primavera y verano, para el resto del año temperaturas medias de 18 a 22°C; siendo de 27.7°C la temperatura media anual.

Vegetación

Es caracterizada por la presencia de una cobertura vegetal, compuesta principalmente por vegetación hidrófila, bosque mesófilo de montaña y de coníferas, selva perennifolia, pastizal, vegetación estacional (bosque encino y selva baja caducifolia), siendo ésta, la se encuentra mayormente en la planicie de la costa hasta las partes más bajas de la Sierra Madre de Chiapas; además de la presencia de estratos arbóreos, epifitas y lianas (CONABIO, 2015).

Dentro de las especies predominantes, se encuentran el chalum, roble, primavera, pinabeto, laurel, tepeaguacate, cedro, ciprés charro, chicozapote, chichi colorado, castaño, encino, pino, algarroba, ardilla, coccoloba, randia, caobilla, trichilia y el oyamel (catalogada como especie en peligro de extinción por la NOM-059-SEMARNAT-2001). Así como, también plantas de ornato y medicinales, destacables como: tary, zarzaparrilla, guayabo, copalchi, guaco, ajenojo, palo de quina, verbena, canela orous, te limón, aguacate, clavo, curarina y árnica. Mora, toronjil, quistan, chipilín y pacaya como plantas comestibles (CONABIO, 2015).

Otro tipo de vegetación que se presenta son los manglares, el tular, el palmar que mantienen complejas relaciones ecológicas y sustentan la biodiversidad de los humedales costeros (INSTITUTO ESTATAL DEL AGUA, 2015).

Hidrología

De acuerdo con la categorización de las regiones hidrológicas, el acuífero del Soconusco pertenece a la región de la Costa de Chiapas, que corresponde al río Suchiate principalmente (Figura 1.2); así como, a la subcuenca de los ríos de Huehuetán, Coatán, Suchiate Cozoloapan y Puerto Madero; los cuales tienen como parteaguas la Sierra Madre de Chiapas. Las corrientes localizadas en esta zona son de curso corto y desembocan en el Océano Pacífico (CONAGUA, 2002).

Los ríos Suchiate, Cahoacán, Coatán y Huehuetán son las principales corrientes superficiales que recargan al acuífero del Soconusco. El río Suchiate,

catalogado como perenne, nace en Guatemala a las faldas de los volcanes Tacaná y Tajumulco, por lo que cumple la función de frontera natural entre ambos países con una extensión de 85 km en dirección norte –sur hasta desembocar al océano Pacífico. La superficie total de su cuenca es de 1287 km², con un escurrimiento medio anual de 2612mm (CONAGUA, 2002).

El río Coatán nace en la región noroccidental del volcán Tacaná en Guatemala, cruza la línea fronteriza en dirección suroeste hasta la ciudad de Tapachula, Chiapas en donde cambia su recorrido hacia el oeste con un tramo de 14 km, modificando nuevamente su dirección al suroeste hacia el pueblo de Mazatán, Chiapas y desembocando en el océano Pacífico en la Barra de San Simón, abarcando una área en la cuenca de 605 km² y un escurrimiento medio anual de 712.29 mm (CONAGUA, 2002).

El río Cahuacán nace de la frontera con la República de Guatemala y se sitúa al oriente de la ciudad de Tapachula, desembocando al océano Pacífico. Posee con una cuenca de drenaje de 277 km² un escurrimiento medio anual de 617.51 mm (CONAGUA, 2002).

Mientras que el río Huehuetán nace entre los límites fronterizos de ambos países, y corre en dirección suroeste pasando por la cabecera municipal de Huehuetán, localizada en su margen derecho; durante este trayecto recibe afluentes importantes tales como el Ismalapa y Chamulapa. Aguas debajo de Huehuetán, se une el río Coapantes para finalmente desembocar en la zona de marismas de la costa de Chiapas. Posee un escurrimiento medio anual de 628.06 mm y un área de cuenca aproximada de 809 km² (Hidráulicos, 1970).

Aspectos Generales

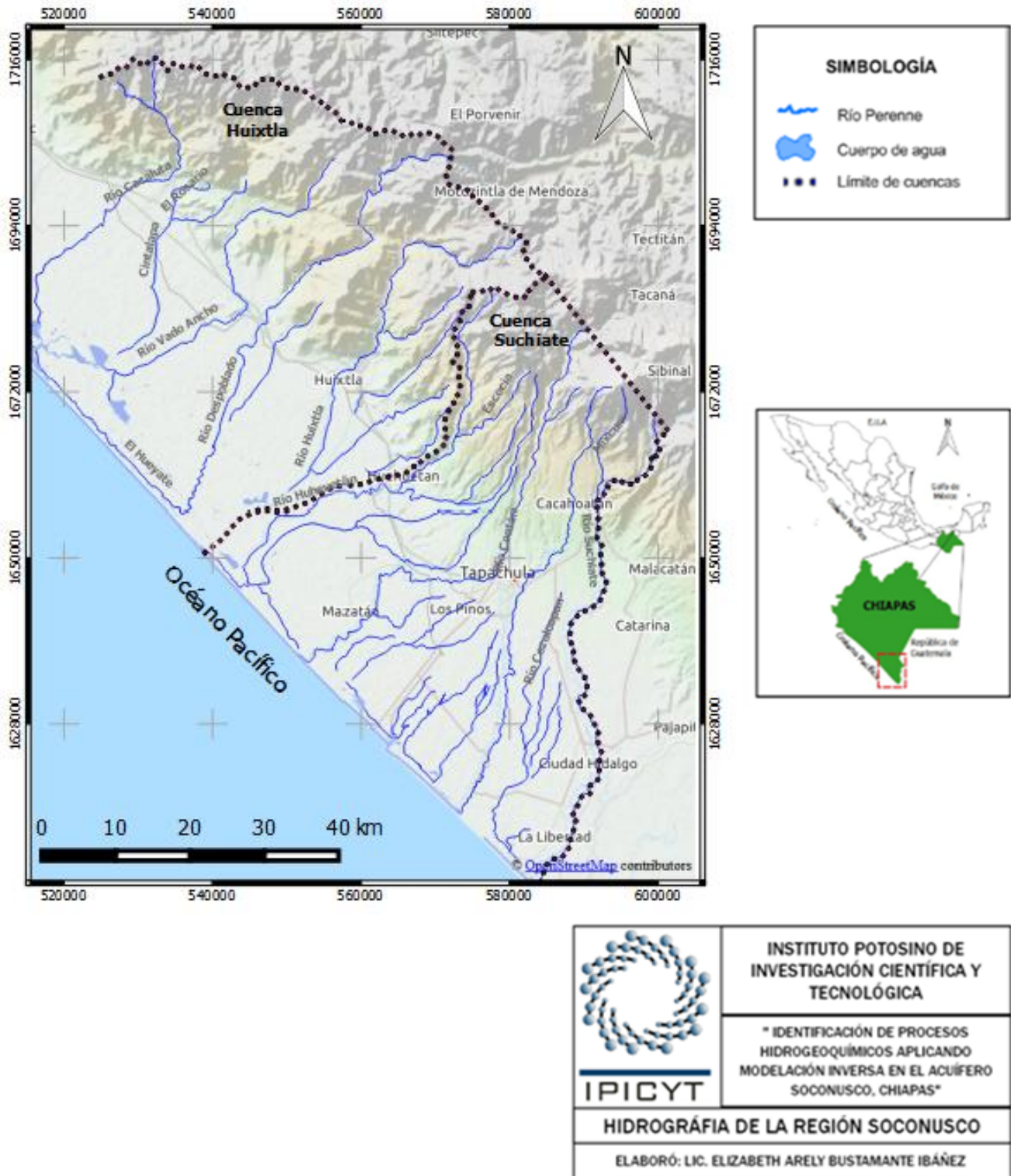


Figura 1.2. Mapa Hidrológico de la Región Soconusco

CAPÍTULO II

II. MARCO TEÓRICO

El agua es un elemento indispensable para el desarrollo de la vida en la tierra. El hombre siempre se ha preocupado por ella, para satisfacer tanto sus necesidades básicas y secundarias, como otras que se han ido generando a medida que, con el crecimiento demográfico, han propiciado un incremento de la demanda de consumo. Esta situación por profundizar sobre el origen del agua, sus interacciones con el medio ambiente y sus características fisicoquímicas, ha dado lugar a la creación de la hidrogeoquímica como ciencia, con el objeto de estudiar el agua en sus diversos aspectos y lograr su mejor aprovechamiento.

Propiedades del agua e importancia de su estudio

La molécula agua

El agua está formada por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno, respondiendo a la fórmula general H_2O , separados entre sí 105° . No obstante, el agua, es en realidad una combinación de sus isotopos existentes de los dos elementos: H^1 , H^2 , H^3 , O^{16} , O^{17} , O^{18} . Su estructura molecular corresponde a un enlace tipo covalente polar, lo que le provee un momento dipolar grande y una constante dieléctrica elevada.

El agua forma polímeros (dímeros y trímeros) unidos mediante puentes de hidrógeno, los que le confieren una serie de peculiaridades propias, tales como: alto calor específico, elevados puntos de congelación y ebullición, alta densidad, elevado momento dipolo, confiriendo las propiedades de disolvente universal de los minerales (Fagundo y González, 2005).

Propiedades físicas

Temperatura

La temperatura del agua es considerada un parámetro de importancia porque influye en la solubilidad de las sales y sobre todo en la de los gases; así como, en la disociación de las sales disueltas y por lo tanto en la conductividad eléctrica, y en el pH del agua. Con una temperatura elevada es esperable menor cantidad de oxígeno disuelto, lo cual es perjudicial para los organismos acuáticos y que contribuyen en forma natural a su depuración (Metcalf y Eddy, 1996).

Color

El color en el agua puede deberse a la presencia del contenido natural de metales o iones metálicos en disolución, humus o residuos orgánicos, plancton o desechos industriales. Por lo general se elimina el color para cualquier propósito de uso del agua. El color natural en el agua existe principalmente por efecto de partículas coloidales, cargadas negativamente; debido a esto su remoción puede lograrse con ayuda de un coagulante de sal de un ion metálico trivalente como el caso del aluminio o fierro. Dos tipos de color se reconocen en el agua: el color *verdadero*, es decir, la tonalidad de la muestra una vez que su turbidez ha sido removida, y el color *aparente*, que incluye el color de las sustancias en solución y coloidales sino también el color debido al material suspendido.

Olor y sabor

El olor y el sabor en el agua, generalmente siempre están ligados. Hay muchas causas que pueden causarlos, entre las más comunes se encuentran la materia orgánica en solución, ácido sulfhídrico, cloruro de sodio, sulfato de sodio y magnesio, hierro, manganeso, fenoles, aceites, productos del cloro, presencia de algas, hongos, entre otros.

Turbidez

Es una expresión del efecto óptico causado por la dispersión e interferencia de los rayos luminosos que pasan a través de una muestra de agua; es decir, es la propiedad óptica de una suspensión que hace que la luz sea remitida y no transmitida a través de la suspensión (Romero, 1996).

Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica, es una medida de la cantidad de sales disueltas o de la actividad iónica de una solución, en términos de su capacidad para transmitir corriente, que varía en función de la temperatura y está estrechamente ligada a la naturaleza de las sustancias disueltas. Por lo anterior esta medida tiene una relación con la presencia de sólidos disueltos totales (Barrenechea, 2004).

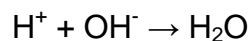
Sólidos totales disueltos

Este parámetro, es un indicador de la salinidad del agua, debido a que en éste se determinan las sales inorgánicas. Los sólidos totales disueltos son más o menos equivalentes a los minerales disueltos en agua (Barrenechea, 2004).

Propiedades químicas

Alcalinidad

La alcalinidad del agua es una medida de su capacidad para neutralizar ácidos. En aguas naturales la alcalinidad es causada por tres grandes grupos que se clasifican de acuerdo con sus valores de pH: 1) hidróxido, 2) carbonato, 3) bicarbonato de los iones Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ K^+ y NH_4^+ ; (Figura 1.1) siendo los más comunes calcio y magnesio. La alcalinidad se determina mediante la titulación con un ácido (H_2SO_4 , 0.02N), las reacciones que ocurren son:



Estas reacciones explican por qué la cantidad de ácido utilizado para titular una muestra de agua a pH 4.5, representa la alcalinidad del agua. El principal efecto de la alcalinidad es la reacción de carbonatos de calcio con ciertos cationes en el agua, lo que conduce a la formación de precipitados (Jiménez , 2001).

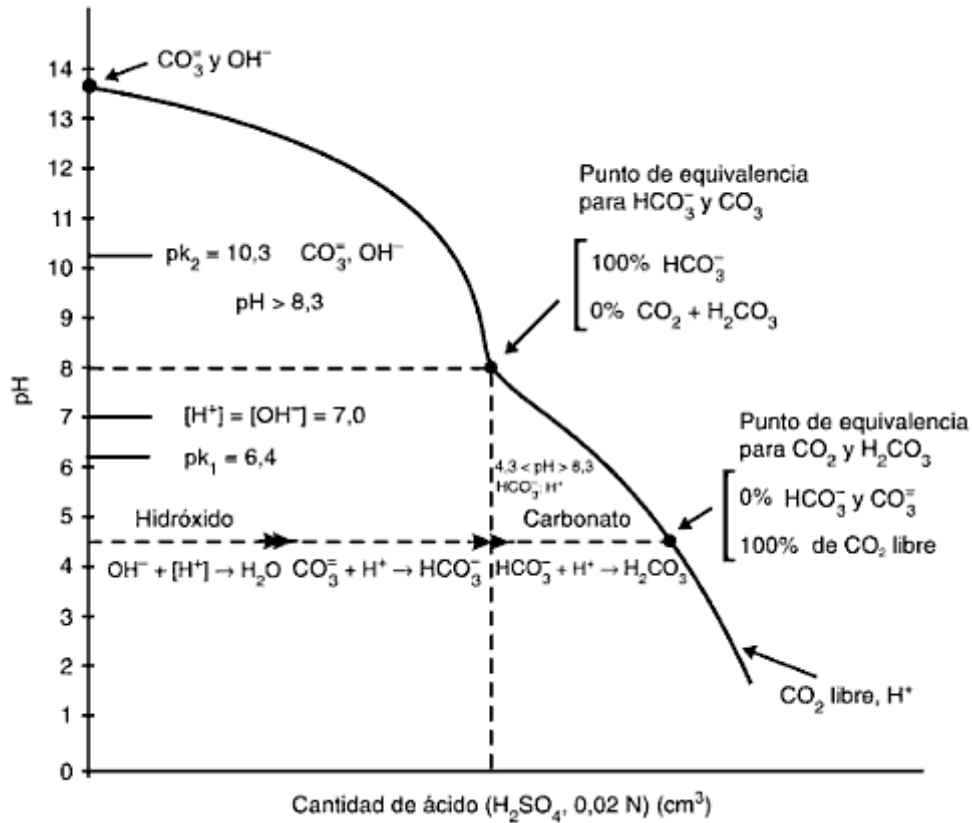


Figura 2.1. Curva de titulación de la alcalinidad. Fuente tomada de Sawyer C., McCarty P. y Parkin G.

Dureza

Representa la concentración de cationes metálicos multivalentes presentes en el agua. Se clasifica como dureza carbonatada y no carbonatada. Siendo la carbonatada, sensible al calor, precipita en altas temperaturas y se denomina temporal, es equivalente a la alcalinidad. La dureza permanente requiere métodos más especializados de remoción que una simple elevación de temperatura (Henry y Heinke, 1999).

En términos de dureza carbonatada, las aguas pueden clasificarse de la siguiente forma:

0 – 75 mg/L	Blanda
75 – 100 mg/L	Moderadamente dura
150 – 300 mg/L	Dura
➤ 300 mg/L	Muy dura

Los principales cationes que causan la dureza en el agua y los principales aniones asociados son:

Cationes	Aniones
Ca^{2+}	HCO_3^-
Mg^{2+}	SO_4^{2-}
Sr^{2+}	Cl^-
Fe^{2+}	NO_3^-
Mn^{2+}	SiO_3^{2-}

(Romero, 1996).

pH

El término se refiere a la intensidad de la condición de acidez o alcalinidad de una solución. Esta propiedad se calcula en una expresión logarítmica, su escala parte del 0 a 14, donde un pH elevado indica baja concentración de iones H^+ , y por lo tanto una alcalinización del medio. Por el contrario, un pH bajo indica una acidificación del medio. En el agua subterránea el pH tiende a ser balanceado, pues en ella es difícil encontrar minerales libres (Sawyer et al., 2001).

Potencial redox

Mide la tendencia de un sistema a oxidar o reducir una especie química. Los sistemas redox están relacionados directamente con el pH, el oxígeno disuelto, la presión y la temperatura. El Eh es importante en los procesos de disolución de sales por el ataque del agua a los minerales, es importante ya que las especies

químicas pueden cambiar su estado de valencia, oxidándose o reduciéndose una y otra vez.

En el agua subterránea el pH y el Eh presente no permiten la liberación de O₂ tampoco de H₂ (Eh +0.700 y -0.480 voltios). Los posibles oxidantes en el agua del subsuelo son el O₂ presente en aire, Fe³⁺, SO₄²⁻, NO₃⁻ y Fe (OH)₂.

Este parámetro debe medirse en campo apoyado por un electrodo de referencia, ya que los cambios de las condiciones ambientales producen alteraciones en su valor.

Oxígeno disuelto

Los niveles de oxígeno disuelto en aguas naturales y residuales dependen de la actividad física, química y bioquímica del sistema de agua. La solubilidad del oxígeno en el agua varía directamente con la presión atmosférica, a cualquier temperatura y con la presencia de sales y/o sólidos.

En el agua, el oxígeno disuelto afecta, principalmente, las reacciones en las que participan el hierro, manganeso, cobre y los compuestos que contienen nitrógeno y azufre (Jiménez , 2001).

La solubilidad del oxígeno en agua dulce varía desde 14.6 mg/L a 0°C hasta aproximadamente 7 mg/L a 35°C a 1 atm de presión. Mientras que en aguas que contienen sal la solubilidad del oxígeno es menor. Por otra parte, la profundidad es otro factor que determina la cantidad de oxígeno disuelto, mientras que en ríos y arroyos los cambios suelen estar más vinculados a la dimensión horizontal (Harrison, 2003).

Importancia del estudio del agua

Químicamente, la característica más sobresaliente del agua es su capacidad de ser un buen disolvente universal, lo que la hace estar sujeta a alteraciones en su composición física, química y biológica, alterando de esta forma su calidad para su uso y distribución en los diversos sectores.

Conocer la composición química del agua, permite determinar la calidad de la misma, puesto que el agua natural adquiere su composición mediante un proceso complejo donde intervienen múltiples factores (físicoquímicos, geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos, climáticos, microbiológicos y ambientales), en una misma área, muchos de estos factores se hacen constante y en ocasiones uno suele ser el dominante (litología). La composición del agua solo varia cuantitativamente como resultado del régimen de las precipitaciones que alimenten el acuífero, no así su composición relativa, que se caracteriza, por lo general, por presentar una sola facie o patrón hidrogeoquímico.

Actualmente la calidad del agua de los acuíferos se deteriora por la actividad antropogénica (sobreexplotación y descargas de contaminantes). El problema de la sobreexplotación más estudiado, es sin duda el de la intrusión salina, que ocurre por la introducción del agua de mar en acuíferos costeros o por el lavado de suelos salinos en zonas áridas (Jiménez et al., 2010).

La actividad del hombre causa un deterioro progresivo de la calidad de las aguas superficiales y subterráneas, una vez contaminadas, se hace muy difícil restablecer su calidad original. Por ello, es de vital importancia tener conocimiento de la composición del agua subterránea, dentro del acuífero con el fin de mantener un monitoreo que permita identificar oportunamente alguna alteración dentro del mismo.

Hidrogeoquímica

La hidrogeoquímica como rama de la hidrogeología, es la ciencia interdisciplinaria que se encarga del estudio de las propiedades químicas del agua subterránea y superficial en relación con la geología, analizando los iones disueltos en agua y los procesos de interacción agua-roca.

Diagramas hidrogeoquímicos

La compilación y presentación de los datos de composición y características químicas referentes del estudio del agua subterránea, suelen realizarse mediante gráficos, los cuales permiten obtener una visualización de la forma más simple y lo más completa posible de los datos y procesos del agua subterránea, haciendo más digerible a su interpretación.

Actualmente se cuenta con una variedad de diagramas que han sido desarrollados para tal fin: columnares, triangulares, circulares, poligonales, etc., donde cada uno de ellos posee cualidades específicas ante su representación.

A continuación se describen algunos de ellos:

a) Diagrama de Piper

Este diagrama conformado por dos triángulos equiláteros y un rombo, representa la composición aniónica y catiónica respectivamente, proyectando esta información hacia el rombo, donde se evalúa el punto de intersección de ambos triángulos la familia a que corresponde la muestra de agua, según la zona en la que recaiga el punto dentro del rombo. Para su construcción es necesario manejar las concentraciones en meq/L, los cuales a su vez son transformados a porcentaje en el diagrama. Donde cada uno de los vértices en los triángulos corresponde un 100% de un anión o catión.

Además, este diagrama permite reflejar las variaciones provocadas por la presencia de mezclas, precipitaciones, disoluciones, procesos de intercambio iónico que están ocurriendo en el comportamiento del agua, es decir, visualizar la evolución hidrogeoquímica del agua.

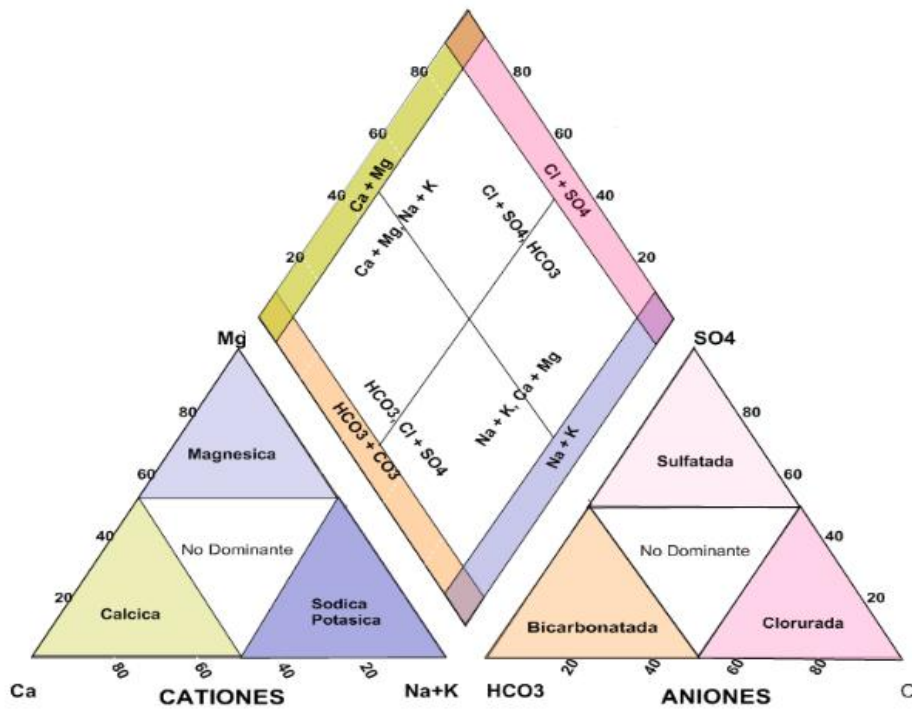


Figura 2.2. Ejemplo diagrama de Piper.

b) Diagrama de Stiff

El diagrama de Stiff, representa mediante un polígono, la composición química del agua mediante la concentración en meq/L de sus cationes y aniones mayoritarios. Este tipo de gráfico es apropiado para situarlo sobre un mapa, en donde es posible visualizar la disposición espacial de las familias hidrogeoquímicas.

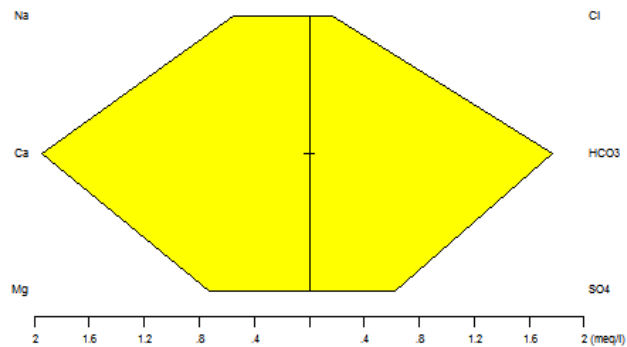


Figura 2.3. Ejemplo diagrama de Stiff.

c) Diagrama de Gibbs

Este diagrama fue desarrollado por Gibbs (1970), donde refleja el análisis del estudio del agua superficial, actualmente se ha utilizado también para agua subterránea.

Este diagrama grafica la concentración de los sólidos disueltos y la relación de $Na/(Na+K)$, para cationes y para aniones $Cl/(Cl+HCO_3)$. En este diagrama es posible identificar tres procesos ocurrientes en la dinámica del agua subterránea mediante su química, siendo: el proceso de precipitación meteórica (lluvia y su rápida infiltración), proceso de intemperismo (interacción agua-roca), y el proceso de evaporación – cristalización (tomando como factor la temperatura).

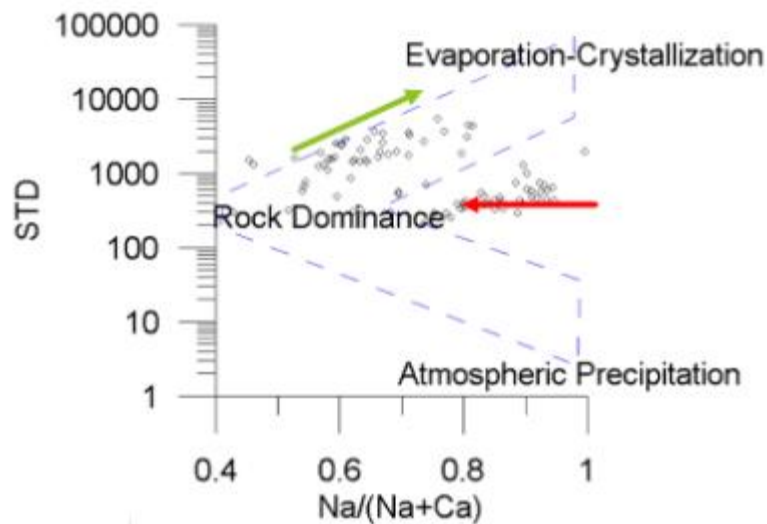


Figura 2.4. Ejemplo diagrama Gibbs.

(Eilers, 1992)

d) Diagramas de caja o barras flotantes

Diagrama empleado en la hidrogeoquímica para manifestar los tratamientos de poblaciones de muestras o bien la variación de la concentración de un ion determinado a lo largo del tiempo, si existen análisis seriados. Indica algunos valores estadísticos, tales como la mediana (línea horizontal dentro del rectángulo relleno), el intervalo de 25-75% , así como el valor máximo y mínimo durante el periodo de tiempo considerado (líneas horizontales por encima y por debajo de dicho rectángulo). El grafico puede ser elaborado en cualquier unidad de concentración en la que se desee representar el compuesto de interés.

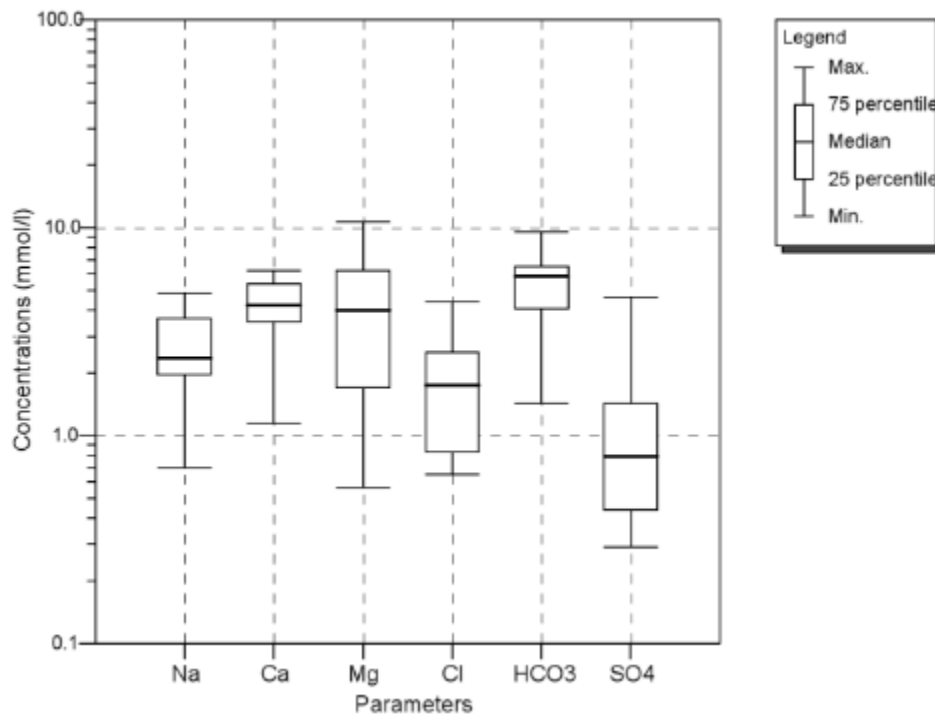


Figura 2.5. Ejemplo diagrama de caja.

(Fernández Escalante, 2009)

e) Diagramas de dispersión

Son diagramas de fácil elaboración, en donde se puede graficar una infinidad de relaciones iónicas y químicas, en donde es posible establecer balances estequiométricos entre iones, la identificación de procesos como intercambio iónico, dilución y evolución del agua subterránea (Lloyd & Heathcote, 1985).

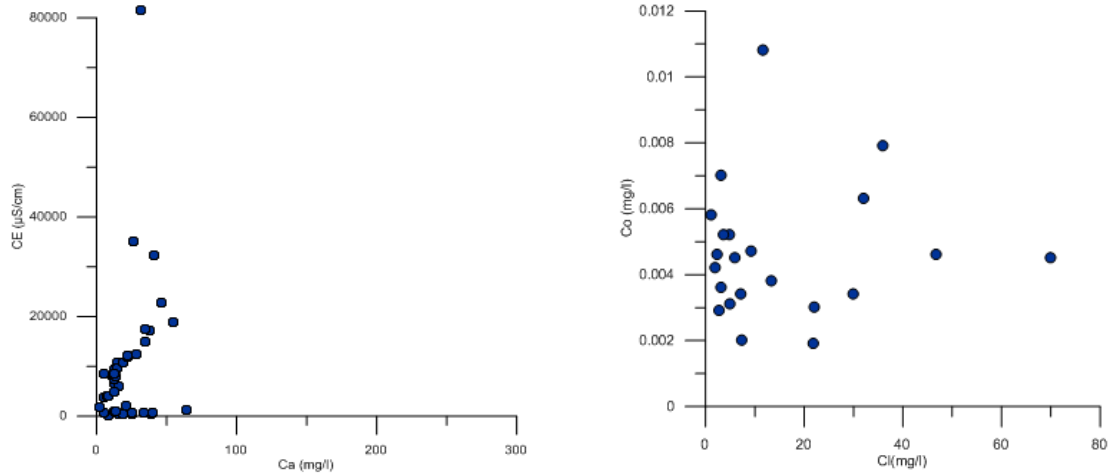


Figura 2.6. Ejemplo diagrama de dispersión.

f) Diagrama Mifflin

Este diagrama proporciona información sobre la evolución del agua subterránea en base a la creciente concentración de los iones Na^+ , K^+ , Cl^- y SO_4^{2-} a lo largo del flujo. El gráfico se subdivide en 3 secciones, determinando puntos de flujo local, intermedio y regional, siendo este último el más evolucionado y ligado a zonas de descarga.

El diagrama se construye sumando de manera independiente cationes ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) y aniones ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$) en meq/L , en escala logarítmica.

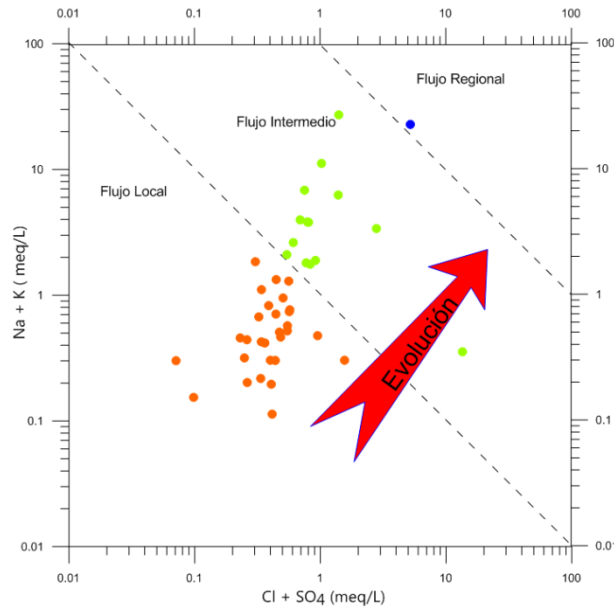


Figura 2.7. Ejemplo diagrama de Mifflin.

(Mifflin M. , 1988)

Clasificación hidrogeoquímica del agua

El agua subterránea se clasifica hidrogeoquímicamente por la facies que esta presenta, al conocer las concentraciones expresadas en mg/L o ppm, meq/L o simplemente r de índices hidrogeoquímicos de los iones mayoritarios.

Entre las clasificaciones iónicas se encuentran las de Alekin, Scholler, Schoucarev-Slavianov, Bazilevich, Filatov, etc. Entre las salinas, tenemos las de Chase Palmer, Souline, Zakharina, Noisette, etc.

Cabe destacar las siguientes:

a. Clasificación de Schoeller

Este método toma en consideración el contenido en meq/L de los compuestos disueltos, ante el orden de importancia en:

1. Concentración en ion Cl^-
2. Concentración en SO_4^{2-}
3. Concentración en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$
4. Índice de desequilibrio cloro-alkalino (índice de cambio de bases)

Distinguiéndose mediante este método 4 grupos, hasta alcanzar 36 tipos de aguas distintas (Fernández , 2009).

b. Clasificación de Schoukarev-Slavianov

Emplea como índice de clasificación los iones que se encuentran en un porcentaje mayor del 25% del total de miliequivalentes de aniones o cationes.

Aniones

Grupo 1: Aguas carbonatadas

Grupo 2: Aguas sulfatadas

Grupo 3: Aguas cloruradas

Grupo 4: Aguas bicarbonatadas sulfatadas

Grupo 5: Aguas bicarbonatadas cloruradas

Grupo 6: Aguas sulfato cloruradas

Grupo 7: Aguas sulfato cloruradas bicarbonatadas

Cationes

Grupo 1: Aguas cálcicas

Grupo 2: Aguas magnésicas

Grupo 3: Aguas sódicas

Grupo 4: Aguas cálcico-magnésicas

Grupo 5: Aguas cálcico-sódicas

Grupo 6: Aguas magnésico-sódicas

Grupo 7: Aguas cálcico-magnésicas-sódicas

(Fernández , 2009)

c. Clasificación de Alekin

Este método toma en cuenta principalmente los aniones más importantes HCO_3^- , Cl^- y SO_4^{2-} como clases; que a su vez, se subdividen en tres grupos, los cuales están en función del catión dominante Ca^{2+} , Mg^{2+} , o Na^+ . De esta forma se genera la clasificación en:

Clase:

- I. Aguas bicarbonatadas (predominio de HCO_3^-)
- II. Aguas sulfatadas (predominio del SO_4^{2-})
- III. Aguas cloruradas (predominio del Cl^-)

Grupos:

- a) Aguas cálcicas (predominio del Ca^{2+})
- b) Aguas magnésicas (predominio del Mg^{2+})
- c) Aguas sódicas (predominio del Na^+)

Tomando en cuenta la clase y el grupo de agua, se desprende la categorización en grupos, siendo los siguientes:

Tipo 1. $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$

Tipo 2. $r\text{HCO}_3^- < r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+} < r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-}$

Tipo 3. $r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-} < r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$ o $r\text{Cl}^- > r\text{Na}^+$

Tipo 4. $r\text{HCO}_3^- = 0$

(Fernández C. d., 1999)

La clasificación de Alekin, es poco aprovechada en los trabajos de caracterización hidrogeoquímica. Para el mejor entendimiento de ésta clasificación, en este trabajo se desarrolló un gráfico que sintetiza las condicionantes hidrogeoquímicas utilizadas por Alekin.

d. Clasificación de Palmer

Este método se relaciona con la alcalinidad del agua natural, considerando ácidos fuertes que originan salinidad, mientras que los ácidos débiles dan alcalinidad, de acuerdo con esto su categorización es:

S₁: Salinidad primaria (álcali)

S₂: Salinidad secundaria (dureza permanente)

S₃: Salinidad terciaria (acidez)

A₁: Alcalinidad primaria (alcalinidad permanente)

A₂: Alcalinidad secundaria (alcalinidad temporal)

(Fagundo y Gonzáles , 2005)

Interacción agua-suelo

El agua subterránea juega un papel activo como agente geológico, al poseer la capacidad para interactúa con el medio ambiente y su distribución espacial (Tóth, 1999), creando cambios físicos (lubricación y modificación de presiones intersticiales), químicos (disolución, hidratación, hidrólisis, oxido-reducción, precipitación, intercambio iónico) y cinéticos (materia acuosa y no acuosa, transporte de agua y calor)

La interacción agua-roca genera una serie de procesos naturales con el fin de establecer un estado de equilibrio. Tóth (1999) menciona que ésta condición es provocada por un estado de mínima energía, donde el agua que circula por el subsuelo genera la movilización, deposito de materia o energía y lubricación de las superficies de discontinuidad en rocas, propiciando la modificación de presiones intersticiales.

En aquella zona de elevada energía química o termal, la composición química aumenta en la concentración de sales derivado de la disolución, oxidación y acidez, generado por el transporte de solutos y calor.

Las interacciones entre agua subterránea y el medio circundante tienen lugar de diversas maneras, algunas de ellas se mencionan a continuación.

Disolución

Este proceso hidrogeoquímico fundamental en la evolución química del agua subterránea tiene lugar típicamente en el suelo, en la zona vadosa y en zonas de acumulación de gas, propiciando la creación de aguas ácidas o agresivas.

El grado de disolución depende de la solubilidad del mineral, su concentración en agua, la presión y la temperatura que posea el medio circundante.

Dentro de los minerales más solubles se encuentra la calcita, dolomita, yeso, halita y silvita; que sirven como fuente de aporte de iones mayoritarios; mientras que los silicatos y rocas insolubles dan lugar a los iones minoritarios o elementos traza.

Los gases más comunes en este proceso son el nitrógeno, argón, oxígeno, helio, dióxido de carbono, amoníaco, metano y sulfuro de hidrógeno (Tóth, 1999).

Intercambio iónico

Como resultado del proceso de intemperismo de las rocas, se originan los suelos, constituidos por minerales de tipo arcilloso, que se caracterizan por presentar tamaños del orden coloidal, originando procesos de intercambio iónico entre las arcillas del suelo y el agua que circula a través de las mismas (Fagundo y González, 2005).

En la superficie de estas arcillas, se ubican las cargas eléctricas, que al interactuar con otra partícula mineral, absorben cargas ubicadas en su último orbital, llegando a ser cationes o aniones.

Los minerales con mayor potencial de intercambio iónico son la caolinita, montmorilonita, clorita, illita, vermiculita y zeolita. El intercambio catiónico más común produce el reblandamiento del agua, por un enriquecimiento de sodio y un aumento en la porosidad y permeabilidad del nuevo mineral arcilloso enriquecido con calcio o magnesio (Tóth, 1999).

Reacciones oxido-reducción

Son equilibrio de intercambio de electrones entre una especie que libera, mientras otra incorpora estos electrones (Berrenger y Santiago, 2003).

La oxidación es importante en la zona vadosa del suelo, siendo el área en donde el agua posee la mayor cantidad de oxígeno disuelto, el cual va disminuyendo hasta alcanzar la zona saturada. El agua por naturaleza lleva consigo sustancias oxidantes y en el terreno dispone de los reductores, por lo que a medida que el agua atraviesa el medio a lo largo de su recorrido, ésta se va haciendo más y más reductora.

El proceso de reducción, es importante en depósitos orgánicos, donde el oxígeno puede obtenerse por reducción de óxidos, sulfatos, nitratos, nitritos y ciertos gases. Teniendo como resultado especies iónicas como H_2 , H_2S , CH_4 , S^{2-} , NO^{2-} , NH_4 , Fe^{2+} , Mn^{2+} y algunos hidrocarburos (Tóth, 1999).

Precipitación

La precipitación de minerales, hidrogeológicamente hablando, puede tener lugar por tres razones.

La primera es el presentar reacciones con la roca para formar precipitados no solubles. La segunda es por la variación en presión y temperatura, parámetros que afectan la solubilidad de algunos componentes químicos, y por último, la oxidación de materia orgánica disuelta al tener contacto con la superficie atmosférica, dando lugar a compuestos menos solubles, como es el caso de la oxidación de Fe^{2+} a Fe^{3+} (Tóth, 1999).

Modelación hidrogeoquímica

La modelación hidrogeoquímica, es la reproducción simplificada de la realidad, en donde se aplican los principios fisicoquímicos para interpretar la dinámica del sistema. La composición química del agua subterránea se origina ante diversos procesos hidrogeoquímicos; tales como, el intercambio iónico, reacciones acido-

base, procesos de oxido–reducción, disolución, precipitación, procesos de mezcla, reducción bacteria y degradación.

Una forma de conocer los procesos hidrogeoquímicos es mediante la aplicación de los modelos numéricos, quienes proporcionan información detallada acerca de su origen, interacción agua–roca y patrones de flujo (Hidalgo y Cruz Sanjulián, 2001).

La modelación consiste en utilizar los datos de caracterización del sistema: mineralogía, composición de gases, datos isotópicos, fisicoquímicos para intentar determinar que reacciones han ocurrido a lo largo de la trayectoria y tiempo de residencia del agua subterránea con sus medio geológico (Fagundo y Gonzáles, 2005).

Existen dos tipos de modelos para describir reacciones hidrogeoquímicas: modelos directos y modelos inversos.

Modelación directa

Esta modelación predice la composición del agua y la transferencia de masa, que puede resultar de reacciones químicas hipotéticas, en respuesta a procesos naturales y perturbaciones del sistema. (Fagundo y Gonzáles, 2005).

La evaluación cuantitativa de la interacción química agua-roca, en ambos métodos, se basa en la utilización de un modelo de especiación y transferencia de masa, que calcula las concentraciones de todas las especies en solución (iones libres, pares de iones y compuestos de coordinación), sus actividades y coeficientes de actividad; es decir, consideran que las soluciones acuosas no son ideales (reales), calculando la actividad de los iones individuales a partir de la teoría de Debye –Hückel (Fagundo y Gonzáles, 2005).

Como resultado de esta modelación, se definen los índices de saturación (SI), respecto a los minerales de interés. Los índices de saturación permiten pronosticar la evolución de la solución acuosa, debido a procesos de interacción agua-roca (disolución o precipitación) mediante la siguiente ecuación:

$$SI = \log (IAP/K)$$

Donde:

IAP: corresponde al producto de actividad iónica

K: corresponde a la constante de equilibrio del constituyente

Dadas 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)

(Appelo y Postma, 1996)

Modelación inversa

La modelación inversa permite cuantificar las fases de reacción gaseosa, mineralógica y acuosa en cantidades apropiadas a fin de determinar las diferencias entre los productos inicial y final (Parkhurst y Appello, 1999).

La modelación inversa se aplica entre dos puntos, los cuales se infiere que se encuentran ante una conexión hidráulica a lo largo de una línea de flujo. Destacando que en ciertas ocasiones la conectividad entre ambos puntos no siempre es posible (Ramos et al., 2013).

Para su aplicación se parte de la premisa ante la existencia de diferencias en los componentes químicos de ambos puntos (delta iónico). El modelo cuantifica los procesos y/o reacciones posibles que pudiesen ocurrir entre los puntos extremos y la fase mineral definida (André et al., 2005).

La difusión hidrodinámica juega un rol muy importante en la química del agua subterránea a partir de la composición geológica de la zona de estudio (Maloszewski y Zuber, 1991).

Para la realización de una modelación inversa es necesario contemplar lo siguiente Zhu (2002):

1. Conocer la química del punto inicial y final que se encuentren con la misma tendencia de flujo.
2. La dispersión y difusión influye en la química de la solución.
3. La composición química del punto analizado prevalece durante un tiempo considerado.
4. Las fases minerales usadas en la modelación son o estuvieron presentes en el acuífero.

Por lo que, el flujo del soluto derivado de las modelación no es el único, debido a que se refiere matemáticamente a una inversión del problema. Hay una variedad de combinaciones entre las posibles fases minerales y gaseosas que pudiesen generarse a lo largo del trayecto de punto inicial y final. Plummer (1992) comenta que la validez de un modelo depende significativamente de la percepción geoquímica de sus fases en la selección de éste.

Debido a que el programa genera múltiples modelos Zhu (2002), menciona las siguientes consideraciones que apoyan a la eliminación de modelos irreales de las soluciones:

- Conocer la geología y mineralogía de la zona de estudio, permite tener una evidencia directa sobre las reacciones de transferencia de masa que pudiesen estar desarrollándose en el modelo; gracias a esto es posible diferenciar y excluir las fases que no se encuentren presentes en el acuífero a modelar.
- Calcular los índices de saturación a partir de la composición química de los puntos de interés, nos permite conocer las diversas fases que posiblemente se encuentran presentes en el área de estudio a modelar, con esto, es posible determinar que minerales se están precipitando o disolviéndose en la solución. (Plummer et al., 1991)
- Los estudios isotópicos son otra herramienta que permite generar la selección adecuada, según datos que apoyen a dicha evidencia química probable a presentarse.

- Según Parkhurst (1997) el tomar en cuenta el grado de incertidumbre del análisis, permite reducir en gran medida el número de fases que son necesarios a reproducir en las reacciones químicas; así como, el número de modelos.

CAPÍTULO III

III. CARACTERIZACIÓN HIDROGEOLÓGICA

Geología

El acuífero del Soconusco se ubica en las subprovincias de la Sierra de Chiapas y la Planicie Costera, de acuerdo con INEGI esta provincia se le denomina como Cordillera Centroamericana. Esta porción central de la Planicie Costera del Pacífico del Estado de Chiapas, está delimitada al sureste por el Océano Pacífico y al noroeste por la Sierra Cristalina de Chiapas o Macizo Granítico de Chiapas.

Geología Estructural

Las rocas metamórficas que afloran en la sierra del Soconusco, se relacionan con un evento metamórfico contemporáneo con la fase grevillana de deformación. Posterior a este evento, se instauro un geosinclinal en la parte norte de América Central con una orientación general este–oeste. Estos sedimentos, fueron deformados e intrusionados en un intervalo de deformación del Devónico (Morán, 1984).

A fines del Paleozoico fueron afectadas las secuencias sedimentarias del Misisípico-Pensilvánico del sureste de Chiapas y se originó la principal actividad plutónica en la Sierra del Soconusco (Weyl, 1980), seguida de un intervalo largo de depósitos continentales que alcanzan la zona de Istmo de Tehuantepec; así como, el borde oriente del sector de la Sierra Madre Oriental, que forman la parte inferior de la Formación Todos los Santos. En el periodo Jurásico Superior, ocurrió una transgresión que dio lugar a la sedimentación marina, conformada por calizas

de facies someras con intercalaciones de sedimentos continentales (Castro et al., 1975).

En el periodo Cretácico, se generaliza la sedimentación marina, que da lugar a la formación de la Sierra Madre del Sur. Posteriormente, se reconoce una deformación parcial de la secuencia mesozoica a fines del Albiano, acompañada por intrusiones graníticas que se extiende desde Chiapas y la República de Guatemala central. Durante el Cretácico Tardío, Paleoceno y Eoceno, la secuencia mesozoica, fue afectada por eventos tectónicos relacionados a la Orogenia Laramide, al mismo tiempo que se desarrollaba una antefosa con el depósito de sedimentos Flysch de la Formación Ocozonautla, ocasionando modificaciones en la geometría de la cuenca. Los depósitos salinos de la base del mesozoico desempeñaron un papel importante en las deformaciones, al actuar como material plástico en el desarrollo del décollement que plegó las secuencias mesozoicas y cenozoicas (Sánchez-Montes de Oca, 1980).

Durante el Cenozoico Tardío, la región de Chiapas es afectada por fallas normales y corrimientos laterales, que complican las relaciones estructurales del área. Estas estructuras se encuentran generalmente relacionadas con la tectónica y se asocian al desplazamiento de las placas Norteamericana y Caribe, a lo largo del sistema de fallas Polochic-Motagua de Guatemala y sur de México (Muehlberger y A., 1975).

La planicie costera ha sido formada por una acumulación de sedimentos que bajan de la sierra de Chiapas por ambientes fluviales; así como, por los procesos de tipo marino costero (Mercado y Rose, 1992). El primer proceso mencionado ha formado depósitos aluviales, sedimentos fluviales y depósitos de meandros; mientras que los procesos marinos costeros han originado la presencia de arenas de playa, líneas de costa, zonas de manglar y llanuras de inundación.

Estratigrafía

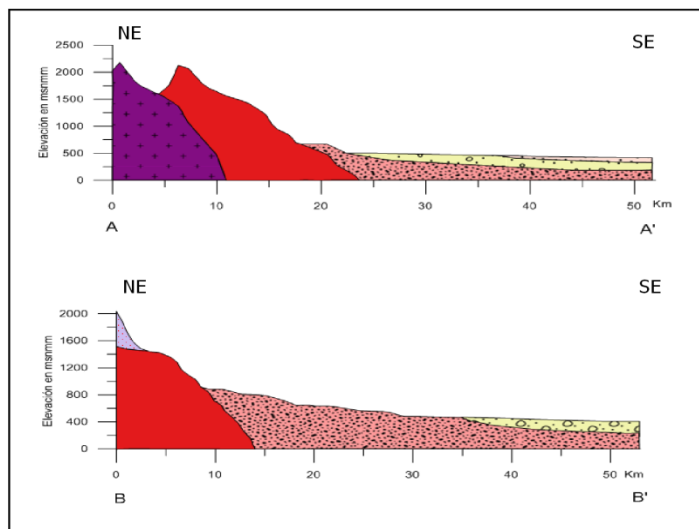
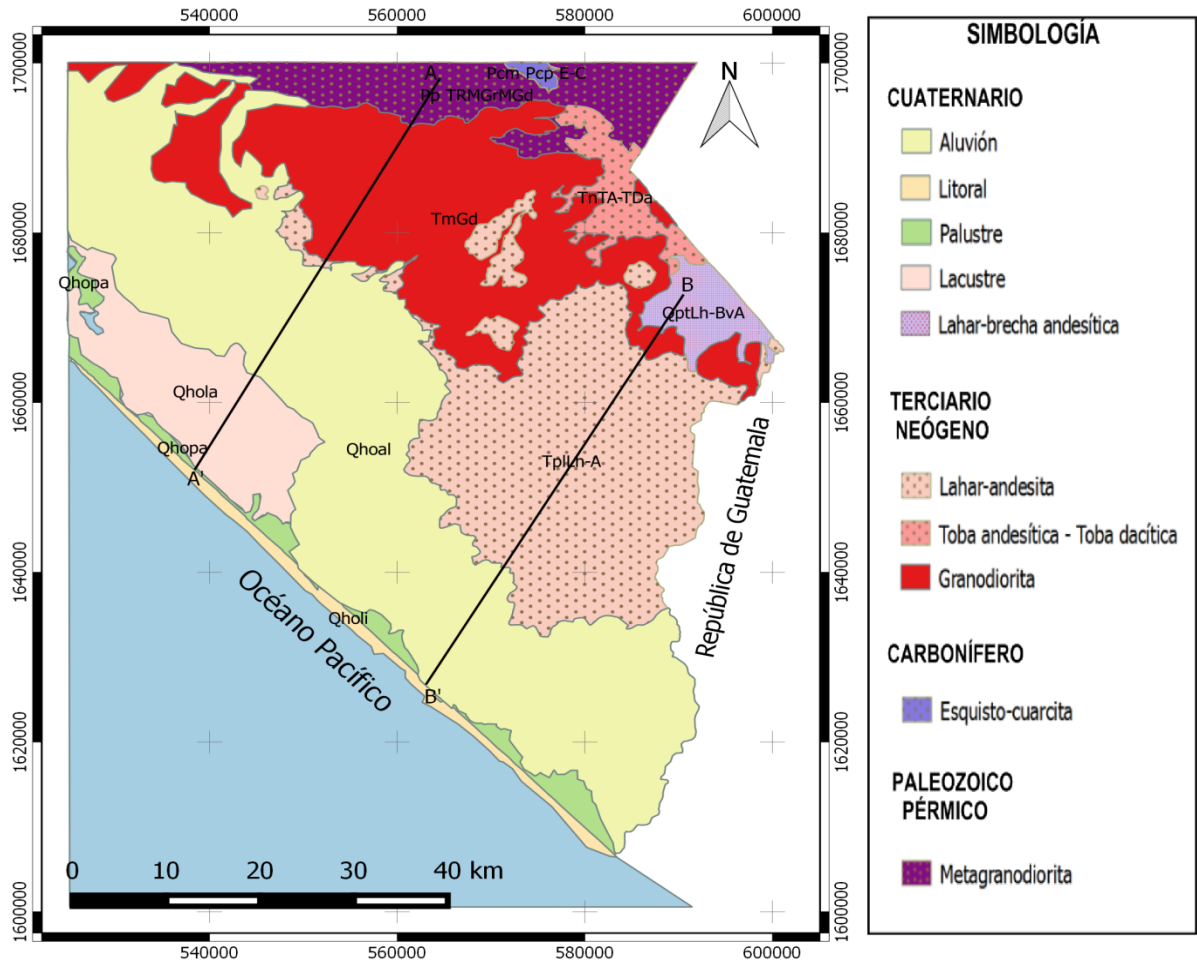
Dentro del área de estudio se definen dos formaciones, la primera corresponde a rocas antiguas paleozoicas y la segunda a rocas más jóvenes del Terciario y Cuaternario.

La era Paleozoica contempla la parte norte del acuífero (zona de recarga), representado por un sistema de rocas cristalinas del tipo granítica y granodioritas; estas rocas se definieron como barreras impermeables al flujo del agua subterránea. Las rocas cristalinas constituyen una fuente importante para la formación de los depósitos aluviales (Böse, 1905).

El periodo Terciario representa fundamentalmente las rocas volcánicas, ya sea del tipo félsico o básico (Reynolds, 1980). La mayoría de las rocas que afloran en la región son del tipo intermedio a básico, correspondiente a andesitas y basalto respectivamente, mismas que se localizan en la parte norte y oriente del acuífero, las cuales están ligadas con productos del volcán Tacaná (Macías, 2005). La permeabilidad de estas rocas, es relativamente baja, debido a su compactación.

Las formaciones geológicas para el periodo Cuaternario, están constituidas por materiales no consolidados clásticos, arenas, gravas, cantos rodados y sedimentos finos, tales como arcillas y limos, que se depositaron sobre la Planicie Costera desde el pie de la sierra hasta la línea de la costa; por lo que, estos sedimentos son los que constituyen el acuífero.

Caracterización Hidrogeológica



IPICYT

INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA

" IDENTIFICACIÓN DE PROCESOS HIDROGEOQUÍMICOS APLICANDO MODELACIÓN INVERSA EN EL ACUÍFERO SOCONUSCO, CHIAPAS "

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN SOCONUSCO

ELABORÓ: LIC. ELIZABETH ARELY BUSTAMANTE IBÁÑEZ

Figura 3.1. Geología de la zona de estudio.

Hidrogeología

Debido a las características en los depósitos aluviales y a su funcionamiento hidráulico, el acuífero de Soconusco se cataloga como libre, y es delimitado por una barrera de rocas ígneas graníticas que conforman la Sierra Madre del Sur al noroeste, al noreste, por los productos piroclásticos del volcán Tacaná, al este por el río Suchiate, al sur y oeste por el Océano Pacífico (CONAGUA, 2002).

El acuífero es drenado básicamente por los ríos Suchiate, Cahoacán y Coatán durante época de estiaje y es recargado en época de lluvia, por lo cual existe una estrecha relación entre aguas superficiales y aguas subterráneas; siendo como fuente de recarga principal al acuífero el agua infiltrada debido a las altas precipitaciones que posee la zona (CONAGUA, 2002).

Una gran cantidad de agua subterránea, es descargada en el océano Pacífico y otra parte es interceptada por una serie de pozos a lo largo de la planicie. Debido a los niveles someros, las pérdidas por evapotranspiración adquieren gran importancia (CONAGUA, 2002).

La mayor profundidad del nivel estático, se presenta en las partes altas del valle, cerca del contacto con las rocas de la Sierra; mientras que las menores se presentan en las zonas cercanas a la línea de costa o en las zonas de los esteros (CONAGUA, 2002).

El acuífero se encuentra en equilibrio debido a la gran cantidad de precipitación, por lo cual la evolución tiende a ser positiva o cero.

Balance hidrológico

En todo sistema o subsistema del ciclo hidrológico, el principio que indica que el agua no se crea ni se destruye, se refleja en la denominada ecuación de balance hidrológico, la cual relaciona las cantidades de agua que circulan por el ciclo. Teniendo como ecuación:

$$\text{Entradas} - \text{Salidas} = \text{Cambio de almacenamiento}$$

Retomando la ecuación al estudio del acuífero, las entradas quedan representadas por la recarga total, las salidas por la descarga total y el cambio de masa, al cambio de almacenamiento de la unidad hidrogeológica.

$$\text{Recarga total} - \text{Descarga total} = \text{Cambio de almacenamiento en la unidad hidrogeológica}$$

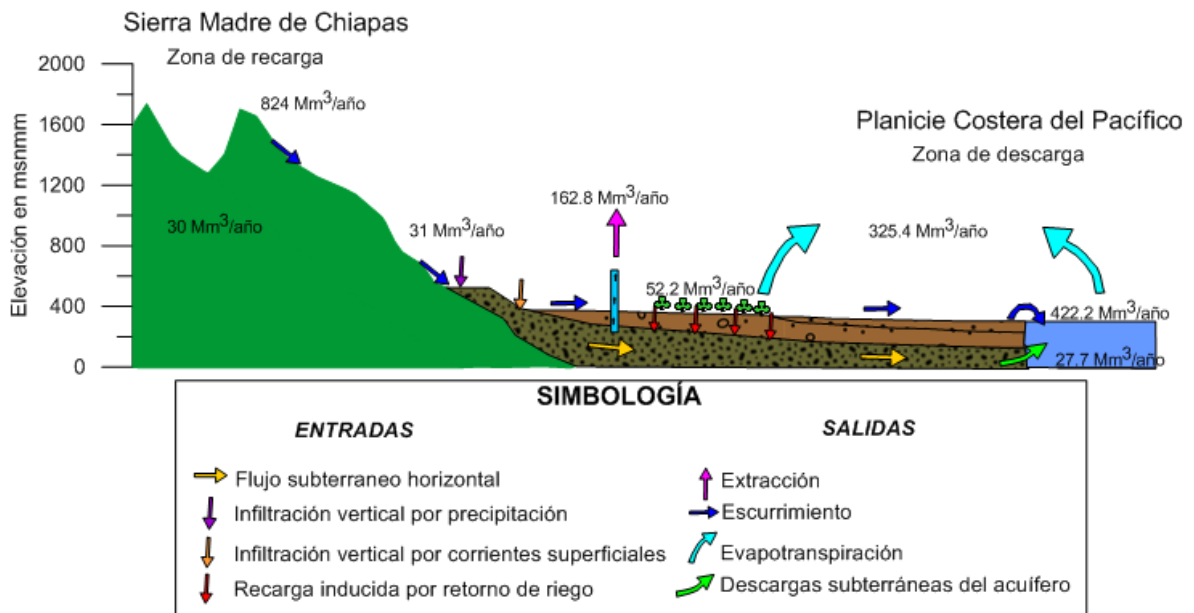


Figura 3.2. Balance hidrológico del acuífero Soconusco.

Recarga

Recarga natural

La recarga natural del acuífero Soconusco, según datos proporcionados por la Comisión Nacional del Agua (2002), se estimó a través del cálculo de la infiltración por precipitación de lluvia, infiltración por corrientes y flujo subterráneo horizontal.

El volumen de recarga natural es del orden de 885.9 Mm³/año, de los cuales 824.9 Mm³/año corresponden a la infiltración vertical por la precipitación, 31 Mm³/año asociados a la infiltración vertical de las corrientes que drenan la zona del acuífero y 30 Mm³/año corresponden al flujo subterráneo horizontal, procedentes a las áreas adyacentes a la frontera con la Sierra Madre de Chiapas.

Recarga inducida

La recarga inducida se deriva como producto de los retornos de riego, siendo del orden de 52.2 Mm³/año. De los cuales 39.2 Mm³/año corresponden a la demanda de aguas superficiales y 13 Mm³/año a la demanda de aguas subterráneas.

Descarga

Evapotranspiración

El volumen de evapotranspiración dentro del acuífero es del orden de 325.4 Mm³/año, asociados principalmente a la planicie costera.

Descargas naturales

La estimación de las descargas naturales considero el volumen de las corrientes durante la temporada de estiaje. Por lo que el volumen de las descarga asciende al orden de 422.2 Mm³/año, correspondiendo a la descarga de corrientes que drenan la superficie del acuífero.

Extracción de agua subterránea

Considerando la extracción por pozos de bombeo más el volumen aprovechado en las norias captadas para los diferentes usos, se estiman 162.8 Mm³/año en cuanto a su volumen.

Flujo subterráneo

El volumen de las descargas subterráneas del acuífero Soconusco corresponde al flujo que viaja a través de las rocas del mismo hacia el mar, asociándose un volumen del orden de 27.7 Mm³/año.

Cambio de almacenamiento

Los datos muestran que al acuífero del Soconusco se encuentra en equilibrio dinámico, ocasionada a que la recarga es del mismo orden de magnitud que la descarga. Hecho comprobable debido al equilibrio hidrodinámico entre las elevadas cantidades de precipitación y la estabilidad en cuanto a la profundidad de los niveles en aguas subterráneas almacenadas en pozos.

CAPÍTULO IV

IV. METODOLOGÍA

En este capítulo se presenta el método de trabajo aplicado para el desarrollo de esta tesis. Las principales actividades que se realizaron para la elaboración de este trabajo, contemplan el trabajo de campo, trabajo de laboratorio y de gabinete.

Protocolo de Muestreo

Para la toma y recolección de muestras, primeramente es necesario planificar la salida a campo, contemplando la preparación de materiales y equipos a utilizar en el trabajo de campo.

Contemplando que el objetivo es estudiar y caracterizar el acuífero de Soconusco, es indispensable coleccionar el mayor número de muestras posibles (Fig.4.1) para poder modelar la hidrodinámica del sistema.

La preparación de material, se llevo a cabo con un lavado apegado a lo establecido por Standard Methods (APHA) para la examinación de agua, con el fin de minimizar errores y generar un estudio certero y confiable del agua subterránea del acuífero.

El lavado y preparación de los frascos colectores de muestra, consistió en lavar cada frasco de polietileno (HDLP) con una solución de extrán al 2% (detergente libre de fosfatos), posteriormente realizando un enjuague con agua destilada por 7 ocasiones, seguido de un reposo de los mismos en una solución de ácido clorhídrico al 10% por un lapso de 2 horas, al término de esto se enjuagaron nuevamente con agua destilada 6 veces, culminando con un enjuague de agua desionizada.

La recolección de las 45 muestras, se basó en tomar la cantidad suficiente de agua para el análisis de cationes (60 mL), aniones (120 mL) y elementos traza (55 mL), previamente filtrada (papel filtro de 35 μ m), determinando in situ los parámetros de temperatura, pH, conductividad eléctrica, oxígeno disuelto,

potencial redox (ORP), alcalinidad y sólidos totales disueltos (STD) mediante el uso del multiparámetros; las muestras destinadas para cationes y elementos traza, fueron acidificadas con ácido nítrico puro hasta un $\text{pH} < 2$ para preservar la muestra y de esta forma evitar alteraciones en su análisis químico; así como su almacenamiento a una temperatura entre 4 a -2°C .

Metodología

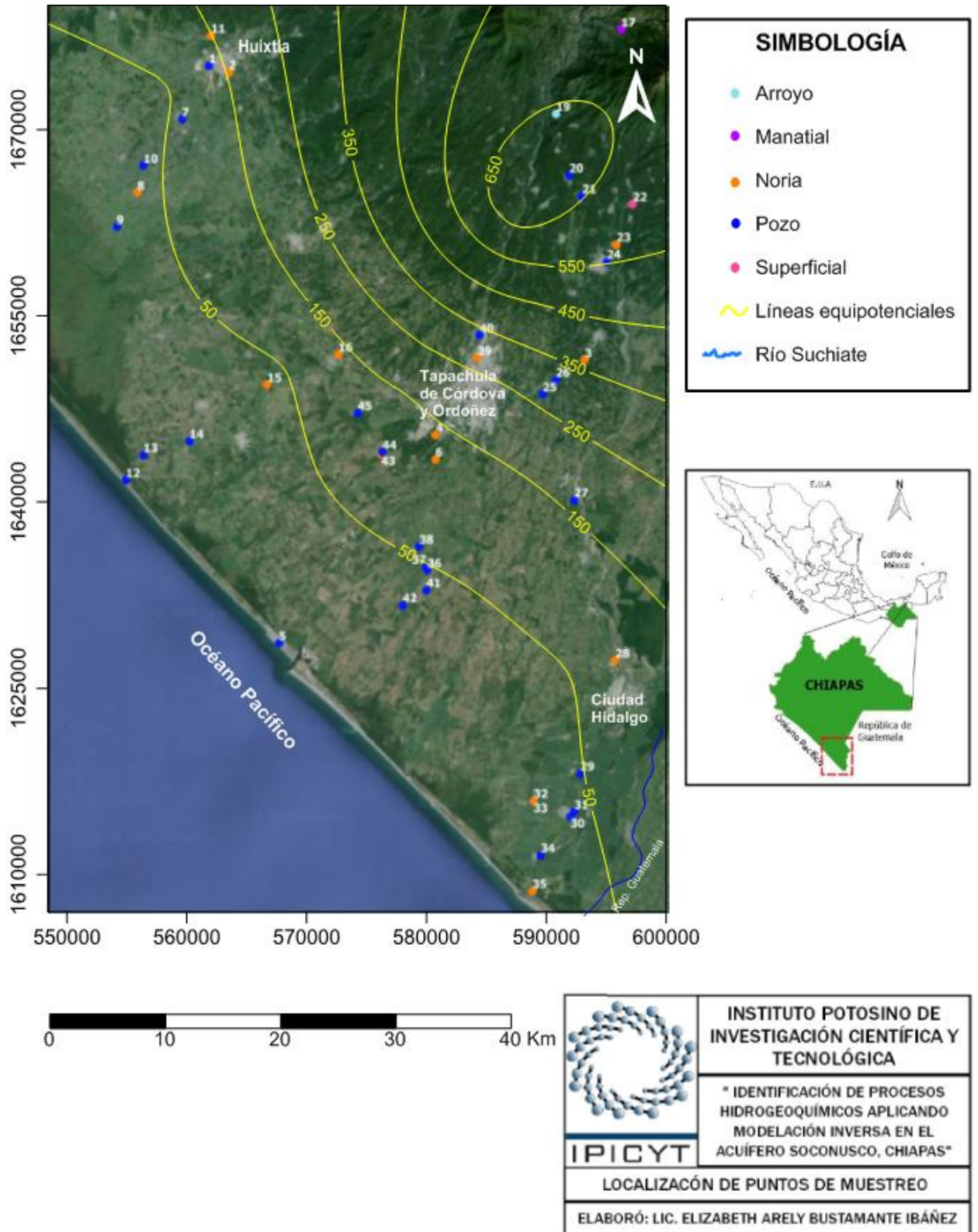


Figura 4.1. Mapa de localización de los puntos de muestreo en el acuífero Soconusco.

Técnicas analíticas

Los análisis químicos de las muestras colectadas fueron determinados en el laboratorio del Centro de Geociencias (CGEO) de la Universidad Autónoma de México, campus Juriquilla, Qro.

Las concentraciones de los cationes mayores Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} K^{+} , y elementos traza se analizaron mediante espectroscopía de plasma (ICP-OES) modelo Termo ICAP 65000Duo de última generación, utilizando estándares internacionales SLRS-4 y NIST 1640. Una fuente de plasma de acoplamiento inductivo consiste en la introducción continua de la muestra líquida y un sistema de nebulización forma un aerosol que es transportado por el gas argón a la antorcha del plasma, acoplado inductivamente por radio frecuencia típicamente oscilante a 27.1 MHz. En el plasma, debido a las altas temperaturas generadas (aproximadamente 6,000 y 8,000 K), los analitos son atomizados e ionizados generándose los espectros de emisión atómicos de líneas características. Los espectros son dispersados por la red de difracción y el detector sensible a la luz se encarga de medir las intensidades de las líneas.

La eficaz excitación proporcionada por el plasma de acoplamiento inductivo da lugar a bajos límites de detección para muchos elementos. Esto, unido al extenso recorrido dinámico, permite una determinación multielemental eficaz de metales.

Los parámetros de alcalinidad y HCO_3^- , se determinaron in situ mediante titulación con alkalinity test kit HANNA, con un error de equilibrio iónico menor del 5%. Mientras que los aniones mayores SO_4^{2-} y Cl^- , se analizaron por la técnica de colorimetría mediante el colorímetro Smart 2 Lamotte. La técnica consistió en verter 10 mL de muestra en la celda y añadir el reactivo para determinar sulfatos o cloruros, se dejó reaccionar por un par de minutos y se procedió a insertar la celda dentro del colorímetro para su respectivo análisis.

El fundamento de la colorimetría consiste en dirigir un haz de luz paralela a través de una muestra líquida, transmitiendo solo un determinado color o longitud de onda al fotodetector donde es medido la intensidad del haz luminoso emergente. Donde la intensidad del color es proporcional a la concentración del

compuesto que se está analizando, mientras que la cantidad de luz absorbida es proporcional a la intensidad del color y por lo tanto a la concentración.

Para cuantificar la concentración de nuestro compuesto de interés, se realizó una medición testigo, con agua desionizada, conociendo esta medición se deduce el resultado del resto de las muestras.

Procesos de mezcla

Para conocer y cuantificar la dinámica del proceso de mezcla se procedió a graficar los iones conservativos F^-/Cl^- (mg/L) para determinar los miembros de la mezcla. Identificando una mezcla ternaria, asociada a los miembros C_1 muestra 21, C_2 muestra 30 y C_3 muestra 35. La cuantificación de los aportes de cada uno de los miembros, se determinó en base a la metodología de VISHMOD la cual se basa en una serie de ecuaciones, que permiten determinar el porcentaje de aporte de cada uno de los miembros extremos al sistema y en el proceso de validación se generan modelos hidrogeoquímicos que describen procesos que dan origen a la firma química del agua subterránea.

El sistema de ecuaciones se conformó de la siguiente manera:

La composición química de cada una de las muestras se representa por la mezcla de los tres miembros del sistema, donde C_w , constituye la totalidad de los miembros, mediante un balance de masa.

$$c_w = C_1 + C_2 + C_3$$

Ecuación 1

Donde C_1 representa la concentración del ion flúor sobre el proceso de mezcla en el sistema, para su resolución fue necesario conocer la concentración del ion conservativo en cada uno de los miembros.

$$C_1 = \frac{c_w(F_3 - F_T) + C_2(F_2 - F_3)}{F_3 - F_1}$$

Ecuación 2

Donde C_3 representa la concentración del ion cloro sobre el proceso de mezcla en el sistema, para su resolución fue necesario conocer la concentración del ion conservativo en cada uno de los miembros.

$$C_3 = \frac{C_W (Cl_1 - Cl_T) + C_2 (Cl_2 - Cl_1)}{Cl_1 - Cl_3}$$

Ecuación 3

Conociendo las incógnitas de los miembros C_1 y C_3 se sustituyo en la ecuación 1, para determinar C_2 .

$$C_2 = 1 - C_1 - C_3$$

Ecuación 4

Determinado el valor de C_1 , C_2 , y C_3 , se procedió en calcular la fracción de aporte de los iones conservativos sobre la composición química por cada una de las muestras; la identificación del porcentaje de aporte de cada uno de los miembros se derivó de la sumatoria de sus fracciones.

Modelación hidrogeoquímica

Para llevar a cabo esta etapa se empleó el software Phreeqc Interactive 3.2, el cual se fundamenta en un entramado informático que intenta, mediante algoritmos de aproximación numérica, acomodar una serie de principios termodinámicos y/o fisicoquímicos, a los datos experimentales, utilizando los valores contenidos en las respectivas bases de datos (Garcés et al., 1991). Este programa simula los procesos geoquímicos que resultan de las reacciones entre una fase acuosa con los minerales de la formación acuífera por la que circula y el gas que puede encontrarse disuelto en la fase líquida o bien retenido en poros de la roca.

Modelación directa

Para la realización de la modelación directa, se tomaron los datos de los parámetros fisicoquímicos y conociendo la composición mineralógica de la geología de la zona de estudio se procedió a vaciar esos datos al software Phreeqc Interactive 3.2. En base a la información proporcionada al software, este género los índices de saturación, deduciendo la presencia de las especies minerales en el sistema ya sea en solución o precipitadas, según las características fisicoquímicas establecidas para cada una de las muestras.

Modelación inversa

La modelación inversa consistió primeramente en determinar la sección a modelar, esta se llevo a cabo mediante la observación de los puntos de muestreo en el mapa de elevación de nivel estático (Fig. 5.8) tomando como referencia las líneas de flujo del agua subterránea.

Una vez seleccionados los puntos que contemplan las secciones, se procedió a comprobar la existencia de un delta iónico entre los puntos de cada una de las secciones. La química de los puntos a modelar debe mostrar un estado variable, para que sea posible proyectar una modelación inversa o de lo contrario no tiene sentido.

Establecido lo anterior y en conocimiento de los índices de saturación, se procedió a modelar inversamente en Phreeqc Interactive 3.2 las reacciones hidrogeoquímicas que ocurren dentro de la sección, contemplando un mínimo de incertidumbre de <0.025 .

Dentro del la modelación inversa es necesario ajustar las condiciones en los cuales se encuentra la sección, con el fin de acotar al mínimo el número de modelos a producir por el programa, se estableció además, un balance de masas de los elementos químicos presentes en el área a modelar.

CAPÍTULO V

V. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este apartado se concentran los resultados obtenidos mediante la fase de análisis físico-químico, así como de la etapa de manipulación de los mismos mediante el apoyo de softwares hidrogeoquímicos tales como Aquachem 4.0 y Phreeqc 3.2, con los cuales se generaron los respectivos modelos que permitieron determinar la evolución hidrogeoquímica del acuífero de Soconusco, Chiapas.

Componentes Mayoritarios

Las aguas naturales adquieren su composición química mediante un proceso complejo, donde intervienen factores de tipo químico-físico, geológico, hidrogeológico, geomorfológico, pedológico, climático y otros.

Por lo que, la presencia de las sustancias disueltas en agua subterránea generalmente se encuentran en estado iónico de forma mayoritaria o minoritaria. Con menor frecuencia se presentan en forma molecular, parcialmente disociadas o como complejos de sustancias orgánicas o inorgánicas.

Se considera como constituyente químico mayoritario a aquellos que se encuentran presentes en concentraciones superiores a 10 mg/L, entre los que destacan los iones HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} .

Aniones

Bicarbonatos (HCO_3^-) y Carbonatos (CO_3^{2+})

La presencia de los iones bicarbonatos y carbonatos en agua subterránea se deriva principalmente de la atmosfera y del suelo rico en CO_2 , con la disolución de rocas carbonatadas principalmente de carbonato de calcio.

El CO_2 disuelto en agua procedente de la zona edáfica, proviene del aporte de ácidos orgánicos o inorgánicos, siendo una fuente importante de carbonatos y bicarbonatos.

Aunque las velocidades de incorporación hacia el agua son mucho menores, la hidrólisis de silicatos, es otro de los mecanismos que da lugar a la formación de estos iones.

La concentración de este ion en agua subterránea es por arriba de 10 mg/L pero menos de 800 mg/L oscilando generalmente en el rango de 50 y 400 mg/L (Matthess, 1982).

Sobre las condiciones de equilibrio, el valor del pH en agua indica la fracción de diferentes especies de estos iones disueltos, presentándose en bicarbonatos un pH de 6 hasta 8.5. La disociación de los bicarbonatos hacia los carbonatos comienza en un pH alrededor de 8.35 y para los carbonatos dominantes con una alta alcalinidad. Si el pH es menor que 5, la solución solo contiene CO_2 (Kresic, 2006).

La procedencia de los iones bicarbonatos y carbonatos dentro las muestras, se derivan hacia aguas meteóricas o de lluvia, debido a que la geología en la zona de estudio predominan las rocas ígneas. Por tal motivo se catalogan a éstas como aguas de reciente infiltración o poco evolucionadas para la mayoría de las muestras analizadas.

Cloruros (Cl^-)

Exceptuando las rocas de origen marino y evaporíticas, las rocas por lo común presentan escasa proporción de cloruros. Sin embargo, dada la elevada solubilidad de sus sales, estos pasan rápidamente a la fase acuosa alcanzando altas concentraciones.

El agua de lluvia suele ser una fuente importante del ion Cl^- , principalmente en zonas próximas a costa., donde su concentración en agua de lluvia suele disminuir rápidamente tierras adentro.

El ion Cl^- , no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es absorbido significativamente ni entra a formar parte de procesos bioquímicos, por lo que estas particularidades le dan un carácter elemento conservativo y de trazador casi ideal (Davis y Elderfield, 2004).

La concentración de Cl^- , en aguas subterráneas es muy variable, encontrándose desde menos de 10 mg/L a más de 2,000 mg/L. En salmueras naturales, próximas a la saturación de NaCl, puede alcanzar casi los 200,000 mg/L. El agua de mar contiene alrededor de 20,000 mg/L de Cl^- (Magaritz et al., 1981).

Debido a la cercanía en la cual se halla la zona de estudio, los cloruros proceden principalmente a la influencia costera del océano pacífico.

Sulfatos (SO_4^{2-})

El ion sulfato se encuentra en forma oxidada como azufre, producido cuando los minerales de sulfuro de azufre se someten a la intemperie al tener contacto con el agua rica en oxígeno.

El azufre se encuentra ampliamente distribuido de forma reducida en rocas magmáticas y sedimentarias como sulfuros metálicos. La oxidación está promovida por contaminación antropogénica ante la quema de combustibles fósiles.

En ambientes reductores, a pH menores que 7, la forma reducida estable es el H_2S mientras que en soluciones alcalinas predomina el ion HS^- . La mayoría de las aguas subterráneas sulfurosas presentan contenidos apreciables de HS^- o H_2S que confieren a olor a huevo podrido (Matthess, 1982).

La piritita en particular, constituye una de las fuentes de mayor aportación de sulfato y hierro ferroso en agua subterránea. Mientras que los sulfatos se presentan dentro de la mineralogía de los feldespatos en rocas magmáticas, en ocurrencias más extensas e importantes se presentan los sedimentos

evaporíticos, los cuales se encuentran solubles en agua; así como, el sulfato sódico en cuerpos de agua superficial (Hem, 1989).

Sin embargo la disolución de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y anhidrita (CaSO_4) se presentan en el aporte más significativo, alcanzando saturaciones cercanos a 1360 mg/L (Matthess, 1982).

Para el caso de estudio que nos confiere, la presencia del ion sulfuro procede de la actividad hidrotermal y de la actividad magmática en la región.

Nitratos (NO_3^-)

El nitrógeno en agua subterránea se encuentra como gas amonio (NH_3), mayormente en estado reducido como nitritos y nitratos (NO_2^- , NO_3^-) siendo éste el más usual por su estabilidad dentro de las aguas subterráneas, y en su forma catiónica como NH_4^+ . Y en estados de oxidación intermedia como parte de los solutos orgánicos (Kresic, 2006).

El origen de los nitratos en agua subterránea ocurre principalmente por la actividad bacteriana del medio edáfico. Por su alta concentración, a menudo es utilizado como indicador de contaminación antropogénica o por residuos animales; además de presentar una estratificación con predominio en las concentraciones más elevadas en la parte superior de los acuíferos libres.

La concentración de nitritos en agua subterránea no contaminada, se encuentra usualmente en cantidades menores de 1 mg/L. En acuíferos poco profundos la contaminación antropogénica es aún más evidente debido a la aplicación de fertilizantes ricos en nitratos (Kresic, 2006).

Cationes

Sodio (Na^+)

Este ion es liberado por la meteorización de silicatos tipo albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y la disolución de rocas sedimentarias de origen marino y depósitos evaporíticos (Kresic, 2006)

Las sales de sodio son altamente solubles y tienden a permanecer en solución, ya que no se producen entre ellas reacciones de precipitación como ocurre en el caso de calcio y magnesio. Sin embargo, el Na^+ puede ser absorbido en arcillas de elevada capacidad de cambio catiónico y puede ser intercambiado por Ca^{2+} , provocando así una disminución de la dureza del agua.

Una fuente importante de sodio la constituye los aportes de agua marina en regiones costeras, tanto por fenómenos de intrusión en acuíferos; así como, por la infiltración del agua de lluvia a la que se incorpora desde el mar.

Las relaciones entre Na/Cl en ambientes lejanos a costa, se ocasionan por la presencia e interacción con plagioclasas derivadas de la contracción del medio rocoso por alteraciones en la temperatura y presión (Davis y Elderfield, 2004).

Para el caso de estudio que nos confiere, la presencia de este ion procede de los feldespatos sódicos presentes en las rocas ígneas; tales como, las granodioritas.

Calcio (Ca^{2+})

Este ión se encuentra generalmente en estado de oxidación Ca^{2+} , elementos esenciales para la vida en sus distintas formas y presente en rocas ígneas, especialmente en silicatos, piroxenos, anfiboles y feldespatos. En terrenos magnáticos, se presenta en bajas concentraciones generalmente. Esto se debe principalmente a la baja velocidad de descomposición en la mayoría de los minerales presentes en rocas ígneas.

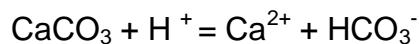
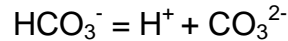
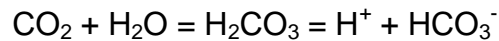
El calcio participa en el intercambio catiónico en presencia de aluminosilicatos y otros minerales (Hem, 1989).

La presencia en agua subterránea se origina ante el contacto con rocas metamórficas, las cuales contienen silicatos ricos en calcio. En estos casos la concentración presente suele ser menor a 100 mg/L, elevándose ante suelos sedimentarios como regolitos, donde el contenido de CO_2 retenido en los poros del suelo va del orden de 10 a 100 veces más que en la atmosfera. El CO_2 forma ácido carbónico en contacto con el agua, donde la acidez aumenta la disolución de algunos minerales ricos en calcio (Matthess, 1982).

Proporcionalmente en muy altas concentraciones el calcio se encuentra en agua subterránea, debido a rocas sedimentarias tales como calizas, compuestas por calcita y aragonita (CaCO_3), dolomía, compuesta de calcita y dolomita mineral $\text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$, sulfato de calcio anhidro (CaSO_4) yesos ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y fluoritas (CaF_2).

En arenas y otras rocas intergranulares, el carbonato está comúnmente presente en forma de cemento entre rocas granulares, que pueden ser disueltas por el agua subterránea.

Las siguientes ecuaciones expresan la relación entre el carbonato de calcio y el CO_2 en el sistema agua.



(Kresic, 2006)

La procedencia de este catión en las muestras, proviene de los feldspatos presentes en las rocas metagranodioritas y granodioríticas ubicadas en la Sierra de Chiapas.

Magnesio (Mg^{2+})

Elemento en estado de oxidación Mg^{2+} que en aguas naturales procede de la disolución de rocas carbonatadas (dolomías y calizas magnesianas) evaporitas. En rocas magmáticas suele ser el mayor constituyente de proporcionar ese tono oscuro de minerales ferromagnesianos tales como el olivino, piroxenos, anfíboles, y micas. En rocas metamórficas, el magnesio es el constituyente mayoritario de los minerales clorita y serpentino (Kresic, 2006).

La solubilidad de la magnesita (MgCO_3) en aguas subterráneas es mayor que la de la calcita (CaCO_3) por lo que, en condiciones normales, el MgCO_3 no precipita directamente de la disolución de modo que, en un largo periodo, suele producirse cierto grado de sobresaturación respecto a los diferentes carbonatos magnésicos. Así mismo, los procesos de intercambio iónico influyen en las

concentraciones de Mg^{2+} en aguas subterráneas, donde el Mg^{2+} es retenido preferencialmente al Ca^{+} en el ambiente edáfico (Hem, 1989).

El acuífero Soconusco, se ubica sobre rocas ígneas, ante la influencia del volcán Tacana, confiriendo de esta forma el magnesio al agua subterránea de esta región.

Potasio (K^{+})

Ion procedente de la meteorización de feldespatos y ocasionalmente de la solubilización de depósitos evaporíticos, en particular del tipo silvina (KCl) o carnalita ($KCl Mg Cl_2 6H_2O$).

El potasio suele fijarse irreversiblemente en procesos de formación de arcillas y de adsorción en las superficies de los minerales con alta capacidad de intercambio iónico. (Kresic, 2006)

Por lo que a la zona de estudio se refiere, las aportaciones de este catión provienen de los feldespatos potásicos presentes en la geología del lugar.

Familias de Agua

En la figura 5.1 se identifica el proceso de disolución en dirección ascendente dentro del rombo; así como también, el posible intercambio catiónico de calcio hacia sodio y la presencia de la dilución en muestras mixtas, ubicadas en la parte central del rombo.

En cada uno de estos procesos es notable la variación en cuanto a la concentración de SDT, siendo para el proceso de mezcla y disolución una elevada concentración en comparación con la disminución en el intercambio catiónico.

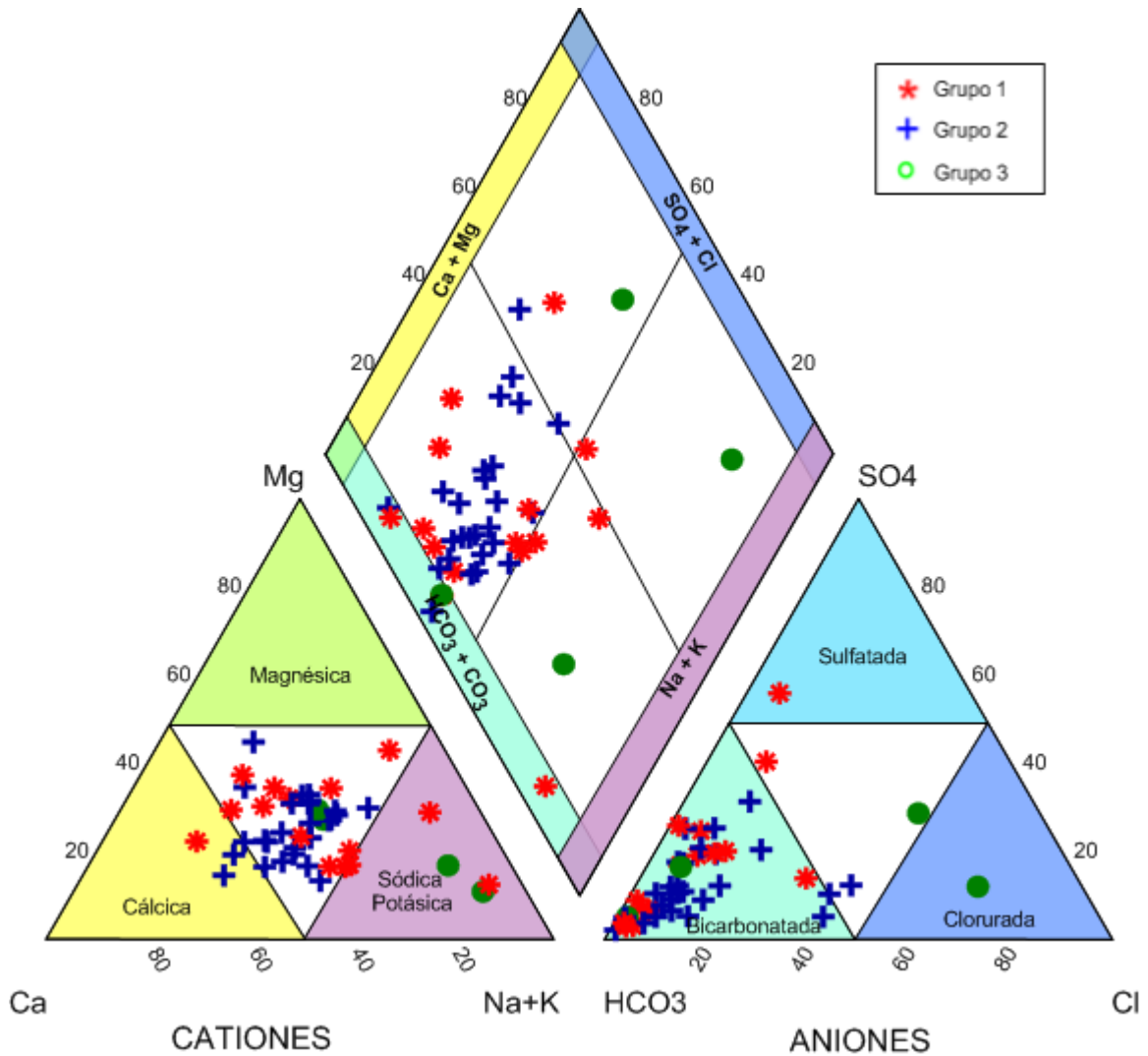


Figura 5.1. Diagrama de Piper. Grupo 1 corresponde a puntos distribuidos a lo largo de una zona compuesta por aluvión. Grupo 2 corresponde a puntos distribuidos en zona de pie de montaña de la Sierra de Chiapas. Grupo 3 corresponde a puntos distribuidos en zona de desembocadura del Río Suchiate.

Las facies predominantes del acuífero son: 1) bicarbonatada cálcica ($\text{Ca}^{2+}\text{HCO}_3^-$), 2) bicarbonatada magnésica ($\text{Mg}^{2+}\text{HCO}_3^-$), asociadas a zona de recarga proveniente del agua de lluvia, 3) sulfatada cálcica ($\text{Ca}^{2+}\text{SO}_4^-$) aguas que van evolucionando conforme a la trayectoria del flujo, mediante la interacción con el medio geológico conformado por rocas volcánicas, en el cual se observa el proceso de intercambio iónico entre Na-Mg y Ca-Mg, 4) clorurada sódica (Na^+Cl^-),

muestra exótica asociada a intrusión salina, ante la cercanía con la línea de costa de Chiapas.

El agua subterránea sigue esquemas de flujo predecibles y gobernados por la topografía que permiten asociar las características físico-químicas de la misma a lo largo de su trayectoria sobre líneas de flujo. Los factores geológicos se relacionan con la litología y la composición de los minerales de éstas, que a su vez define, las facies hidrogeoquímicas dominantes en una región determinada.

La zona de recarga del área de estudio, se ubica en la Sierra de Chiapas produciendo aguas de tipo bicarbonatada cálcica debido a su interacción con el ambiente rocoso, caracterizado por la presencia de rocas sedimentarias del Paleoceno; conforme el agua continua su trayectoria y circula sobre rocas ígneas la composición química del agua sufre modificación en los iones mayoritarios debido al proceso de intercambio iónico, además de presentar procesos de mezcla, observándose cambios hidrogeoquímicos en la concentración de los iones mayoritarios. De esta forma el flujo continúa hasta desembocar aguas abajo hacia el océano pacífico.

Este tipo de evolución corresponde a la secuencia descrita por Chevotareb (1955), donde la evolución de las aguas subterráneas inicia con el tipo bicarbonatada cálcica en la zona de recarga, la cual incide a un menor tiempo de permanencia en el subsuelo, posteriormente al seguir su curso e interactuar con el medio, el agua adquiere el ion predominante sulfato y las aguas mas salinas son cloruradas, las cuales se consideran como las más evolucionadas.

La evolución del agua subterránea propuesta por Chevotareb, se refuerza con el diagrama de Mifflin (1988) (Fig.5.2) donde es visible la categorización de los tres flujos de agua, local, intermedia y regional, según el contenido de aniones y cationes que posee el agua subterránea dentro el área de estudio.

Mifflin menciona que las aguas subterráneas pertenecientes al flujo local corresponden a aguas poco evolucionadas y de reciente infiltración; las pertenecientes al flujo intermedio se sitúan con una mayor evolución

Resultados y Discusión

hidrogeoquímica dada así por el tiempo de permanencia con el medio geológico y la profundidad a la cual se infiltraron, mientras que las aguas subterráneas de flujo regional corresponden a una zona de depositación de solutos, donde la composición química del agua tiende a ir aumentando su mineralización hasta irse saturando en los diferentes iones a lo largo de la trayectoria recorrida, caracterizando a estas aguas como las de mayor evolución dentro del acuífero de Soconusco, al ser aquellas que han mantenido mayor tiempo de residencia con el medio circundante.

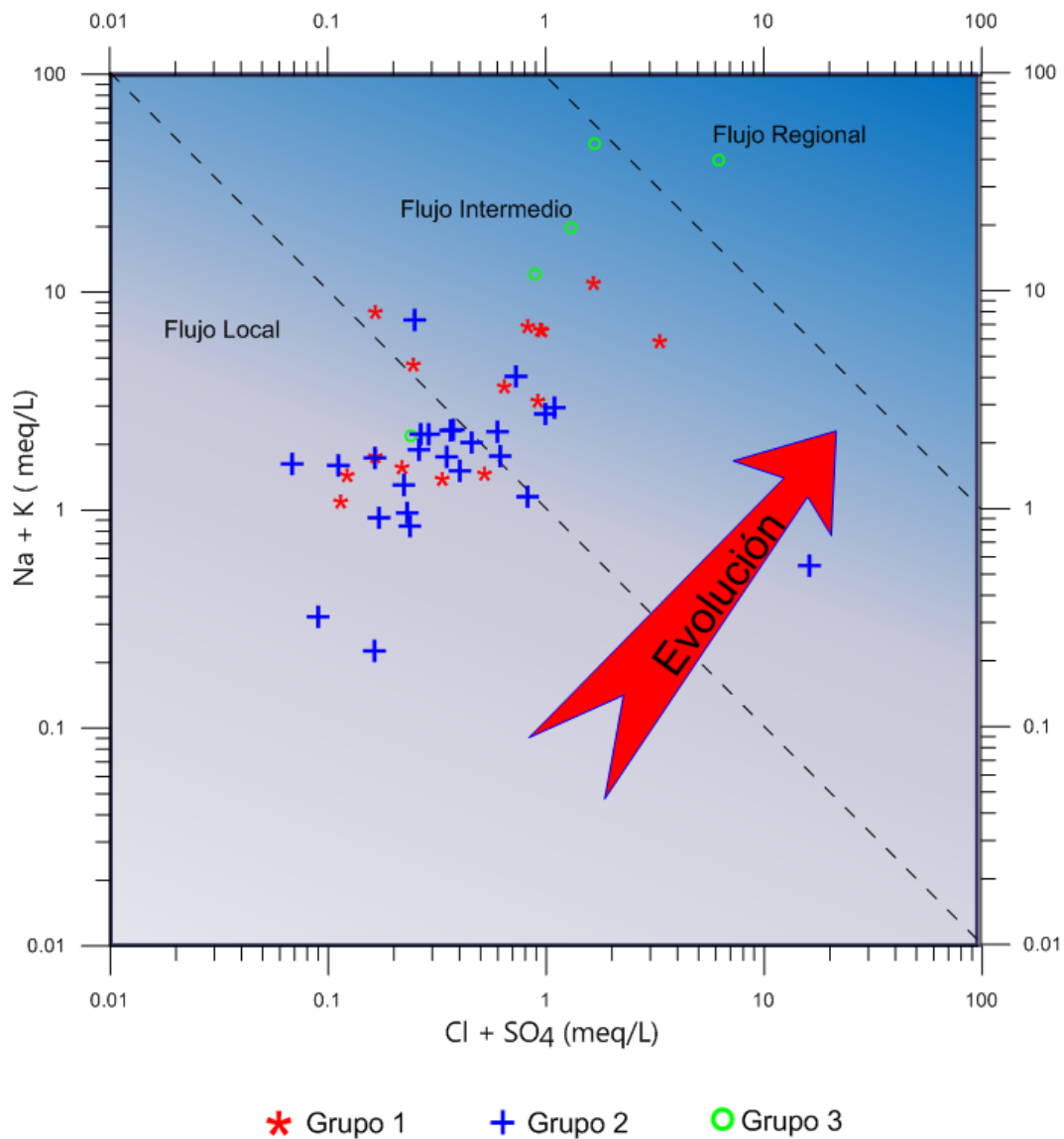


Figura 5.2. Diagrama de Mifflin. Representación de la evolución del agua subterránea en el acuífero Soconusco, Chiapas.

En la figura 5.2, se destaca la presencia de 3 tipos de flujo en agua subterránea, marcando la tendencia evolutiva, donde el grupo 1 posee valores en $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (0.6 a 4.3 meq/L) y en $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ (0.151 a 6 meq/L), para el grupo 2 valores en $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (0.1 a 3.3 meq/L) y en $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ (0.14 a 33.92 meq/L), mientras que el grupo 3 presentó los valores más altos en $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (0.9 a 18 meq/L) y para $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ (0.3 a 11.92 meq/L) con una muestra de flujo regional perteneciente a intrusión salina para el acuífero Soconusco.

Diagramas de Dispersión

Para el estudio del comportamiento hidrogeoquímico de las aguas subterráneas, se manejaron los diagramas de dispersión, los cuales son herramientas graficas que acceden a la identificación de grupos de agua que poseen un comportamiento semejante entre sí dentro del acuífero. Así como también, nos permite ver la evolución de un agua subterránea a través del espacio y tiempo.

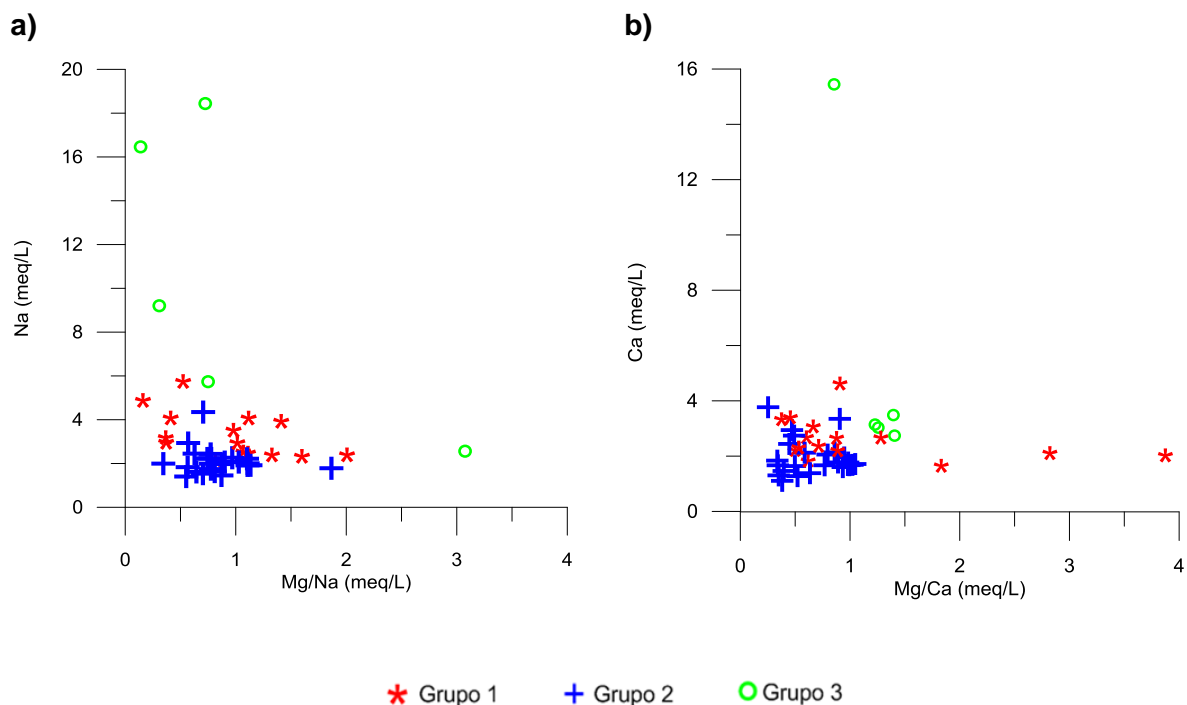


Figura 5.3. Variación de intercambio catiónico a lo largo del flujo subterráneo en la zona de estudio. a) $r\text{Na}^+$ vs. $r(\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+})$, b) $r\text{Mg}^{2+}$ vs. $r(\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+})$.

En la figura 5.3a, se identifican principalmente tres grupos. El grupo 1 corresponde a los puntos distribuidos a lo largo de una zona compuesta por aluvión. El grupo 2 se caracteriza por distribuirse en zona de pie de montaña de la Sierra de Chiapas y el grupo 3 en zona de desembocadura del Río Suchiate.

En el grupo 1 se observa la correlación de Na vs Mg^{2+}/Na^+ es negativa, de tal manera que la concentración del ion sodio en fase acuosa disminuye al interactuar con el magnesio presente en arcillas, de esta forma se favorece al incremento en la relación iónica Mg^{2+}/Na^+ (Fig. 5.3a). Lo cual se interpreta como un intercambio iónico de estos dos cationes; tal como lo describe Fagundo (2005), donde el intercambio iónico se efectúa bajo condiciones de equilibrio entre dos fases, siendo la fase en solución y la fase intercambiable, constituyendo ésta última parte del medio poroso.

Para el grupo 2 y 3 este proceso es poco notable, aunque se encuentra presente en un pequeño número de muestras.

La figura 5.3b se observa la correlación de Ca vs Mg^{2+}/Ca^{2+} es negativa, de tal manera que la concentración del ion calcio en fase acuosa disminuye al interactuar con el magnesio presente en arcillas, de esta forma se favorece el incremento en la relación iónica Mg^{2+}/Ca^{2+} (Fig. 5.3b). Interpretándose como un intercambio catiónico entre Mg^{2+} y Ca^{2+} , donde el grupo 2, es quien mayormente presenta este proceso al mostrar el reemplazo constante de los cationes, reflejándose en un agregado de puntos entre sí en forma de diagonal inversa; proceso seguido por el grupo 3, con la presencia de una muestra exótica referente a intrusión marina.

Diagrama de Gibbs

Este diagrama (Fig. 5.4, 5.5) permite analizar los procesos que están ocurriendo dentro del acuífero, donde la química de las aguas superficiales y subterráneas está determinada por tres factores: lluvia (en el dominio de precipitación e infiltración), proceso de intemperismo (interacción agua-roca) y el dominio de evaporación–cristalización (parámetro temperatura como factor).

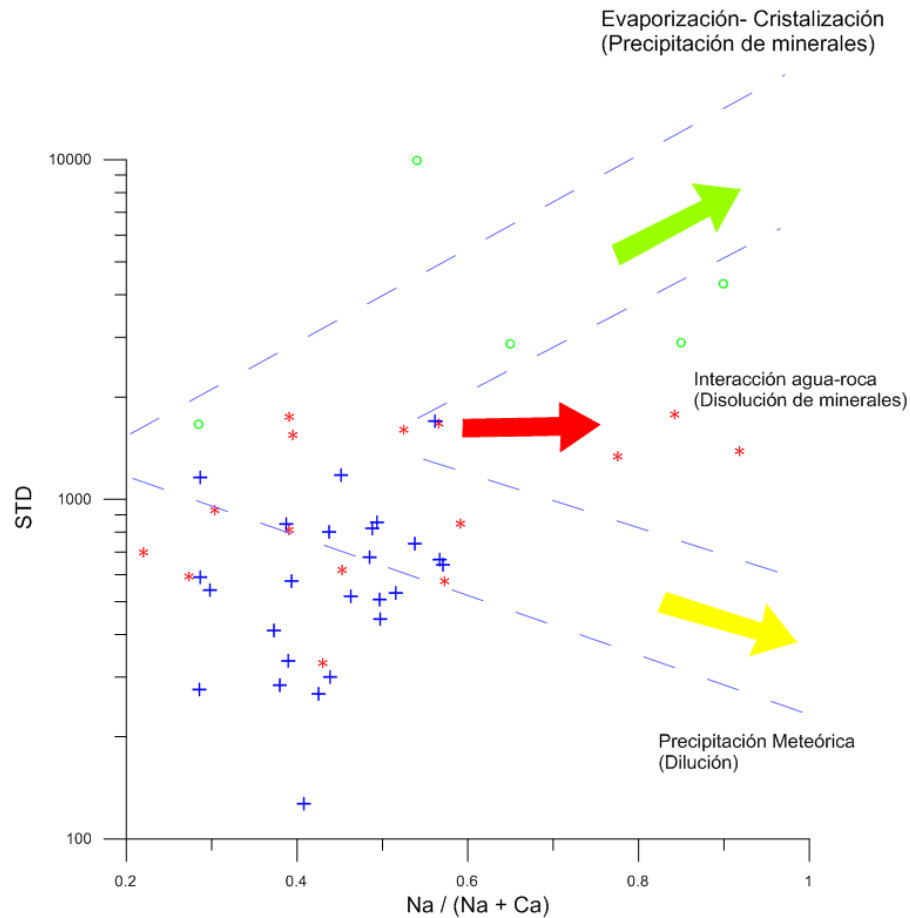


Figura 5.4. Diagrama de Gibbs para cationes.

En la figura 5.4 se observa que la presencia de iones calcio y sodio para la zona de estudio proviene principalmente del proceso de interacción agua – roca, el cual, está dominado por el grupo 1 donde su concentración en STD se encuentra entre 238 a 1523 mg/L. El proceso de precipitación meteórica, está ligado principalmente al grupo 2, con una concentración en STD de 113 a 1514 mg/L, asociándose ésta concentración al proceso de mezcla y a las elevadas aportaciones pluviales que recargan al acuífero Soconusco. El proceso de evaporación-precipitación de minerales se refleja con el grupo 3, presentando las más altas concentraciones en STD (1423 a 8502 mg/L), éstas muestras se encuentran ubicadas espacialmente a los márgenes de la costa de Chiapas y próximos al río Suchiate, con una muestra perteneciente a la actividad hidrotermal.

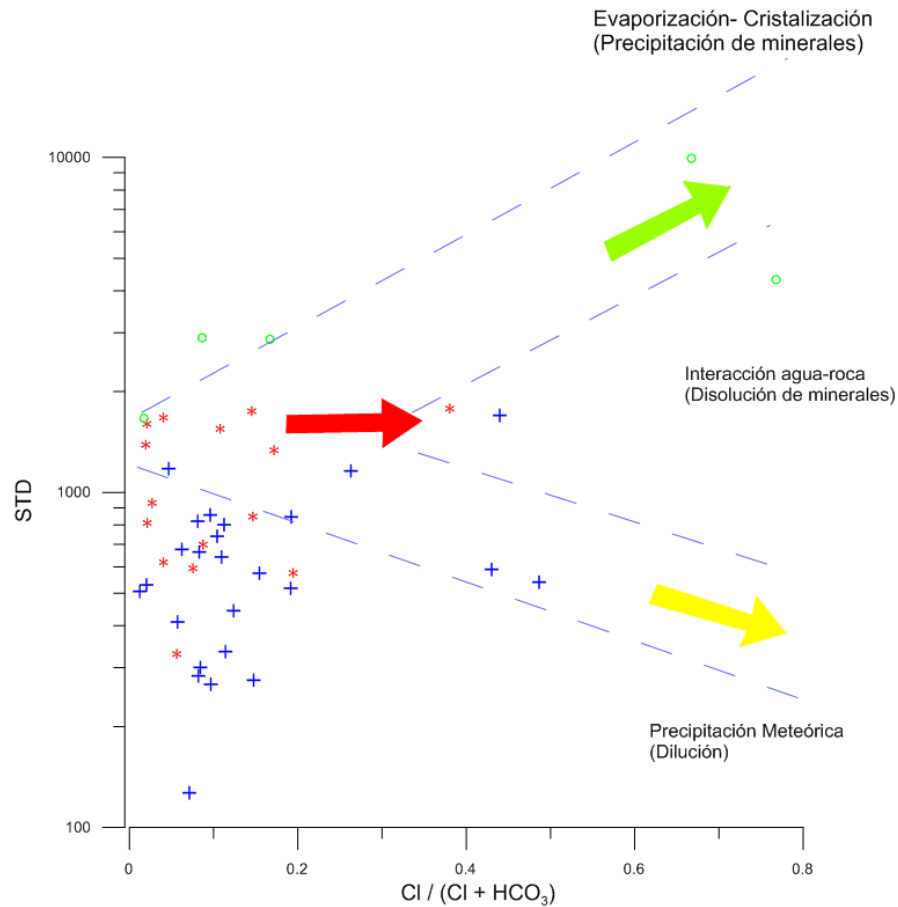


Figura 5.5 Diagrama de Gibbs para aniones.

Para figura 5.5 se observa que la presencia de los aniones mayoritarios en la zona de estudio proviene principalmente de la precipitación meteórica seguida de la interacción con el medio geológico. La zona de estudio cuenta con una precipitación de 2067.4 mm anuales que están influenciados con aportes importantes de sólidos y sales provenientes ante la cercanía con la costa. La infiltración del agua de lluvia se localiza principalmente a los pies de la sierra, y debido a la fisiografía, esta recorre un trayecto en dirección hacia la costa. Durante su corrido, el agua sufre una serie de reacciones químicas proporcionadas principalmente de la interacción con el medio geológico; por lo que, en la zona de descarga es notable un incremento en la concentración de iones, los cuales pueden presentarse como precipitación de minerales. Proceso observable

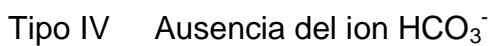
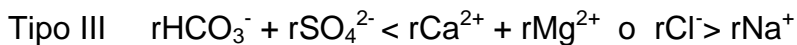
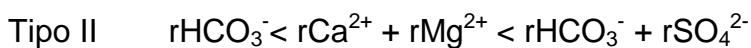
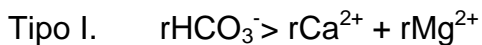
(Fig. 5.5) en el grupo 3, ubicándose en la parte superior de la punta del boomerang y a la salida de éste.

Clasificación de Alekin

Alekin (1948), basó su clasificación mediante el conocimiento del contenido iónico presente en la muestra de agua, definiendo el tipo de ambiente y por tanto el medio rocoso por el cual mantiene su flujo el agua subterránea.

Esta clasificación consiste en asignar una clase, grupo y tipo a cada una de las muestras de agua, mediante el anión y catión predominante.

Las aguas naturales se dividen en tres clases: bicarbonatadas representadas con el símbolo C, sulfatadas con símbolo S y cloruradas con el símbolo Cl, a su vez cada familia se divide en tres grupos según el catión dominante: cálcica con Ca, magnésica con Mg y sódica con Na, asumiendo para cada uno de los grupos una subdivisión de cuatro tipos, teniendo como condición las relaciones hidrogeoquímicas las siguientes:



En este trabajo se desarrolló un nuevo grafico que sintetiza la clasificación de Alekin y que puede ser utilizada para la identificación de los tipos de materiales geológicos por los cuales interaccionó el agua subterránea (Fig.5.6). El grafico está compuesto por cuatro cuadrantes, su numeración va en sentido contrario a las manecillas del reloj.

El primer cuadrante representa a las aguas de tipo I que cumplen con la siguiente condición $r\text{HCO}_3^- > r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$. Las aguas de este tipo se encuentran en rocas ricas en minerales de sodio y potasio, por tanto contienen feldespato

potásico y sódico, lo cual corresponde a rocas granodioríticas y tobas andesíticas, dacíticas de la zona de estudio.

El segundo cuadrante, representa a las aguas de tipo II, en donde se cumple con las siguientes condiciones $r\text{HCO}_3^- < r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+} < r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-}$. Característico de las aguas superficiales y subterráneas poco mineralizadas, las cuales se encuentran en rocas sedimentarias tales como calizas, calizas arcillosas, calizas lutíticas, lutitas, lutitas arcillosas, travertino, pizarra, conglomerados, aragonita, limos y arcillas. Correspondiendo a la geología ubicada sobre la línea de la costa de Chiapas la presencia de aluvión y depósitos lacustres.

El tercer cuadrante, representa a las aguas de tipo III, cumpliendo con las siguientes condiciones $r\text{HCO}_3^- + r\text{SO}_4^{2-} < r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+}$ o $r\text{Cl}^- > r\text{Na}^+$. Caracterizado por aguas pertenecientes a océanos o aguas subterráneas muy mineralizadas en presencia de rocas ígneas o metamórficas, ricas en minerales de calcio y magnesio, como producto de la disolución de calizas, dolomitas y yesos. Siendo para el caso de estudio referentes a rocas metagranodioritas ubicadas en la Sierra de Chiapas.

Y finalmente el cuarto cuadrante, representa a las aguas de tipo IV, que son aguas ácidas. Contempla aquellas aguas ausentes del ion HCO_3^- . Referentes hacia aguas ácidas, en presencia de rocas volcánicas. En el área de estudio este tipo de aguas se encuentran ausentes, debido a que, ninguna de ellas cuenta con tales características.

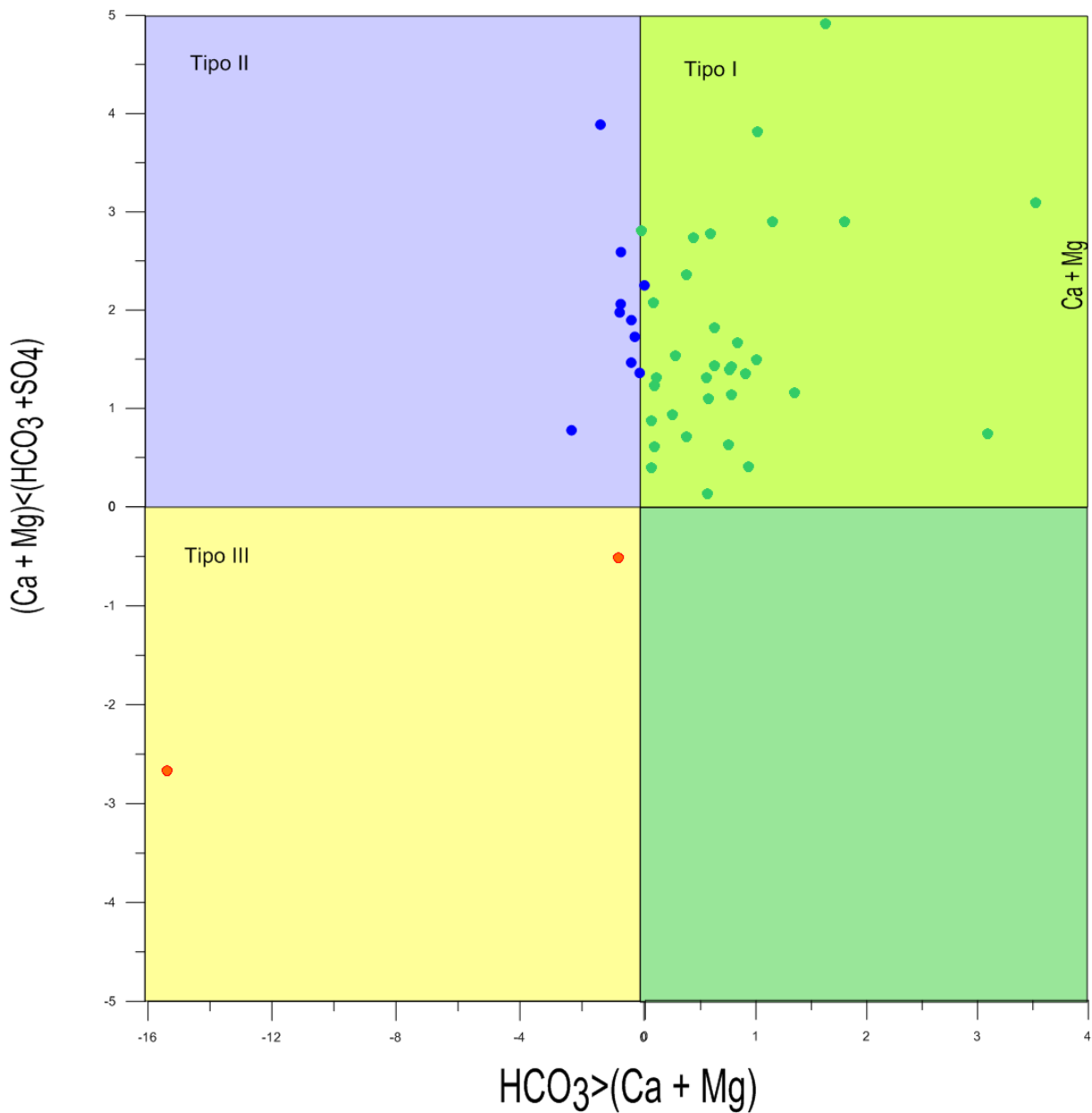


Figura 4. Clasificación Hidrogeoquímica del agua subterránea según Alekin (1948) Tipo I. Aguas de reciente infiltración, perteneciente a zonas de recarga, con alteración de silicatos. Tipo II. Aguas pertenecientes a rocas sedimentarias o poca mineralización. Tipo III. Aguas muy mineralizadas, aguas aisladas, intrusiones marinas o intrusiones salinas. Tipo IV. Aguas con ausencia del ion HCO_3^- , aguas acidas.

Procesos de Mezcla

Para establecer evidencias de mezcla ternaria, se utilizaron las concentraciones de flúor y cloruro, ambos elementos conservativos. La determinación de los miembros extremos, se basó en la identificación de los mismos sobre la construcción de la figura 5.7 en la relación F^- vs. Cl^- (mg/L), donde los miembros recaen en los puntos 17, 19 y 35. Sin embargo, al observar y considerar la hidroquímica de éstos, se determinó que son muestras exóticas debido a que el punto 17 está asociado a hidrotermalismo y el punto 19 representativo de un cuerpo de agua superficial, que no aportan agua al sistema que pudiese modificar la química del agua subterránea presentes en el acuífero del Soconusco.

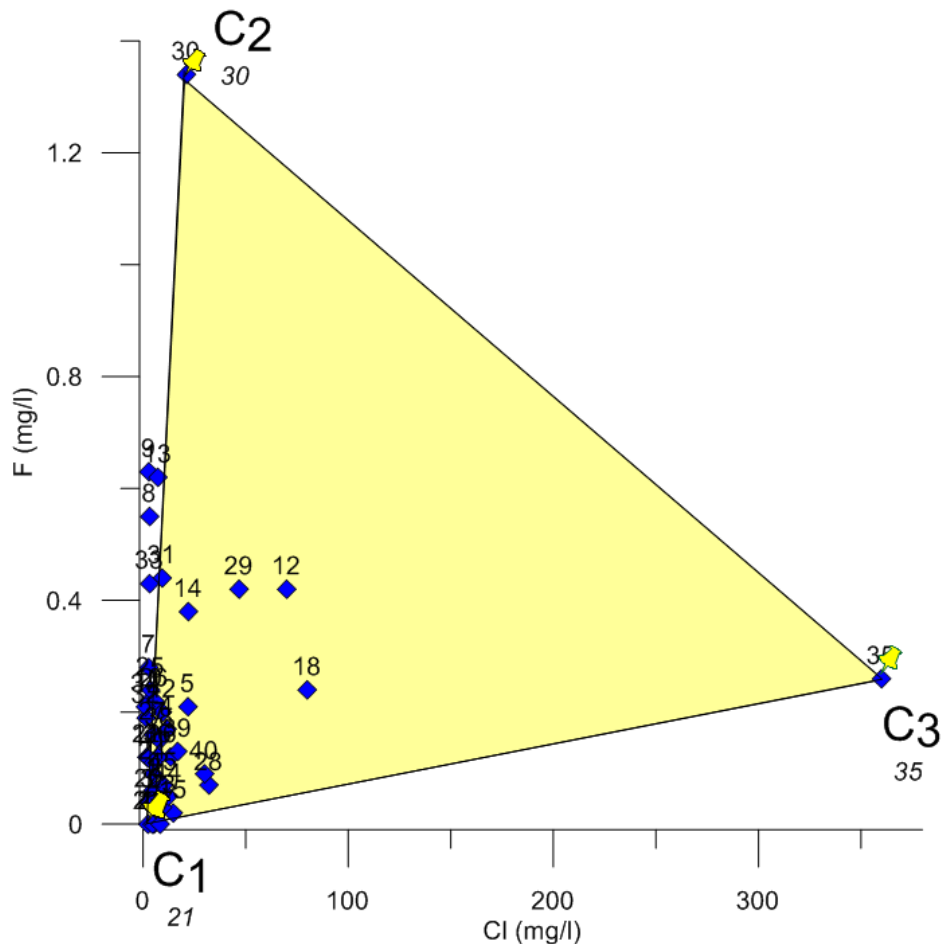


Figura 5. Modelo de mezcla ternaria en la zona sureste del acuífero de Soconusco, utilizando F^- vs. Cl^- (mg/L).

Por lo que se determinó tomar como puntos representativos el 21, 30 y 35, como miembros extremos del sistema (C_1 , C_2 , C_3).

El miembro C_1 (Fig. 5.7), está representado por el punto 21, asociado a la recarga local, localizado al noreste de la comunidad de Tapachula con valores en Cl^- de 0.069 meq/L y 0.001 meq/L de F^- con una temperatura de 21.4°C , siendo una agua de tipo Ca-Na-Mg- HCO_3 .

El miembro C_2 (Fig. 5.7), está representado por el punto 30, asociado a la recarga de flujo intermedio, localizado en el ejido La Libertad con valores en Cl^- de 0.603 meq/L y 0.071 meq/L de F^- con una temperatura de 27.7°C , siendo una agua de tipo Na- HCO_3 .

El miembro C_3 (Fig. 5.7), está representado por el punto 35, asociado a la recarga de flujo regional, localizado al sureste del municipio Suchiate con valores en Cl^- de 10.286 meq/L y 0.014 meq/L de F^- con una temperatura de 27.2°C , siendo una agua de tipo Na-Cl.

El conocimiento hidrogeológico en conjunto con el hidrogeoquímico permitió la identificación cuantitativa de los aportes de cada uno de los miembros. Donde el miembro C_1 , está asociado a flujo local con una aportación del 80.2%, el miembro C_2 de flujo intermedio con una aportación 15.4% y para el miembro C_3 de flujo regional con una contribución de 4.5% al sistema. (Véase en anexo I, Tabla 3. Fracciones de mezcla ternaria).

Por lo que, el proceso de mezcla se lleva acabo inicialmente entre los flujos procedentes de C_1 y C_2 , mientras que C_3 solo tiene aportación a las aguas más cercanas a éste miembro, definiendo una intrusión marina local.

La hidrodinámica de un acuífero ante una posible intrusión salina se basa en un equilibrio termodinámico, tal como lo explica Schoeller (1956); si se produce una intrusión salina en un acuífero de agua dulce, el agua marina encuentra sedimentos en equilibrio con un agua de relación $r(Na+K) / r(Mg/Ca)$ en general menor; por lo que el agua marina cede iones alcalinos al terreno contra iones alcalinotérreos para tender a acercarse a la relación de agua dulce.

El equilibrio agua dulce-salada en los acuíferos costeros es función del caudal de agua dulce vertido al mar, por lo que si las extracciones superan a la recarga, no es posible establecer equilibrio alguno, y el agua de mar penetra lenta pero continuamente hasta alcanzar a las captaciones; si se requiere mantener limitada la intrusión marina debe dejarse un cierto flujo de agua al mar. Hecho que se ve reflejado dentro del acuífero Soconusco, el cual mantiene un equilibrio hidrodinámico entre la cantidad de precipitaciones recibidas y en cuanto al almacenamiento de aguas subterráneas en pozos.

Según Magaritz y otros (1981) la relación entre Na-Cl ha sido utilizada para identificar los mecanismos de intrusión salina. El enriquecimiento paralelo de ambos iones indica la disolución de cloruros o reconcentración del proceso de evaporación. En la tabla 5.1 se observa la composición química según el origen del agua, donde el miembro extremo C₃ muestra una concentración mayor en los iones Cl y Na respecto de un agua dulce, pero por debajo de las concentraciones de un agua marina; por lo que es posible concluir que este miembro extremo se encuentra asociado a una intrusión marina.

Tabla 5.1. Composición química de diferentes tipos de agua en comparativa con la media del agua subterránea del acuífero Soconusco.

Iones	Agua de lluvia (Schwartz & Zhang, 2003)	Agua dulce (Schwartz & Zhang, 2003)	Agua de Mar (Fagundo, y otros, 1999)	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3
Aniones						
(mg/L)						
HCO ₃ ⁻	9.0	265	186	168.8	108.8	390.6
SO ₄ ²⁻	2.2	22	2,880	41.9	15.6	162.4
Cl ⁻	1.5	13.4	19,250	12.5	12.5	236.6
Cationes						
(mg/L)						
Ca ²⁺	4.1	55	400	24.6	18.9	83.3
Mg ²⁺	0.4	29.6	1,320	13.6	7.4	50.1
Na ⁺	1.0	3.0	10,787	33.8	17.4	198.1
K ⁺	0.2	1.5	546	10.7	5.2	26

Modelación Hidrogeoquímica

La última fase del estudio en lo que a interpretación hidrogeoquímica se refiere, conlleva el empleo de la modelación hidrogeoquímica, con el fin de determinar la conectividad hidráulica de los pozos ubicados en el acuífero de Soconusco.

Para ello, es necesario primeramente conocer los índices de saturación dentro de la zona de estudio. La modelación directa predice que tipo de mineral y bajo qué grado de solubilidad está presente (Tabla 5.2). Un valor negativo, indica que la muestra esta subsaturada respecto al mineral en cuestión; mientras que, un valor positivo hace referencia a una sobresaturación del mineral.

Tabla 5.2. Promedio de los índices de saturación de las principales fases minerales del agua subterránea en el acuífero Soconusco.

Mineral	Subsaturado	Sobresaturado
Anhidrita	-3.10	N/P
Aragonita	-0.86	0.29
Calcita	-0.80	0.35
Celestita	-3.16	N/P
CO ₂ (g)	-2.19	N/P
Dolomita	-1.62	0.84
Fe(OH) ₃	-1.63	0.98
Fluorita	-3.09	0.57
Goethita	N/P	4.81
Yeso	-2.83	N/P
H ₂ (g)	-17.36	N/P
H ₂ O(g)	-1.43	N/P
Halita	-8.26	N/P
Hematita	N/P	11.65
O ₂ (g)	-0.16	0.31
Rodocrosita	-1.82	0.48
Siderita	-1.84	0.36

N/P: no presente, (g): en estado gaseoso.

Los principales flujos subterráneos en el área de estudio poseen una orientación Noroeste a Suroeste, proporcionada por la presencia de la Sierra de Chiapas creando vertientes para el nacimiento de ríos que desembocan en el Océano Pacífico. El gradiente orográfico más alto que presenta la zona de estudio parte del volcán Tacaná a una elevación de 4092 msnm, mientras que el punto muestreado de mayor altura proviene de 1532 msnm, la composición química del agua hace referencia que el flujo proviene aguas arriba a este punto con una firma química compuesta principalmente por bicarbonatados ante la presencia de una plataforma carbonatada del cretácico (Uwe et.al., 2008), siguiendo una trayectoria sobre rocas ígneas y metamórficas, hasta desembocar en el mar.

Conociendo la trayectoria del flujo de agua subterránea en el acuífero Soconusco, se seleccionaron 3 secciones: 1) Álvaro Obregón - Emiliano Zapata, 2) El vergel – Puerto Madero, 3) El Gallinero - Joaquín Gutiérrez en los que se desarrollaron modelos hidrogeoquímicos para entender la evolución y conectividad de estos pozos ubicados en las faldas de la Sierra y en los límites con la Costa de Chiapas. Las secciones modeladas fueron elegidas sobre líneas de flujo en el mapa de elevación de nivel estático con los pozos muestreados (Fig. 5.8); y deben cumplir con la condición de que el punto inicial debe ser hidrogeoquímicamente diferente del punto final.

Resultados y Discusión

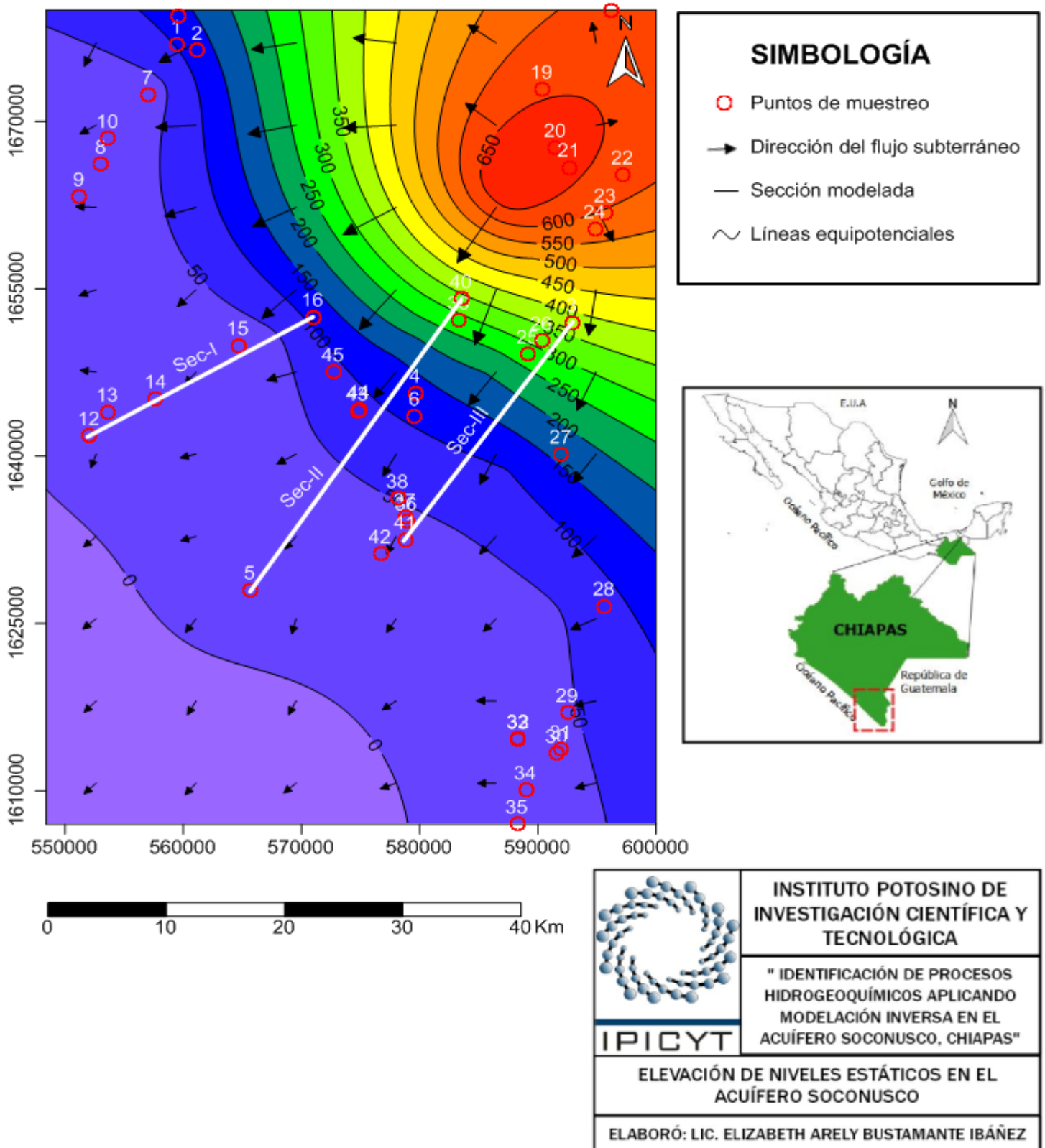


Figura 6. Mapa de elevación de los niveles estáticos (ENE) del acuífero Soconusco.

Resultados y Discusión

La modelación hidrogeoquímica inversa para el acuífero El Soconusco, está gobernada por procesos de interacción agua – roca, donde las principales reacciones son:

Proceso	Reacción	Autor
Disolución de Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 \leftrightarrow 2\text{CO}_3^{2-} + \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$	1
Disolución de Calcita	$\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	1
Disolución de Anhidrita	$\text{CaSO}_4 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	1
Disolución de Fluorita	$\text{CaF}_2 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{F}^-$	1
Disolución de Halita	$\text{NaCl} \leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	1
Disolución de yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$	2
Reducción de nitrato por Fe^{2+} y formación de Goethita	$10\text{Fe}^{2+} + 2\text{NO}_3^- + 14\text{H}_2\text{O} \rightarrow 10\text{FeOOH} + \text{N}_2 + 18\text{H}^+$	1
Disolución Goethita	$\text{FeOOH} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} + 3\text{OH}^-$	1
Disolución de Hematita	$\frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3 + \frac{3}{2} \leftrightarrow \text{Fe}^{3+} + 3\text{OH}^-$	1
Disolución de Rodocrosita	$\text{MnCO}_3 \leftrightarrow \text{Mn}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	3
Disolución de Siderita	$\text{FeCO}_3 \leftrightarrow \text{Fe}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	3
Intercambio iónico CaX_2	$\text{Ca}^{2+} + 2\text{X}^- \rightarrow \text{CaX}_2$	2
Intercambio iónico NaX_2	$\text{Na}^+ + \text{X}^- \rightarrow \text{NaX}$	2
Intercambio iónico MgX_2	$\text{Mg}^{2+} + 2\text{X}^- \rightarrow \text{MgX}_2$	2

1. Appelo, (1996); 2. Parkhurst y Appelo (1999); 3. Bolaños (2003)

Secciones Modeladas

Sección I. Álvaro Obregón – Emiliano Zapata

La sección modelada conecta a la zona de Álvaro Obregón, ubicado a pie de la Sierra Madre de Chiapas una elevación 36 msnmm y Emiliano Zapata comunidad cercana a costa con elevación de 10 msnmm, recorriendo una distancia de 20.669 km. Los puntos modelados corresponden a flujo intermedio, donde la trayectoria circula por una zona caracterizada por la presencia de aluvión, material detrítico que ha sido transportado y depositado por corrientes de agua que viajan a través de la Sierra y desembocando en la costa.

En esta sección hay ganancia de CO_2 , notándose en un incremento de la alcalinidad como se observa en la figura 5.9, donde el flujo parte de un tipo de agua bicarbonatada sódica ($\text{Na}^+ - \text{HCO}_3^-$) hacia una bicarbonatada cálcica ($\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$). El agua subterránea en su recorrido entre punto a punto incrementa iones mayoritarios (SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+); así como, también en los parámetros fisicoquímicos (temperatura, pH, oxígeno disuelto, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos), lo que indica que la disolución de minerales fue el principal proceso que se llevo a cabo a lo largo del recorrido del flujo subterráneo.

Resultados y Discusión

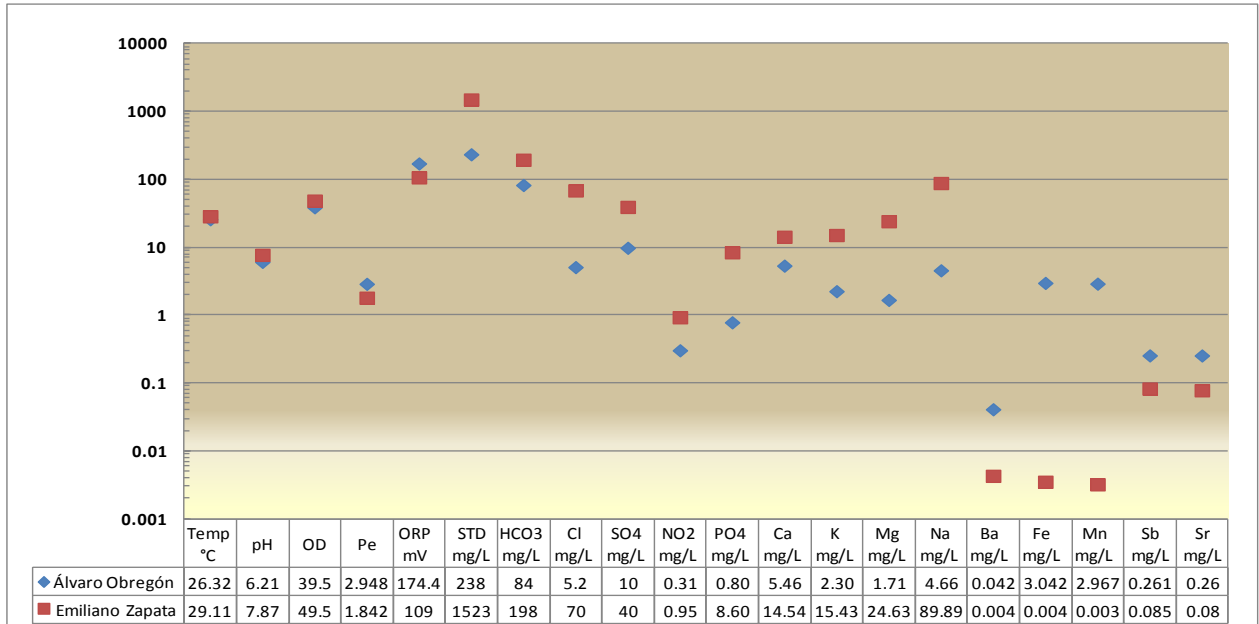


Figura 7. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección Álvaro Obregón - Emiliano zapata.

En el modelo A se identifica la disolución de anhidrita ($2.257E^{-4}$), halita ($1.829E^{-3}$), formación de rodocrosita ($-6.481E^{-4}$), y hematita; así como, un intercambio catiónico entre Mg^{2+} ($9.435E^{-4}$) y Na^{+} ($-1.887E^{-3}$).

El modelo B indica la presencia del proceso de intercambio catiónico en magnesio y sodio. El proceso de disolución se observa con halita ($1.82E^{-3}$), anhidrita ($2.26 E^{-5}$), siderita ($5.69E^{-4}$) y precipitación con hematita ($-3.11E^{-4}$) y rodocrosita ($-6.48E^{-4}$).

Los modelos presentados (Tabla 5.3) muestran concordantemente que los procesos de disolución en halita, oxido – reducción de Fe^{2+} e intercambio catiónico entre magnesio y sodio, son los procesos de mayor dominancia en esta sección.

Tabla 5.3. Modelos producidos en PHREEQC para la sección de flujo Álvaro Obregón - Emiliano Zapata (Unidades en mmol/L).

Sección I		Modelo A	%	Modelo B	%
Anhidrita	CaSO ₄	2.26E ⁻⁴	3.5	2.26 E ⁻⁵	0.11
Halita	NaCl	1.82E ⁻³	28.33	1.82E ⁻³	8.78
H ₂ (g)	H ₂ (g)			9.44E ⁻³	45.35
CO ₂ (g)	CO ₂	5.69E ⁻⁴	8.81		
Hematita	Fe ₂ O ₃	-2.72E ⁻⁵	0.42	-3.11E ⁻⁴	1.5
O ₂ (g)	O ₂ (g)	3.27E ⁻⁴	5.06	5.19E ⁻³	24.9
Rodocrosita	MnCO ₃	-6.48E ⁻⁴	10.04	-6.48E ⁻⁴	3.1
Siderita	FeCO ₃			5.69E ⁻⁴	2.7
MgX2	MgX2	9.44E ⁻⁴	14.61	9.43E ⁻⁴	4.5
NaX	NaX	-1.89E ⁻³	29.23	-1.88E ⁻³	9.06

Sección II. El Vergel – Puerto Madero

La sección modelada conecta la zona del Vergel en Tapachula, ubicada a las faldas de la Sierra de Chiapas a una elevación de 224.17 msnmm y los márgenes del Puerto Madero con elevación de 10.5 msnmm, recorriendo una distancia de 30 km. Los puntos modelados corresponden a un flujo intermedio y local, donde la trayectoria circula por rocas volcánicas (tobas andesíticas - dacíticas) hacia llegar a la zona de descarga caracterizada por aluvión y depósitos lacustres.

Los modelos generados muestran conexión hidráulica entre las subcuencas Río Coatán y Puerto Madero de la cuenca Suchiate a la que pertenece el acuífero Soconusco. El flujo intermedio del agua subterránea parte de un tipo bicarbonatada cálcica (Ca²⁺-HCO₃⁻) hacia un flujo local de tipo bicarbonatada magnésica (Mg²⁺-HCO₃⁻) ubicada a los márgenes de la costa.

Resultados y Discusión

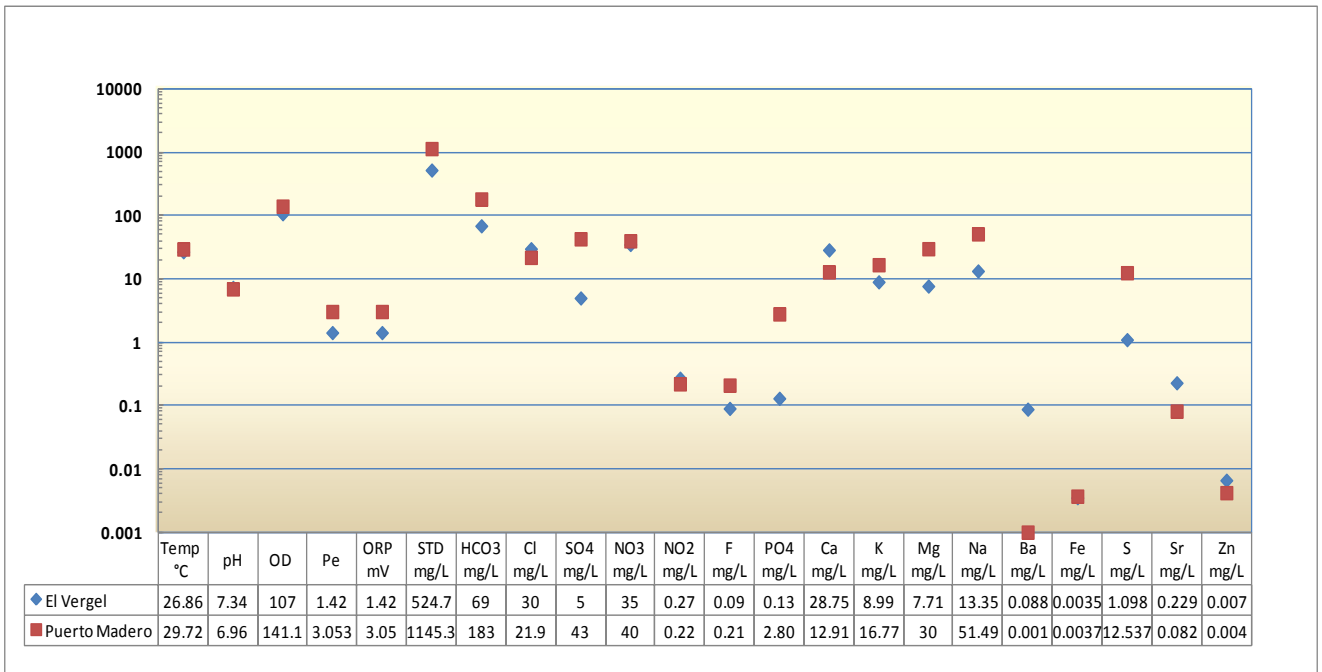


Figura 8. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección El Vergel - Puerto Madero.

En la figura 5.10 se observan las variaciones en los parámetros fisicoquímicos de la sección, aumentando los iones SO_4^{2-} , NO_3^{2-} , HCO_3^- , PO_4^{3-} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+ y disminuyendo en Ca^{2+} , Cl^- , sólidos totales disueltos, conductividad eléctrica; lo cual es indicativo del proceso de mezcla entre los flujos local e intermedio.

El modelo A refleja el proceso de disolución en $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (3.70E^{+1}), dolomita (2.07E^{+1}), yeso (4.47E^{-4}), celestita (9.32E^{-7}), O_2 (g) (4.41E^{-3}), CO_2 (g) (2.53E^{-3}), fluorita (5.53E^{-6}) y halita (6.18E^{-4}). Mientras que la presencia de los minerales calcita (-4.14E^{+1}), hematita (-1.85E^{+1}) se derivan del proceso de precipitación. El intercambio catiónico se presenta con calcio (2.07E^{+1}), sodio (1.62E^{-3}) y magnesio (-2.07E^{+1}).

El cambio de facie del agua subterránea de bicarbonatada cálcica ($\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$) hacia un tipo bicarbonatada magnésica ($\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$) puede explicarse por el intercambio iónico de calcio y magnesio que se observa en los modelos.

El modelo B indica los mismos procesos que el modelo anterior, aunque con diferentes proporciones, encabezando la disolución de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (1.58E^{+1}); y precipitación de hematita (-7.92); seguido del proceso de intercambio catiónico

entre sodio ($1.16E^{-3}$), magnesio ($3.09E^{-4}$) y calcio ($-8.90E^{-4}$) lo cual se refleja en el cambio de facie hidrogeoquímica del agua subterránea en Puerto Madero.

Evaluando la variación de la composición química de la sección y los modelos generados (Tabla 5.4), se determina que el proceso de oxidación – reducción de Fe^{2+} , mezcla, disolución de $Fe(OH)_3$, precipitación de calcita y hematita, son quienes dominan en mayor proporción durante el trayecto que recorre el agua subterránea.

Tabla 5.4. Modelos producidos en PHREEQC para la sección de flujo El Vergel- Puerto Madero (Unidades en mmol/L).

Sección II		Modelo A	%	Modelo B	%
Calcita	$CaCO_3$	$-4.14E^{+1}$	25.43		
Dolomita	$CaMg(CO_3)_2$	$2.07E^{+1}$	13.13	$7.11E^{-4}$	$3.00E^{-3}$
Celestita	$SrSO_4$	$9.32E^{-7}$	$5.91E^{-7}$		
$Fe(OH)_3(a)$	$Fe(OH)_3$	$3.70E^{+1}$	23.45	$1.58E^{+1}$	66.64
Yeso	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	$4.47E^{-4}$	$2.83E^{-4}$	$3.49E^{-4}$	$1.47E^{-3}$
Hematita	Fe_2O_3	$-1.85E^{+1}$	11.72	-7.92	33.32
Fluorita	CaF_2	$5.53E^{-6}$	$3.50E^{-6}$	$4.40E^{-6}$	$1.86E^{-5}$
$O_2(g)$	$O_2(g)$	$4.41E^{-3}$	$2.80E^{-3}$	$2.95E^{-3}$	$1.24E^{-2}$
$CO_2(g)$	$CO_2(g)$	$2.53E^{-3}$	$1.60E^{-3}$	$1.34E^{-3}$	$5.47E^{-3}$
Halita	$NaCl$	$6.18E^{-4}$	$3.92E^{-4}$	$9.20E^{-5}$	$3.87E^{-4}$
CaX2	CaX2	$2.07E^{+1}$	13.13	$-8.90E^{-4}$	$3.75E^{-3}$
MgX2	MgX2	$-2.07E^{+1}$	13.13	$3.09E^{-4}$	$1.30E^{-3}$
NaX	NaX	$1.62E^{-3}$	$1.03E^{-3}$	$1.16E^{-3}$	$4.89E^{-3}$

Sección III. El Gallinero - Joaquín Gutiérrez

Esta sección se localiza al este de la comunidad de Tapachula ubicado a una elevación de 261 msnmm hacia el sureste del aeropuerto de la misma a 36 msnmm recorriendo una distancia de 23 km, sobre rocas volcánicas (tobas andesíticas - dacíticas) y un pequeño tramo de aluvión. La firma química del punto El gallinero es bicarbonatada cálcica ($Ca^{2+}-HCO_3^-$), y en el punto Joaquín Gutiérrez es de tipo bicarbonatada magnésica ($Mg^{2+}-HCO_3^-$). Ambos puntos de muestreo corresponden a flujo local.

Resultados y Discusión

En la figura 5.11 se muestra la variación de los parámetros fisicoquímicos, en el trayecto de la sección hay un incremento de los iones mayores (Cl^- , HCO_3^- , NO_3^{2-} , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Na^+) y parámetros fisicoquímicos (temperatura, pH, STD, CE).

El modelo A, indica que los procesos dominantes en la sección son la disolución de $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (2.06), dolomita (2.58E^{-4}), halita (7.71E^{-5}), celestita (2.32E^{-6}), fluorita (1.90E^{-6}), y CO_2 (g) (7.43E^{-5}), seguidos de la precipitación hematita (-1.03). Debido a que el agua subterránea de esta sección recorre su trayectoria por rocas volcánicas, se establece el intercambio catiónico en sodio (2.74E^{-4}), calcio (-1.17E^{-4}), y magnesio (-2.03E^{-5}). Lo cual explica el cambio de facie de tipo bicarbonatada cálcica ($\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$), a bicarbonatada magnésica ($\text{Mg}^{2+}\text{-HCO}_3^-$).

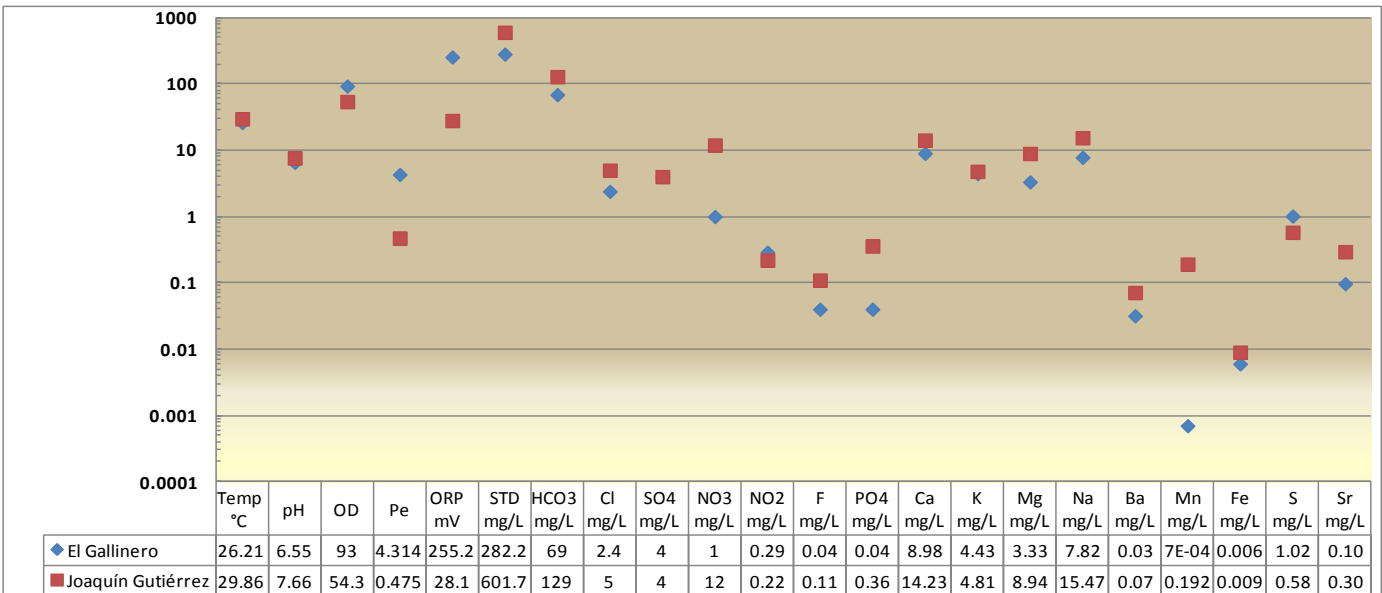


Figura 5.11. Variación de parámetros fisicoquímicos de la sección El Gallinero - Joaquín Gutiérrez.

El modelo B indica que el proceso dominante es el oxido - reducción de Fe^{2+} con la presencia de O_2 (g) (-1.20E^{-3}) junto con la disolución de dolomita (1.80E^{-4}), seguido de los minerales halita (7.33E^{-5}), celestita (2.26E^{-6}), fluorita (1.84E^{-6}), $\text{Fe}(\text{OH})_3$ (5.73E^{-8}) y CO_2 (g) (1.09E^{-4}). Así como también, intercambio iónico de magnesio (5.07E^{-5}) y calcio (-5.07E^{-5}).

Resultados y Discusión

Como se puede observar en la tabla 5.5 en la columna de porcentajes, ambos modelos demuestran que los procesos hidrogeoquímicos dominantes son oxidoreducción de Fe^{2+} , disolución de $\text{Fe}(\text{OH})_3$, y dolomita principalmente; además de presentar en menor escala el proceso de intercambio catiónico de magnesio y calcio.

Tabla 5.5. Modelos producidos en PHREEQC para la sección de flujo El Gallinero - Joaquín Gutiérrez (Unidades en mmol/L).

Sección III		Modelo A	%	Modelo B	%
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	2.58E^{-4}	8.34E^{-3}	1.80E^{-4}	10.79
Celestita	SrSO_4	2.32E^{-6}	7.50E^{-5}	2.26E^{-6}	1.36E^{-1}
Halita	NaCl	7.71E^{-5}	2.49E^{-3}	7.33E^{-5}	4.39
$\text{Fe}(\text{OH})_3(\text{a})$	$\text{Fe}(\text{OH})_3$	2.06	66.62	5.73E^{-8}	3.44E^{-3}
Fluorita	CaF_2	1.90E^{-6}	6.14E^{-5}	1.84E^{-6}	1.10E^{-1}
$\text{CO}_2(\text{g})$	$\text{CO}_2(\text{g})$	7.43E^{-5}	2.40E^{-3}	1.09E^{-4}	6.54
$\text{O}_2(\text{g})$	$\text{O}_2(\text{g})$	-1.04E^{-3}	3.36E^{-2}	-1.20E^{-3}	71.95
Hematita	Fe_2O_3	-1.03	33.31		
MgX2	MgX2	-2.03E^{-5}	6.57E^{-4}	5.07E^{-5}	3.04
CaX2	CaX2	-1.17E^{-4}	3.78E^{-3}	-5.07E^{-5}	3.04
NaX	NaX	2.74E^{-4}	8.86E^{-3}		

CAPÍTULO VI

VI. CONCLUSIONES

Como resultado de la investigación realizada en el marco de esta tesis, en la Región del Soconusco se concluye que la composición química del agua subterránea está determinada fundamentalmente por el ambiente geológico (composición química de las rocas y sus productos de meteorización), y por el factor climático (precipitación y evapotranspiración).

Derivando las siguientes conclusiones:

- La firma química del agua subterránea del acuífero Soconusco exhibe las familias de agua, bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatada magnésica y sulfatadas cálcicas, además de la presencia de una muestra exótica clorurada sódica proveniente de la influencia química ante la cercanía de la costa.
- La zona de estudio caracterizada por la presencia de tobas arcillosas, favorece a la presencia del proceso de intercambio catiónico entre Ca^{2+} - Mg^{2+} y Na^+ .
- La categorización como acuífero libre se deriva de la constitución de los materiales geológicos que limitan al acuífero Soconusco, al presentar una capa impermeable subyacente, alimentándose directamente de las precipitaciones.
- La cuantificación del proceso de mezcla, indica que el miembro C_1 asociado al flujo local es quien más aporta agua al sistema con un 80.2%, de esta forma se comprobó que la intrusión marina asociado al miembro C_3 , es solo local y que no se encuentra impactando negativamente a la hidrodinámica del sistema.
- Aun cuando existe una notable cercanía con la costa, la composición química del agua muestra nula intrusión salina en pozos ubicados a ligeros metros del mar; hecho atribuible a la elevada precipitación con la que cuenta la región de Soconusco.
- La modelación inversa de la sección Álvaro Obregón–Emiliano Zapata indica la presencia del proceso de oxidación–reducción de Fe^{2+} , disolución de halita, precipitación de rodocrosita e intercambio iónico entre Mg^{2+} y Na^{2+} .

- La sección El Vergel - Puerto Madero indica conexión hidráulica entre las subcuencas Río Coatán y Puerto Madero, regido por procesos hidrogeoquímicos en disolución de $\text{Fe}(\text{OH})_3$, oxido-reducción de Fe^{2+} , mezcla con aguas de reciente infiltración, precipitación de calcita y hematita e intercambio catiónico en Ca^{2+} , Mg^{2+} , y Na^{2+} .
- La sección modelada El Gallinero–Joaquín Gutiérrez indica conexión hidráulica entre las subcuencas Río Cahoacán y Puerto Madero, dominando como procesos hidrogeoquímicos el intercambio catiónico de Ca^{2+} , Mg^{2+} , reacciones oxido-reducción de Fe^{2+} , y la disolución de $\text{Fe}(\text{OH})_3$, y dolomita.
- Los procesos hidrogeoquímicos identificados a lo largo de la evolución del agua subterránea son comprobados en cada una de las modelaciones presentadas.
- Los estudios realizados en esta tesis, demuestran que el conjunto de los procesos hidrogeoquímicos, la precipitación pluvial y el nulo impacto en intrusión marina, proporcionan la hidrodinámica en equilibrio al acuífero del Soconusco.

CAPITULO VII

VII. REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

- André, L., Francheschi, M., Pouchan, P., & Atteia, O. (2005). Using geochemical data and modelling to enhance the understanding of groundwater flow in a regional deep aquifer. Aquitaine Basin, south -west of France. *Journal of Hydrology*(305), 40-62.
- Appelo, C. J., & Postma, D. (1996). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Rotterdam: A.A.Balkema.
- Barrenechea, M. (2004). *Aspectos fisicoquímicos de la calidad del agua*. Perú: Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente. .
- Berrenger Navarro, V., & Santiago Pérez, J. M. (2003). *Manual de química de las disoluciones* . España: Editorial Club Universitario .
- Bolaños Chombo, V. (2003). *Química analítica cuantitativa, reacciones en solución*. Estado de México: UAEM.
- Böse, E. (1905). *Reseña acerca de la geología de Chiapas y Tabasco: Instituto Geológico De México*. Boletín, 20, 116.
- Chevotarev. (1955). *Metamorphism of natural waters in the crust of weathering*. *Geochemical et cosmochemical acta*, 8, 22-48.
- CONABIO. (2015). Recuperado el 30 de Noviembre de 2015, de http://www.biodiversidad.gob.mx/region/EEB/pdf/chiapas_vol2_baja.pdf
- CONAGUA. (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Soconusco, Estado de Chiapas*. México, D.F. Recuperado el 23 de Diciembre de 2015, de <http://www.conagua.gob.mx/>
- CONAGUA. (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Soconusco, Estado de Chiapas*. México, D.F. Recuperado el 23 de Diciembre de 2015, de <http://www.conagua.gob.mx/>

Referencia Bibliográfica

- Custodio, E., & Llamas, M. R. (1976). *Hidrología Subterránea*. Barcelona: Ediciones Omega.
- Davis, E. E., & Elderfield, H. (2004). *Hydrogeology of the oceanic lithosphere*. Reino Unido: Cambridge University.
- Eilers, J. M. (1992). *The inapplicability of the Gibbs model of world water chemistry for dilute lakes*. American Society of Limnology and Oceanography, 1335-1337.
- Fagundo Castillo, J. R., & Gonzáles Hernández, P. (2005). *Hidrogeoquímica*. La Habana: CENAMENT.
- Fagundo, J. R., González, P., Jiménez, S., Benítez, G., Ferrera, V., Ramírez, J., Suárez, M. (1999). *Identificación de los procesos de mezcla y modificación de las facies hidroquímicas. En Metodología para la caracterización geoquímica de los acuíferos cársicos costeros* (págs. 182-191). ISCTN(CITMA).
- Fernández Escalante, E. (2009). *Los hidrogramas y otros sistemas de representación del quimismo de las aguas*. Madrid: Grfinat.
- Fernández, M. (1999). *Hidrología aplicada*. La Habana: Félix Varela.
- Garcés, L., Tena, J. M., Auqué, L., Gimeno, M. J., & Mandalo, J. (1991). *Variación de los índices de saturación en función del calculo de coeficientes de actividad, su aplicación a las fases mineralógicas de las lagunas de Monegros (Zaragoza, España)*. Estudios Geológicos, 47(5-6), 305-315.
- Gárfias, J., Arroyo, N., & Aravena, R. (2010). *Hydrochemistry and origins of mineralized waters in the Puebla aquifer system, Mexico*. Environmental Earth Sciences, 1789-1805.
- Harris, D. (2003). *Análisis Químico Cuantitativo* (Vol. 3ra.). Barcelona: Reverté.
- Harrison, R. M. (2003). *El medio ambiente. Introducción a la química medioambiental y a la contaminación*. España: Acribia.
- Hem, J. D. (1989). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water* (Vol. 3rd.). Washington, D.C.: U.S. geological Survey Water-Supply.

Referencia Bibliográfica

- Henry, J., & Heinke, G. (1999). *Ingeniería Ambiental* (2a. ed.). México: Pearson Educación.
- Hidalgo, C., & Cruz San Julián, J. (2001). *Groundwater composition, hydrochemical evolution and mass transfer in a regional detrital aquifer(Baza Basin, Southern Spain)*. *Applied Geochemistry*, 16, 745-758.
- Hidráulicos, S. d. (1970). *Boletín Hidrológico No. 7*. México, D.F.: Jefatura de Irrigación y Control de Ríos.
- Hounslow, A. W. (1995). *Water Quality Data, analysis and interpretation*. Oklahoma: Lewis Publishers.
- INSTITUTO ESTATAL DEL AGUA. (2015). Recuperado el 10 de Diciembre de 2015, de <http://www.haciendachiapas.gob.mx/planeacion/Informacion/Desarrollo-Regional/prog-regionales/SOCONUSCO.pdf>
- INSTITUTO NACIONAL DE ESTADISTICA Y GEOGRAFÍA . (27 de Enero de 2016). Obtenido de <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/recnat/hidrologia/default.aspx>
- Jiménez Cisneros, B. E. (2001). *La contaminación ambiental en México: causas, efectos y tecnología apropiada*. México: Limusa.
- Jiménez Cisneros, B., Durán Álvarez, J. C., & Méndez Contreras, J. M. (2010). Calidad. En B. Jiménez Cisneros, M. L. Torregrosa y Armentia, & L. Aboites Aguilar, *El agua en México: cauces y encauces* (págs. 265-290). Distrito Federal : Academia Mexicana de Ciencias .
- Kresic, N. (2006). *Hydrogeology and groundwater modeling*. Boca Raton: Taylor & Francis Group .
- Leonarte Pérez, T., & Fagundo Castillo, J. (2005). *Calidad de las aguas subterráneas de Gerona y la Fe*. Contribución a la educación y la protección ambiental , 45-58.
- Lloyd, J., & Heathcote, J. (1985). *Chemistry of groundwater*. New York : Oxford University Press.

Referencia Bibliográfica

- Macías, J. L. (2005). *Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes de México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 42(3), 379-424.
- Magaritz, M., Nadler, A., Koyumdiskhy, H., & Dan, N. (1981). *The use of na/Cl ratio to trace solute sources in a semiarid zone*. *Water Resour. Res.*, 17, 602-608.
- Martín del Campo, M., Esteller, M., Expósito, J., & Hirata, R. (2014). *Impacts of urbanization on groundwater hydrodynamics and hydrochemistry of the Toluca Valley aquifer (Mexico)*. *Environ Monit Assess*, 2979-2999.
- Matthess, G. (1982). *The properties of Groundwater*. New York: John Wiley & Sons.
- Mercado, R., & Rose, W. I. (1992). *Reconocimiento geológico y evaluación preliminar de peligrosidad del volcán Tacaná, Guatemala/México*. *Geofísica Internacional*, 31(3), 205-237.
- Metcalf y Eddy, I. (1996). *Ingeniería de aguas residuales. Tratamiento, vertido y reutilización*. (3ra. ed., Vol. 1). México: Mc Graw Hill.
- Mifflin, M. (1988). *Region 5, Great Basin in Back W., Rosenshein, J.S and Seaber, P.R.* *Hydrogeology*, Geological Society of America , 69-77.
- Mifflin, M. D. (1988). *Región 5, Great Basin, in Back W., Rosenshein, J.S. and Seaber, P.R.(Eds.)*. *Hydrogeology*, Geological Society of America , 69-78.
- Morán Ramírez, J., & Ramos Leal, J. A. (2014). *The VISHMOD Methodology with Hydrochemical Modeling in Intermountain (Karstic) Aquifers: Case of the Sierra Madre Oriental, Mexico*. *Journal of Geography and Geology* , 132-144.
- Morán Ramírez, J., Ledesma Ruiz, R., Mahlkecht, J., & Ramos Leal, J. A. (2016). *Rock-water interactions and pollution processes in the volcanic aquifer system of Guadalajara , Mexico, using inverse geochemical modelling*. *Applied Geochemistry*, 79-94.
- Morán, D. (1984). *Geología de la República Mexicana*. México: INEGI - Facultad de Ingeniería UNAM.

Referencia Bibliográfica

- Muehlberger, W. R., & A., W. R. (1975). *Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab Iv orbital photography*. *Geology*, 3, 232-235.
- Olea Olea, S. (2013). *Evaluación de la sustentabilidad hidrogeológica de los humedales del Soconusco, Chiapas*. México: Universidad Nacional Autónoma de México .
- Ortiz, I. (s.f.). *Atlas ilustrado de los minerales*. Madrid: Susaeta.
- Parkhurst, D., & Appelo, C. (1999). *User's Guide to PHREEQC (Version 2): a Computer program for speciation, Batch-reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations*. United States Geological Survey , *water resources investigations report 99-4259*. United States Geological Survey , 326.
- Parkhurst, D. L., & Appello, C. (1999). *User guide to PHREEQC(version 2)-a computr program for speciation, batch reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations*:U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Report, 99-4259.
- Plummer, L. N., Prestemon, E. C., & Parkhurst, D. L. (1991). *An Interactive code (NETPAHT) for Modeling NET Geochemical Reactions along a flow PATH, Version 2.0*. U.S. Geol. Survey Water-Resources Invest, 94-4169.
- Ramos Leal, J. A., Durazo, J., González Morán, T., Juárez Sánchez, F., Cortés Silva, A., & H. Johannesson, K. (2007). *Evidencias hidrogeoquímicas de mezcla de flujos regionales en el acuífero de La Muralla, Guanajuato*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 293-305.
- Reynolds, J. H. (1980). *Late tertiary volcanic stratigraphy of northern Central America*. *Bull*, 43, 601-607.
- Romero Rojas, J. A. (1996). *Acuiquímica* . Santafé Bogotá: Escuela Colombiana de Ingeniería .
- Rudolf, D., Düsan, S., & Lubos, R. (1989). *La gran enciclopedia de los minerales* . Chhecoslovaquia: Susaeta.
- Sánchez-Montes de Oca, R. (1980). *Geología petrolera de la Sierra de Chiapas*. *Bol. Asoc. Mexi. Geol. Petrol*, 31, 67-77.

Referencia Bibliográfica

- Sawyer, C., McCarty, P., & Parkin, G. (2001). *Química para Ingeniería Ambiental* (4a. ed.). Colombia: Mc Graw Hill.
- Schoeller, H. (1956). *Geochimie des eaux souterraines, Application aux cauxdes gisements de petrole*, Soc. Des editor Technip, 10(3), 181-213.
- Schwartz, F. W., & Zhang, H. (2003). *Geochemistry of Natural. Fundamentals of Ground Water*. New York: John Wiley & Sons.Inc. (págs. 496-518)
- SERVICIO GEOLÓGICO MEXICANO . (27 de ENERO de 2016). Obtenido de http://www.sgm.gob.mx/index.php?option=com_content&task=view&id=62&Itemid=71
- Seyfried, W. E., & Bischoff, J. L. (1981). *Experimental seawater - basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchance, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals*. *Geochim. Cosmochim.*, 45, 135-149.
- Tóth, J. (1999). *Las aguas subterranas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones*. *Boletín geológico y minero*, 111(4), 9-26.
- U.S. Geological Survey . (29 de Enero de 2016). Obtenido de <https://www.usgs.gov/>
- Vallejos Izquierdo, A. (2001). *Hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor*. valdivia: Universidad de Almería.
- Wallick, E. I. (1981). *Chemical evolution of groundwater a drainage basin of Holocene age, east-central Alberta, Canada*. *Hydrology Journal*(54), 245-283.
- Weyl, R. (1980). *Geology of Central America*. Berlin: gebrüder Borntraeger.

ANEXO I

Tabla 1.A. Datos de los principales parámetros físico-químicos e iones mayoritarios de las muestras analizadas.

Muestra	Temperatura °C	pH	OD (ppm)	EH (Mv)	CE (µS/cm)	SDT (ppm)	HCO ₃ +CO ₃ (ppm)	Cl (ppm)	SO ₄ (ppm)	Ca (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Na (ppm)
1	28.96	8.45	132.5	200.6	371	508	99	4.7	17	25.96	3.20	9.41	11.27
2	26.77	7.03	29.5	185	370	598.1	108	6	30	39.02	1.95	8.82	12.73
3	26.21	6.55	93	255.2	137	282.2	69	2.4	4	8.976	4.43	3.33	7.82
4	27.34	6.4	130.1	201.8	309	492	84	11.7	55	16.77	6.02	5.03	25.95
5	29.72	6.96	141.1	180.6	770	1145.3	183	21.9	43	12.91	16.77	30.02	51.49
6	27.2	6.73	104.5	170.6	390	726.2	135	13.4	30	18.52	5.44	5.93	30.90
7	27.3	8.04	176.1	-20	347	795.9	171	2.8	4	25.5	1.41	13.44	12.83
8	26.57	7.81	73.8	77.2	688	1372.7	252	3.2	70	40.42	15.81	11.09	51.56
9	27.34	7.84	44.3	-11	489	1187.3	237	2.8	7	5.364	5.74	5.90	69.98
10	27.53	8.15	135	-7.7	290	530.5	114	2.8	7	16.52	1.37	8.81	15.78
11	27.38	7.5	74.5	77	299	695	156	2	12	19.76	0.39	8.48	14.61
12	29.11	7.87	49.5	109	856	1523.3	198	70	40	14.54	15.43	24.63	89.89
13	30.18	7.55	65	95.3	670	1432.5	291	7.2	7	25.75	6.86	19.81	38.71
14	28.32	7.2	38.9	87.8	1074	1498.7	225	22.1	260	64.87	10.82	35.40	48.03
15	28.35	7.03	145.7	143.4	600	1325.2	210	14.7	43	33.83	64.41	13.52	25.51
16	26.32	6.21	39.5	174.4	8260	238	84	5.2	10	5.463	2.30	1.71	4.66
17	48.62	6.34	34.6	-29.3	189800	8502	651	752	610	280.8	56.97	144.16	381.10
18	23.26	8.52	110.4	48	22790	1513.5	177	80	28	46.9	11.23	25.52	69.34
19	21.44	9.24	139.2	29.7	2049	481.4	66	36	14	21.06	3.30	10.06	10.33
20	23.71	7.77	68.3	147.3	3760	245	30	3	1.5	5.999	1.34	1.26	2.77
21	23.59	6.12	87.4	167.9	3995	267	45	2.4	8	7.59	5.11	2.89	6.84
22	22.19	6.98	107.4	139	1652	113	45	2	8	2.045	1.49	0.47	1.63
23	23.81	6.49	98.5	150.9	3792	252.4	87	4.5	10	9.193	4.34	2.19	6.50
24	24.61	6.45	61.8	152.8	6370	395.2	60	4.9	18	13.29	5.71	2.73	15.17
25	27.71	6.68	96	164.7	5917	365.2	105	3.7	10	16.69	4.04	3.38	11.46

Tabla 1.A *Continuación*. Datos de los principales parámetros físico-químicos e iones mayoritarios de las muestras analizadas.

Muestra	Temperatura °C	pH	OD (ppm)	EH (Mv)	CE (µS/cm)	SDT (ppm)	HCO ₃ +CO ₃ (ppm)	Cl (ppm)	SO ₄ (ppm)	Ca (ppm)	K (ppm)	Mg (ppm)	Na (ppm)
26	26.15	7.45	51.5	75.4	4682	298	75	5.6	8	12.75	1.64	3.80	9.40
27	27.6	6.92	67.2	153.4	16940	1049	174	5	48	38.76	9.35	10.94	36.83
28	28.11	7.56	81.4	121.4	18820	1032	156	32.1	42	55.31	8.69	8.40	25.65
29	28.16	7.7	38.8	44	32210	2452.4	405	46.8	37	41.59	32.25	34.84	88.95
30	27.74	7.8	72	77.8	34980	2475.5	408	21.1	68	26.72	9.22	21.59	168.70
31	28	8.02	92.4	-72.7	10710	658	138	9.3	14	15.35	6.55	8.20	20.63
32	28.72	7.68	130	-87.4	7772	471.6	120	1.5	5	11.99	3.68	6.72	14.72
33	28.16	7.57	16	25.4	17450	1423.5	300	3.2	12	34.71	7.59	25.58	15.94
34	28.5	7.84	41	-91	7408	451.3	156	1.2	2.5	13.3	3.48	6.13	15.14
35	27.25	7	25.5	-69.3	81450	3692.5	189	360	85	32.49	24.10	24.53	335.60
36	27.57	8.5	122.5	-8.5	9520	591.7	141	7.4	10	13.63	4.69	8.36	20.60
37	28.07	7.93	162.12	-29.8	9362	571	117	8.3	7	13.39	4.64	7.98	20.57
38	27.88	7.34	44	-31	9507	730.7	156	8	7	15.32	5.14	9.03	16.85
39	27.5	7.64	51.9	55	14890	752.9	123	16.9	54	34.76	5.74	10.23	25.37
40	26.86	7.34	107	84	12390	524.7	69	30	5	28.75	8.99	7.71	13.35
41	29.86	7.66	54.3	28.1	7932	601.7	129	5	4	14.23	4.81	8.94	15.47
42	29.27	7.69	46.6	-0.2	10750	762.3	153	9.4	13	18.99	4.86	10.79	21.36
43	28.57	6.83	77.2	116.4	11620	511.3	90	9.5	20	22.4	7.82	7.88	16.78
44	28.47	7.36	114	13.5	8281	461.3	90	12.3	12	13.53	4.39	7.96	13.46
45	28.75	7.08	74.9	45	12080	712.7	135	9.9	31	22.65	6.20	11.68	20.32

Tabla 2.A. Datos de los iones minoritarios de las muestras analizadas.

Muestra	Ba (ppm)	Co (ppm)	F (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	NO3 (ppm)	NO2 (ppm)	PO4 (ppm)	S (ppm)	Sr (ppm)	Sb (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
1	0.046		0.06	0.028	0.071	20	0.28	0	2.63	0.19		0.003	0.000
2	0.066	0.005	0.06	0.004	0.005	22	0.21	0.01	7.86	0.21	0.05	0.003	
3	0.032	0.005	0.04	0.006	0.001	1	0.29	0.04	1.02	0.10	0.05	0.003	
4	0.058	0.011	0.17	0.004	0.002	4	0.29	0.01	11.75	0.13	0.10	0.003	0.004
5	0.001	0.002	0.21	0.004		40	0.22	2.8	12.54	0.08	0.02	0.009	0.004
6	0.086	0.004	0.12	0.003		2	0.16	0.08	9.70	0.15	0.04	0.004	0.002
7	0.048		0.28	0.196	0.281	1	0.13	0.05	0.69	0.24			0.002
8	0.035	0.007	0.55	0.005	0.007	1	0.1	4.7	18.58	0.28	0.07	0.435	
9	0.031		0.63	0.354	0.141	0	0.16	13.25	0.33	0.05	0.04		
10	0.083	0.003	0.22	0.143	0.468	0	0.09	0.2	1.02	0.17	0.03		0.002
11	0.020	0.004	0.12	0.005	0.019	0	0.12	0.09	2.96	0.09	0.04	0.005	0.003
12	0.004	0.005	0.42	0.004	0.003	26	0.95	8.6	11.84	0.08	0.05	0.016	
13	0.053	0.003	0.62	0.121	0.047	1	0.44	3.5	1.57	0.23	0.04	0.013	
14	0.081	0.003	0.38	0.004	0.095	10	0.21	2.4	48.24	0.45	0.03	0.006	0.001
15	0.254		0.02	0.009	0.049	32	0.34	8.75	12.32	0.27	0.04	0.014	0.024
16	0.042		0	3.042	2.967	0	0.31	0.8	255.48	0.26			0.011
17	0.008		0.65	0.006	0.001	8	0.19	0.012	44.26	0.05		0.014	
18	0.019		0.24	0.082	0.003	10	0.24	0.8	0.54	0.04	0.03		0.001
19	0.042	0.008	10	0.048	0.026	3	0.42	0.03	2.29	0.18	0.08	0.012	0.016
20	0.036		0.04	0.050	0.008	0	0.28	0.1	1.09	0.22	0.11		0.018
21	0.085		0	0.005	0.001	7	0.2	0.06	4.90	0.14	0.06		0.005
22	0.018		0.12	0.263	0.034		0.38	2.5	0.70	0.30			1.247
23	0.113		0	0.007	0.001		0.16	0	1.61	0.24	0.10		0.040
24	0.042	0.005	0.09	0.009	0.004	1	0.23	0	4.95	0.34	0.05		0.002
25	0.044	0.005	0.24	0.003	0.001	1	0.14	0	0.72	0.23	0.06		0.010

Tabla 2.A *Continuación*. Datos de los iones minoritarios de las muestras analizadas.

Muestra	Ba (ppm)	Co (ppm)	F (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	NO3 (ppm)	NO2 (ppm)	PO4 (ppm)	S (ppm)	Sr (ppm)	Sb (ppm)	V (ppm)	Zn (ppm)
26	0.029		0.22	0.061	0.022	1	0.1	0	1.05	0.16	0.07	0.003	0.004
27	0.256	0.003	0.16	0.004	0.002	3	0.11	0	12.14	0.10	0.03	0.004	0.002
28	0.092	0.006	0.07	0.004	0.020	2	0.1	0.01	10.47	0.26	0.07		0.001
29	0.145	0.005	0.42	0.003	0.421	4	0.17	1.5	18.51	0.11	0.05	0.041	0.001
30	0.104		1.34	0.005	0.304	18	0.21	2	18.83	0.11	0.06	0.046	0.003
31	0.301	0.005	0.44	1.151	1.754	10	0.08	1.74	1.71	0.14	0.04		
32	0.066		0.19	0.533	0.217	2	0.09	0.71	1.41	0.23		0.004	0.006
33	0.062	0.004	0.43	0.003	0.012	10	0.1	0.53	2.91	0.30	0.04	0.051	0.001
34	0.086	0.006	0.21	1.046	0.348		0.09	0.66	0.80	0.11	0.06	0.014	0.004
35	0.206		0.26	0.713	0.611		0.31	0.18	10.19	0.15			0.013
36	0.086	0.002	0.12	0.097	0.267	3	0.11	0.61	1.37	0.23	0.03	0.004	0.015
37	0.085		0	0.168	0.296	6	0.1	0.69	1.18	0.09		0.004	0.008
38	0.084		0.15	0.313	0.691	1	0.09	0.65	0.94	0.17	0.02		0.004
39	0.065		0.13	0.006	0.011	7	0.24	0.15	15.09	0.14	0.04	0.006	0.001
40	0.088	0.003	0.09	0.004	0.003	35	0.27	0.13	1.10	0.23	0.04	0.004	0.007
41	0.072		0.11	0.009	0.192	12	0.22	0.36	0.58	0.30	0.02	0.007	0.002
42	0.092		0.2	0.200	0.497	0.21	6	0.51	4.89	0.11		0.004	
43	0.102		0.03	0.005	0.001	16	0.17	0.16	5.86	0.15	0.04	0.004	0.003
44	0.061		0.05	0.097	0.266	2	0.08	0.56	3.10	0.23		0.004	
45	0.036		0.07	0.116	0.011	9	0.09	0.12	10.47	0.09		0.008	0.020

Tabla 3.A. Fracciones de mezcla de los tres miembros extremos.

Muestra	C ₁	C ₂	C ₃
1	0.97	0.03	0
2	0.97	0.03	0
3	0.98	0.02	0
4	0.87	0.11	0.02
5	0.83	0.14	0.04
6	0.9	0.07	0.03
7	0.81	0.19	0
8	0.62	0.4	0
9	0.56	0.46	0
10	0.85	0.15	0
11	0.93	0.07	0
12	0.56	0.27	0.17
13	0.57	0.45	0
14	0.72	0.27	0.01
15	0.99	0.01	0
18	0.66	0.13	0.21
20	0.99	0.01	0
21	1	0	0
22	0.07	0.93	0
24	0.95	0.05	0
25	0.84	0.16	0

Muestra	C ₁	C ₂	C ₃
26	0.85	0.15	0
27	0.9	0.1	0
28	0.9	0.02	0.08
29	0.61	0.28	0.11
30	0	1	0
31	0.68	0.32	0
32	0.88	0.12	0
33	0.3	0.7	0
34	0.86	0.14	0
35	0	0	1
36	0.93	0.07	0
38	0.9	0.1	0
39	0.89	0.08	0.03
40	0.88	0.04	0.08
41	0.93	0.07	0
43	0.98	0	0.02
44	0.95	0.02	0.03
45	0.95	0.03	0.02

Tabla 4.A. Matriz de coeficiente de correlación unitaria de las muestras analizadas en el área de estudio.

	pH	Temp	Eh	Cond	Na	Mg	Ca	K	Cl	SO4	HCO3	NO3	Fe	Mn	Ba	Zn	Sr	F
pH	1.0	-0.184	0.0	0.124	-0.135	-0.119	-0.165	-0.194	-0.208	-0.254	2.1E-2	-2.7E-2	-0.11	-5.3E-2	-3.8E-2	-8.6E-2	-6.8E-2	0.471
Temp		1.0	0.0	3.6E-2	0.63	0.852	0.834	0.571	0.755	0.802	0.738	8.8E-2	0.767	0.768	2.8E-2	-0.234	8.4E-2	-0.22
Eh			1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cond				1.0	0.141	3.3E-2	9.0E-3	6.1E-2	-5.0E-2	-6.4E-2	0.323	-6.1E-2	-7.3E-2	4.8E-2	0.372	-0.134	-0.108	-4.0E-2
Na					1.0	0.782	0.711	0.607	0.901	0.736	0.723	9.5E-2	0.673	0.65	0.144	-8.6E-2	-4.0E-2	6.7E-3
Mg						1.0	0.945	0.673	0.89	0.927	0.835	0.107	0.767	0.771	-3.7E-2	-0.102	0.137	2.8E-2
Ca							1.0	0.638	0.879	0.947	0.748	4.0E-3	0.773	0.745	5.6E-3	-0.104	0.23	1.3E-2
K								1.0	0.627	0.612	0.651	0.345	0.464	0.481	0.356	-9.2E-2	0.137	-4.8E-2
Cl									1.0	0.861	0.648	2.3E-2	0.83	0.775	4.2E-2	-4.7E-2	7.3E-2	3.6E-2
SO4										1.0	0.71	2.7E-2	0.752	0.722	-1.1E-2	-6.1E-2	0.275	5.9E-3
HCO3											1.0	4.8E-2	0.572	0.61	9.7E-2	-0.164	4.8E-2	-2.5E-2
NO3												1.0	-7.9E-2	-7.1E-2	6.4E-2	0.272	-8.9E-2	-0.104
Fe													1.0	0.922	0.137	2.3E-2	4.2E-2	-5.8E-3
Mn														1.0	0.27	-6.5E-2	2.7E-2	-1.6E-2
Ba															1.0	-0.176	2.2E-2	-8.0E-2
Zn																1.0	0.226	-3.7E-2
Sr																	1.0	-1.7E-2
F																		1.0

ANEXO II

II.1.A. Fotografías alusivas de la región del Soconusco.



Fotografía 1.1A. Afloramiento de rocas ígneas de edad Terciaria.



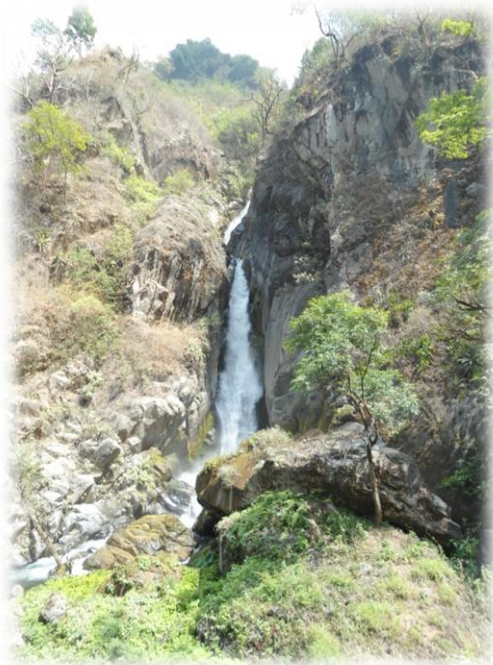
Fotografía 1.2A. Afloramiento rocoso en zona cubierta por bosque mesófilo de montaña y encino.



Fotografía 1.3A. Vista panorámica de La Sierra de Chiapas.



Fotografía 1.4A. Presencia de selva perennifolia.



Fotografía 1.5A. Manantial Ojo Caliente, ubicado en La Sierra de Chiapas.



Fotografía 1.6A. Cuerpo de agua superficial que desemboca en el Océano Pacífico.

II.2.A. Fotografías alusivas a la toma de muestreo y toma de parámetros in situ.



Fotografía 2.1A. Colección y almacenamiento de muestra.



Fotografía 2.2A. Toma de agua subterránea proveniente de un pozo.



Fotografía 2.3A. Determinación de parámetros y toma de muestra proveniente de una noria.



Fotografía 2.4A. Determinación de parámetros físicos mediante la utilización del multiparámetro HANNA.



Fotografía 2.5A. Colección de muestra de agua proveniente de un manantial.



Fotografía 2.6A. Filtrado y determinación del parámetro dureza.