



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Identificación de flujos de agua
subterránea con el uso de la herramienta
hidrogeoquímica, hacia el lago San José
en los lagos de Montebello, Chiapas.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

Angélica Téllez Herrera

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Oscar Arnoldo Escolero Fuentes



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

AGRADECIMIENTOS

A mi mamá, mi inspiración y mi motor de vida. Gracias por siempre creer en mí, por tus palabras de aliento cuando más las necesitaba, por darme la oportunidad de llegar tan lejos, sin ti no hubiera sido posible este logro. Me has enseñado el significado del verdadero amor. Te amo inmensamente.

A mi papá, mi gran ejemplo. Gracias por compartir tantos sueños a mi lado, por enseñarme muchas cosas en la vida que hoy en día llevo a cabo, por todas las risas y grandes momentos juntos, cada paso que he dado has estado en mi mente y corazón. Te amo al infinito y más allá...

A Susi, mi compañera de toda la vida. Gracias por siempre estar a mi lado, por todas las charlas y hermosos momentos, no los cambiaría. Hemos estado presente en cada faceta de nosotras viéndonos crecer, juntas nos espera un largo camino por recorrer. Te amo hermanita.

A Mike, mi hermano pequeño. Gracias por escucharme y aconsejarme, por estar presente en mi vida aun en la distancia, siempre supiste la importancia del camino que he trazado y eso llena de felicidad mi corazón, siempre caminaré a tu lado y estaré para ti. Te amo mucho.

A Chiro, mi gran amor, enorme apoyo y bello amigo, quien siempre me sostuvo de la mano y nunca me dejó caer. Estuviste presente en todo este proceso, me diste los ánimos más fuertes para seguir, son incontables los magníficos momentos a tu lado. Te amo con todo mi corazón.

A mis increíbles amigos, mi segunda familia, mis compañeros de desvelos, risas y largas pláticas. Nos hemos convertido en personas extraordinarias a lo largo de este tiempo, estoy inmensamente orgullosa de todos nosotros, aún nos esperan grandes logros. Los quiero muchísimo.

A mi director de tesis Dr. Oscar Escolero Fuentes. Gracias por la confianza brindada en mí, por transmitirme su conocimiento y guiarme en este camino. Su persona me ha enseñado más allá de lo profesional, he aprendido a mirar el mundo de una forma diferente, gracias por todo.

A mis sinodales de tesis: Dra. Selene Olea Olea, Ing. Gabriel Salinas Calleros, Ing. Sergio Salinas Sánchez, Dr. Roberto Bonifaz Alfonzo, mis grandes guías. Los admiro y respeto mucho, gracias por las enseñanzas, pero sobre todo por una gran amistad y compañerismo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, la mejor universidad. Me ha dado la oportunidad de lograr mis metas, vencer mis miedos, vivir mis sueños y sobre todo me ha brindado momentos inolvidables y felices. Siempre en mi corazón, orgullosamente UNAM.

Un agradecimiento a la Dra. Olivia Zamora Martínez por apoyarme en el procesamiento de datos en el Laboratorio de Cromatografía del Instituto de Geología de la UNAM y al equipo de trabajo que llevó a cabo la recolecta y toma de datos en campo, entre ellos reitero al Dr. Roberto Bonifaz y compañeros.

Gracias a la Mtra. Isabel Domínguez Trejo, por su constante compromiso a guiar a los alumnos, admiro su gran desempeño y le agradezco su paciencia.

Gracias a las personas que han formado parte de mi camino y han dejado una huella.

Para Angie

“La única posibilidad de descubrir los límites de lo posible es aventurarse un poco más allá de ellos, hacia lo imposible”.

Arthur C. Clarke

ÍNDICE

1. Introducción	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Objetivos	4
1.2.1 Objetivos específicos	4
1.3 Justificación	4
1.4 Hipótesis.....	5
2. Marco Teórico.....	6
2.1 Karst.....	6
2.2 Desarrollo del karst.....	7
2.3 Tipos de karst.....	8
2.4 Sistema kárstico	11
2.5 Flujos subterráneos.....	12
2.6 Acuífero kárstico.....	13
2.7 Zona de Recarga y Descarga.....	14
2.8 Desarrollo de la zona vadosa	15
2.9 Epikarst	15
3. Descripción de la zona de estudio	18
3.1 Localización.....	18
3.1.1 Localización Geológica	18

3.1.2 Localización Geográfica.....	18
3.1.3 Vías de Acceso	19
3.2 Fisiografía.....	20
3.4 Descripción general del lago	21
3.5 Usos del agua	24
3.6 Hidrogeoquímica y parámetros fisicoquímicos	26
3.7 Clima	37
3.8 Temperatura y precipitación	38
4. Marco Geológico.....	41
4.1 Tectónica Regional.....	41
4.2 Estratigrafía	44
4.3 Geología Local	48
4.4 Geomorfología.....	50
4.2.1 Geomorfología Regional	50
4.2.1 Geomorfología Local.....	53
5. Metodología	55
5.1 Investigaciones previas	55
5.2 Trabajo de campo.....	56
5.2.1 Recolección de muestra de agua.....	59
5.2.2 Obtención y registro de parámetros físicos.....	60
5.3 Trabajo en laboratorio	62

5.3.1	Análisis de laboratorio de iones mayoritarios.....	62
5.4	Control de calidad.....	64
5.5	Análisis estadístico.....	65
5.6	Procesamiento de datos.....	66
5.6.1	Diagrama de Piper.....	66
5.6.2	Diagrama de Stiff.....	68
5.6.3	Diagrama de Gibbs.....	69
5.6.4	Diagrama de Schoeller.....	71
5.6.5	Índice de Saturación.....	72
5.6.6	Interpolaciones.....	72
6.	Resultados.....	73
6.1	Diagrama de Piper.....	73
6.2	Diagramas de Stiff.....	74
6.3	Diagramas de Gibbs.....	75
6.4	Arreglos espaciales.....	77
6.4.1	Cloruro.....	77
6.4.2	Bicarbonato.....	78
6.4.3	Nitrato.....	80
6.4.4	Sulfato.....	81
6.4.5	Calcio.....	82
6.4.6	Magnesio.....	83

6.4.7 Conductividad Eléctrica (CE)	84
6.4.8 Sólidos Totales Disueltos (STD)	85
6.4.9 Potencial de Hidrogeno (pH).....	86
6.4.10 Temperatura	87
6.5 Índice de saturación	88
6.6 Diagrama de Schoeller	89
6.7 Gráfica comparativa Nitratos -Sulfatos	90
7. Discusión	91
8. Conclusiones y Recomendaciones	101
Referencias.....	103

1. Introducción

1.1 Antecedentes

La zona de Montebello, en el estado de Chiapas, históricamente se constituyó como una frontera natural que separaba las tierras fértiles, Llanos de Comitán de Guatemala y la Selva Lacandona. Los lagos de Montebello, fueron declarados por Decreto Presidencial parque nacional en 1959, publicado en el Diario Oficial de la Federación (DOF), años después del inicio de la reforma agraria de 1940, para así adquirir el nombre de Parque Nacional Lagunas de Montebello, donde desde su inicio se ha buscado un equilibrio en el desarrollo económico.

El primer reporte sobre la afectación hacia los cuerpos de agua en la zona fue en 1986, en donde debido a la contaminación de residuos orgánicos y sustancias químicas, los lagos San Lorenzo, Tepancoapan y Bosque Azul presentaban una eutrofización (Melo y Cervantes, 1986). En los últimos años, los lagos han presentado cambios anómalos en su coloración, presentando olores fétidos, turbiedad y mortandad de peces, debido a sustancias contaminantes provenientes de diversas actividades como la agricultura, la cual utiliza una gran cantidad de agroquímicos y herbicidas, al igual a causa de descargas domésticas direccionadas a los cuerpos de agua. En el año 2003 se presentó una denuncia por parte de los pobladores de los ejidos Ojo de Agua y Yalmutz, ante las autoridades municipales y la Secretaría de Salud y Asistencia Pública del estado acerca de los cambios de coloración en las lagunas de cristalino a amarillo-verdoso, la presencia de peces muertos y un fuerte olor a azufre que provenía de las lagunas Vuelta de Agua y Comunijá (Secretaría de Seguridad Pública, 2003).

La Comisión Federal de Electricidad (CFE) en el año 2012 llevó a cabo un análisis geohidrológico e hidrometeorológico para conocer la calidad del agua de las Lagunas de Montebello, Chiapas; midieron tanto parámetros básicos de campo como análisis de laboratorio y con la ayuda de estaciones meteorológicas aledañas, hicieron una integración de datos climatológicos importantes.

Esta zona fue estudiada con un enfoque geomorfológico por Durán-Calderón (2013) en donde se cartografiaron las formas morfogenéticas del Parque Nacional Lagunas de Montebello, realizó mapas de tipo analítico y sintético para llegar a la delimitación de las unidades morfogenéticas preliminares de acuerdo con su clasificación en: laderas de montañas, lomeríos, piedemontes, planicies y formas kársticas. Con el análisis de su trabajo, propuso que los lagos siguen la dirección preferencial del sistema de fallas y fracturas de la zona, NW-SE y NE-SW.

Alcocer et al. (2016) identificaron parámetros batimétricos y morfométricos de 18 lagos del Parque Nacional Lagunas de Montebello (PNLM), con estos parámetros llegaron a dos clasificaciones; la primera se enfocó en el origen de los lagos, el cual está relacionado con el sistema de fallas de la zona y la segunda se basó en la solución y colapso de antiguas cavernas, a su vez proponen la existencia de una estrecha correspondencia. La primera clasificación concuerda con la investigación de Durán-Calderón (2013) donde concluyó que el alineamiento de los lagos tiene una estrecha relación con la tectónica local.

Con un enfoque hidrogeoquímico existen dos estudios casi contemporáneos durante la toma de datos, el primero de Mota-Covarrubias (2019) y el segundo de Olea (2015). El primero fue realizado a escala de cuenca hidrográfica, en él llevó a cabo una

caracterización química del agua de la cuenca Río Grande de Comitán con el objetivo de evaluar la interacción de la actividad agrícola con el agua subterránea en la zona La Trinitaria. Seleccionó 20 pozos y 30 norias para su análisis, recabó datos fisicoquímicos y registró niveles estáticos durante el periodo de monitoreo (septiembre de 2014 a enero de 2015). Dentro de sus resultados identificó dos tipos de flujos, el primero de carácter somero que viaja a través de los materiales aluviales y el segundo uno profundo que fluye a través de los conductos del material. Al igual les asignó posibles orígenes a los diversos contaminantes encontrados en la zona.

El segundo trabajo fue enfocado a nivel acuífero, entre el Ejido Lázaro Cárdenas, en las colonias Victorico y Ojo de agua, La Ranchería San Lorenzo y las propiedades privadas: Albores, Solís y Navarrete, adyacentes a las lagunas Tepancuapan y San Lorenzo en la Trinitaria; aquí tomaron muestras de parámetros fisicoquímicos, mediciones de niveles freáticos, análisis de iones mayoritarios, entre otros datos, en diversos puntos de monitoreo, 14 piezómetros, 4 pozos y 3 norias, con el fin de comprender parte de la problemática de contaminación en el agua. Dentro de los resultados de iones mayoritarios obtuvieron 3 asociados a contaminación: nitratos, sulfatos y fosfatos, a los que les asignó un posible origen; uso de fertilizantes en la actividad agrícola, procesos de precipitación-disolución (geología de la zona) y aportes menores incapaces de inducir un proceso de eutrofización respectivamente. Por otro lado, obtuvo una red de flujo subterráneo basándose en los niveles freáticos.

1.2 Objetivos

El objetivo general de este trabajo de tesis es conocer las aportaciones del flujo subterráneo hacia el lago San José dentro del complejo de lagos de Montebello, a partir de técnicas de interpolación de datos hidrogeoquímicos, con el fin de conocer más a detalle la hidrogeología de la zona y la forma en la que está interconectado este sistema lagunar con el medio que lo rodea y así favorecer el aprovechamiento sustentable del recurso hídrico de la zona.

1.2.1 Objetivos específicos

- Establecer el marco geológico y patrones estructurales de la zona (información recopilada) del lago San José.
- Conocer la variación espacial de la composición química del agua dentro del lago San José.
- Conocer la relación entre el agua subterránea y el agua del lago, en una porción de la zona de estudio, con apoyo de un trabajo previo de investigación.

1.3 Justificación

Los cuerpos de agua del PNLM son una fuente importante de diversas actividades económicas de la zona, como son: agrícolas, ganaderas, turísticas, entre otras, estos lagos deben ser conservados libres de sustancias nocivas para la salud humana, flora y fauna de la zona.

Debido a que este recurso natural se encuentra dentro de un ambiente kárstico, existe un riesgo alto ambiental a ser contaminado, a causa de la alta porosidad y permeabilidad secundaria que posee. Situación que ocurre de igual forma en el acuífero denominado La Trinitaria, el cual es considerado libre y con un nivel estático somero (CFE, 2012). Por lo anterior se vuelve indispensable realizar un monitoreo de la química inorgánica de los lagos para generar un mayor conocimiento del sistema de flujo subterráneo y superficial que funcionaría como medida de protección de este recurso, en donde es indispensable identificar las zonas de agua subterránea que son vulnerables a ser contaminadas y que podrían generar eutrofización en los lagos a través de descargas de agua subterránea en los mismos.

1.4 Hipótesis

Los lagos de Montebello se dividen en dos tipos de lagos, los que se encuentran en la planicie interconectados superficialmente por una red de canales perteneciente al Río Grande de Comitán y los de montaña interconectados subterráneamente. El lago San José se localiza en la planicie.

Se cree que los lagos de planicie reciben aportes de agua subterránea, estos pueden darse a través de tres escenarios distintos, 1) de forma directa por medio de una falla existente que cumpla con las características estructurales de la zona, 2) de forma difusa, parecido a un frente de flujo, transportándose a través de los sedimentos que rellenan la planicie donde el lago se encuentra, debido a que anteriormente se han reportado flujos subterráneos en dichos sedimentos (Olea, 2015) y 3) por medio de una combinación de ambos mecanismos.

Dichos aportes de agua subterránea tendrán una composición química diferente al resto del cuerpo del lago y por lo tanto con el uso de la hidrogeoquímica se postula que es posible identificar la zona principal donde el agua subterránea esté ingresando al lago San José.

2. Marco Teórico

2.1 Karst

La palabra Karst proviene de una región italo eslovena, también denominada Carso o Kras. Se usa para referirse a un terreno formado por rocas compactas y solubles. El karst es un terreno con una hidrogeología y formas de relieve particulares, producto de una combinación de alta solubilidad de rocas y porosidad secundaria bien desarrollada. Estas áreas se caracterizan por tener esorrentía que pule, desarrolla cuevas, produce depresiones cerradas, afloramientos rocosos y extensos manantiales (Ford y Williams, 2013). Se trata de un medio con una heterogeneidad organizada, espacial y temporal (Antigüedad et al., 2007).

La karsticidad puede hacer que el drenaje superficial pierda continuidad total o parcialmente, para que logre establecer una red de drenaje subterráneo. De acuerdo con el desarrollo de la cubierta de materiales no consolidados (sedimentos o desarrollo de suelo), el karst puede encontrarse desnudo o cubierto (Schaetzel y Anderson, 2005).

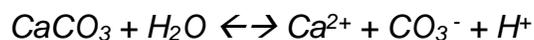
2.2 Desarrollo del karst

La disolución es el agente principal por el cual se desarrolla el karst en rocas carbonatadas, esto permite que se formen diversas geometrías y estructuras kársticas superficiales y subterráneas e interconexiones entre estas mismas. El proceso de disolución está relacionado con la cantidad de lluvia y energía química involucrada, que a su vez dependen en gran medida de la temperatura, ya que la capacidad de disolución es mayor en entornos más fríos (Ford y Williams, 2013). La solubilidad en las rocas carbonatadas aumenta sustancialmente con la adición de presión parcial de dióxido de carbono. Las concentraciones de CO₂ en el aire del suelo son típicamente de uno a dos órdenes de magnitud mayores que en la atmósfera. Esto da como resultado que el agua subterránea en los acuíferos de piedra caliza típicamente tenga concentraciones de CaCO₃ disueltas de 100-400 mg/l (van Beynen, 2011).

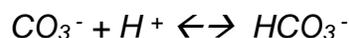
Para que pueda haber disolución, la lluvia tiene que entrar en contacto con dióxido de carbono para incluirlo en su estructura molecular, este componente se lo proporciona la atmósfera, una vez disuelto reacciona con el agua para formar ácido carbónico:



Al entrar en contacto el agua de lluvia con la roca carbonatada, los iones son liberados de su estructura cristalina:



El dióxido de carbono se asocia con el H para generar bicarbonato:



Por lo tanto, el proceso de disolución de una calcita sólida a una calcita disuelta se resume en la siguiente expresión:



Para que se pueda desarrollar el karst se requiere de factores adicionales que permitan una buena solubilidad, como lo son el tipo de estructura y litología (Ford y Williams, 2013).

Una particularidad del karst es que las rocas solubles con una porosidad primaria extremadamente alta (30–50%) generalmente tienen karst poco desarrollado. Sin embargo, las rocas solubles con una porosidad primaria insignificante (<1%) que luego han desarrollado una gran porosidad secundaria soportan un excelente karst. La presión litostática y compactación química juega un papel importante en la porosidad de la roca ya que el entierro y la diagénesis temprana dan como resultado una reducción exponencial de la porosidad con la profundidad (Ford y Williams, 2013).

2.3 Tipos de karst

A continuación, se describen diversas clasificaciones del karst fundamentadas en su mayoría por el trabajo de Ford y Williams (2013).

Paleokarst

Estos se encuentran desacoplados hidrogeológicamente del sistema contemporáneo, generalmente son resultado de un hundimiento tectónico, con el tiempo puede reintegrarse al sistema activo, por procesos de exhumación.

Karst relictos

Se encuentran dentro del sistema contemporáneo, pero están alejados de la situación en la que se desarrollaron, a menudo están sujetos a un cambio del nivel de base.

Karst intrastratal o intrastratos

Es un fenómeno en donde la disolución ocurre de forma preferencial en una capa en particular o unidad litoestratigráfica que pertenece a una secuencia más compleja y que tienen poca exposición a la superficie o zonas de neta erosión. Es un proceso de disolución preferencial, como consecuencia se puede generar colapso o estructuras de hundimiento en las rocas que suprayacen al karst (menos solubles o prácticamente insolubles como las lutitas), a este fenómeno también se le refiere como kárstificación interstratal.

Exokarst y Endokarst

El primero como lo dice su nombre, se desarrolla en la superficie, mientras el segundo es desarrollado bajo tierra, el último se puede derivar en:

- Hiperkarst o Epikarst: Donde la disolución subterránea ocurre por agua meteórica circulante.
- Hipokarst: Disolución por aguas juveniles o connatas.

Cryptokarst

Son formas kársticas desarrolladas debajo de una capa de sedimentos permeables como el suelo, la tierra, los depósitos periglaciares y las arcillas residuales, se asocian con procesos eogenéticos.

Karst barré

Es el karst aislado, rodeado por rocas impermeables.

Karst de contacto

Karst formado a partir de la interacción a lo largo del contacto geológico entre terrenos insolubles adyacentes a rocas solubles, donde el agua que fluye a través de las unidades insolubles crea densidades excepcionalmente altas (Kranjc 2001).

Pseudokarst

Son formas similares al karst ocasionadas por un proceso distinto al de disolución o hundimiento y el colapso inducido por la corrosión.

Karst binario

Cuando el aporte superficial hacia un acuífero kárstico es procedente de terrenos no kársticos que se infiltran de forma concentrada (Antigüedad et al. 2007).

Existe dos clasificaciones del karst basado en las estructuras y dimensiones que puede desarrollarse, el primero de estos es el macrokarst el cual ocurre comúnmente donde hay corrientes que se infiltran. La recarga está sustancialmente saturada con respecto a la roca carbonatada, lo que da como resultado un pequeño número de canales grandes y en algunos casos, cuevas. Otro factor que origina el desarrollo del macrokarst es la presencia de roca escasamente fracturada y bajos gradientes hidráulicos iniciales. Lo contrario a este es el microkarst, que comúnmente se desarrolla donde hay recarga de percolación. El área de infiltración de agua debajo de la zona más meteorizada del karst, donde ocurre la mayoría de la disolución (epikarst) está cerca de la saturación y sigue

muchos caminos, lo que resulta en una densa red de muchos canales menores (van Beynen, 2011).

2.4 Sistema kárstico

Un sistema kárstico se define por sus condiciones geológicas, límites, estructura de flujos subterráneos tanto en zonas de infiltración como freáticas, funcionamiento, que resulta en el estado de desarrollo y de las condiciones pasadas y por su evolución (Jeannin, 1998).

Es comparable con el área de captación de un río, ambos definidos por una extensión, límites y condiciones de límite. La extensión y los límites son impuestos por la geología y la geomorfología; en la mayoría de los casos, no se pueden determinar directamente a partir de mapas geológicos o de mapas que muestran el nivel de agua (Bakalowicz, 2005).

Existen dos divisiones primarias de los sistemas kársticos; zona erosional y zona depositacional, en la primera de estas hay remoción neta de la roca kárstica, por disolución y ésta en algunas ocasiones puede desencadenar otros procesos, como redeposición de la roca erosionada en forma de precipitado. Por otra parte, en la zona de deposición neta, se crean rocas kársticas nuevas y normalmente se encuentra en alta mar o en planicies marginales, inter y supratidales (Ford y Williams, 2013).

Una forma de estudiar el sistema kárstico es considerándolo un sistema abierto con flujos, mecanismos y controles tanto de entrada como de salida, que se conforma por

dos subsistemas, el hidrogeológico y el geoquímico, definido por sus límites de captación (Ford y Williams, 2013).

2.5 Flujos subterráneos

A continuación, se describen las características más importantes de los flujos subterráneos en un medio kárstico, con base en el trabajo de Ford y Williams (2013).

Para que el agua involucrada en los procesos kársticos pueda formar parte del sistema subterráneo, deben establecerse conexiones entre las tierras altas y los fondos de los valles; de lo contrario, la escorrentía simplemente fluirá a través de la superficie. Las fallas, fracturas, discontinuidades y planos de estratificación tienen un papel importante en el flujo, ya que determinan la densidad, el tamaño y la distribución de huecos que son de importancia fundamental para controlar el rendimiento y el almacenamiento de agua en un sistema subterráneo, ya que dictan las rutas de flujo potenciales.

La velocidad de flujo de agua en el karst dependerá de varios factores como son el tipo y las condiciones de la matriz, fisuras y conductos, además como factor secundario está la temperatura, la cual modera los procesos mecánicos a través de su influencia en la viscosidad dinámica y cinemática del agua, esto se ve reflejado en el cambio de viscosidad del agua a diferentes temperaturas, a 0° C es más del doble de viscoso que a 30° C. La menor viscosidad a temperaturas más altas permite una mayor descarga a través de los tubos capilares (ley de Poiseuille).

La circulación del agua a largo plazo en las rocas kársticas, tiene efecto sobre la capacidad de transmisión o almacenamiento final del sistema de agua subterránea. El

acto mismo de la circulación del agua subterránea provoca un aumento progresivo del espacio vacío y un aumento proporcional de la permeabilidad. Por lo tanto, aunque el flujo inicial de agua subterránea en el karst es laminar, se vuelve progresivamente más turbulento. Como principal flujo de agua en la mayoría de los sistemas kársticos se tiene a la meteórica, la cual se transmite en periodos cortos de circulación y a una profundidad relativamente baja.

2.6 Acuífero kárstico

El acuífero kárstico presenta una heterogeneidad organizada, desde la superficie del terreno donde se lleva a cabo la recarga, hasta la zona de descarga que se manifiesta generalmente como manantial, debido a la jerarquización de los huecos que la misma disolución va generando, dando una estructura de drenaje 3D. Tienen la particularidad de presentar características comunes a las redes hidrográficas, como un drenaje bien organizado en conductos, por lo que tiene funciones transmisoras, permiten dar paso al flujo de agua. A su vez debido a que cuentan con una matriz porosa primaria o secundaria, tiene las características propias de los acuíferos porosos, con capacidades de almacenamiento. La porosidad eficaz del conjunto de la zona saturada puede alcanzar hasta el 20% en los casos más favorables (Antigüedad et al. 2007).

La velocidad del flujo en la zona de saturación donde hay rutas de flujos desarrollados, tiende a ser alta y con un tiempo de residencia corta provoca que el agua no se mezcle bien, de lo contrario a las zonas donde se lleva a cabo el almacenamiento, que debido a su baja conductividad hidráulica el tiempo de residencia del flujo es largo (Jeannin, 1998).

Con el tiempo, debido al continuo paso del flujo, el vacío de la red subterránea aumenta su volumen, esto da como resultado que el nivel de la zona de saturación del agua decrezca gradualmente, siempre y cuando el rendimiento de recarga permanezca constante. Por lo anterior, podemos apreciar que existen variaciones considerables en el tamaño y la distribución de los vacíos secundarios en el karst, por lo tanto, en la facilidad con que transita el agua a través de ellos. Por consiguiente, el nivel freático de los acuíferos kársticos rara vez es semiplano, pero a menudo es irregular, incluso a veces desarticulado y se inclina hacia el límite de descarga (Ford y Williams, 2013).

2.7 Zona de Recarga y Descarga

El acuífero kárstico puede recargarse de dos maneras diferentes, una de ellas llamada recarga autógena, la cual es predominantemente difusa y deriva únicamente de la precipitación en la superficie donde se encuentra un acuífero donde solo se encuentran rocas kársticas, a través de grietas y juntas, ocurre principalmente como un flujo lento en el fondo del epikarst (van Beynen, 2011). La segunda es la recarga alogénica caracterizada por ser normalmente concentrada, proveniente de la escorrentía de rocas cercanas o superpuestas no kársticas y que produce un flujo rápido a través de amplias aberturas en el epikarst (van Beynen, 2011).

Las surgencias de los acuíferos kársticos suelen ser escasas, pero de notables caudales, debido a la red de drenaje organizada que presentan la cual hace que converjan en ese sentido los flujos subterráneos (Antigüedad et al. 2007).

Ambos sitios están relacionados con el comportamiento del nivel base, cuando éste desciende ya sea por una elevación tectónica o una regresión del mar, el área de recarga permanece funcional, mientras que en el área de descarga de la red kárstica se abandona progresivamente y funciona como un manantial estacional o de desbordamiento. Esto provoca el desarrollo descendente de una nueva red kárstica (Bakalowicz 2005).

2.8 Desarrollo de la zona vadosa

El grosor resultante de la zona vadosa o zona de infiltración es el producto de las tasas de movimiento relativas de sus límites superior e inferior: la tasa de disminución de la superficie y la tasa de disminución de la capa freática (que también responde a la disminución del límite de salida causada por la profundización del valle), esto se da debido a que la porosidad y la permeabilidad del karst aumenta con el tiempo, por lo que progresivamente se dispone de más espacio vacío para almacenar y transmitir el agua subterránea. Como resultado, el nivel de agua estancada cae gradualmente y la zona aireada se vuelve más profunda. Sin embargo, mientras esto sucede, la superficie también disminuye por denudación (Ford y Williams, 2013).

2.9 Epikarst

Es un medio de infiltración hacia las profundidades de un sistema kárstico, se extiende desde la parte superior erosionada de un acuífero kárstico del lecho rocoso, hasta la zona saturada, es resultado de una considerable solución química durante la percolación

descendente del agua y cuenta con una alta permeabilidad secundaria. Allí el flujo viaja a velocidades más altas que en la zona saturada y su dirección de flujo es difícil de conocer. Es de particular importancia para un acuífero kárstico con respecto a la cuantificación de los procesos de recarga, almacenamiento y descarga. La estimación de la influencia de dicha zona requiere una caracterización detallada de las propiedades hidrogeológicas e hidráulicas y del transporte de solutos. Es una importante zona de acumulación de materia orgánica (Jeannin, 1998).

El flujo almacenado en el epikarst disuelve la roca a los pocos metros por debajo del suelo, esto profundiza las fracturas y grietas. Las fracturas agrandadas pueden almacenar material orgánico, residuo de carbonato de disolución o desplazamiento por lluvia, viento y escorrentía superficial (Bakalowicz, 2004).

En él se lleva a cabo las llamadas infiltraciones lentas e infiltraciones tardías (Figura 1), la primera de estas es cuando parte del flujo proveniente del exterior, se percola a la zona de epikarst y posteriormente se infiltra lentamente por pequeñas fisuras al sistema de drenaje a comparación del flujo que sigue su camino a profundidades más grandes por medio de rutas directas verticales bien desarrolladas (infiltración directa o infiltración puntual), el cual lo hace a una velocidad mayor. El segundo tipo es cuando dicho flujo es captado de igual forma por esta zona, la almacena por un corto periodo para posteriormente incorporarse a su ruta original de donde ingresó al sistema, finalmente el flujo descarga hacia un manantial o fuga hacia otro acuífero (Bakalowicz, 2004).

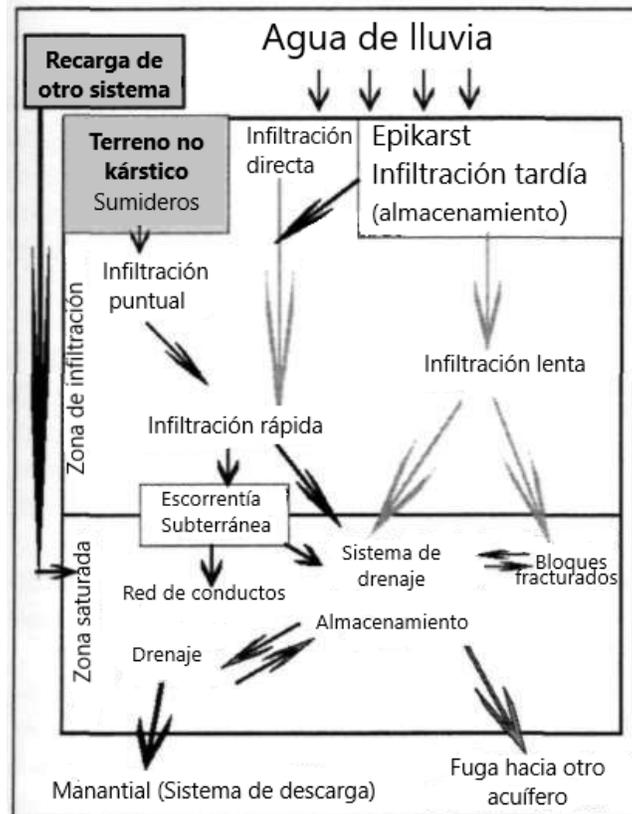


Figura 1. Diagrama idealizado del comportamiento y distribución del flujo ingresado a un sistema kárstico con sus diferentes rutas y direcciones. Tomado de Bakalowicz (2004).

El flujo almacenado en el epikarst disuelve la roca a los pocos metros por debajo del suelo, profundizando las fracturas y grietas. Las fracturas agrandadas pueden almacenar material orgánico, residuo de carbonato de disolución o desplazamiento por lluvia, viento y escorrentía superficial (Bakalowicz, 2004).

3. Descripción de la zona de estudio

3.1 Localización

3.1.1 Localización Geológica

El lago San José forma parte del complejo de lagos del Parque Nacional Lagunas de Montebello, este se encuentra dentro del terreno tectonoestratigráfico Maya (Campa y Coney, 1983). De acuerdo con la clasificación de Ortega et al. (1992) el PNLN se localiza dentro de la Provincia Geológica Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas. Se limita al sur por el sistema de fallas Polochic-Motagua, al SW por el Complejo Macizo de Chiapas y el sistema de fallas Tuxtla-Malpasó, al norte con la Provincia Petrolera Sureste y al NE con la plataforma de Yucatán.

3.1.2 Localización Geográfica

El Parque Nacional Lagunas de Montebello se sitúa al SE de la República Mexicana en el estado de Chiapas en su porción SSE, colinda con la zona fronteriza de Guatemala. Sus coordenadas son: 16°04'30" y 16°09'45" latitud Norte y 91°38'04" y 91°43'00" de longitud Oeste. Se encuentran dentro de los municipios: La Independencia y La Trinitaria, su extensión territorial es de 63.96 km². Consta de 68 lagos y forma parte de la Cuenca Endorreica de Comitán.

3.1.3 Vías de Acceso

Una forma de llegar a la zona de estudio por vía terrestre, desde la Ciudad de México es tomando los siguientes trayectos:

- Autopista 150D México - Veracruz (260 - 550 km de distancia)
- Carretera federal 145D Córdoba - Minatitlán (228-230 km de distancia)
- Carretera Federal 180D, Coatzacoalcos - Cárdenas (43 - 44 km de distancia)
- Carretera Federal 145D hacia Tuxtla Gutiérrez (197 - 199 km de distancia)
- Carretera Federal 190 (34-35 km de distancia)
- Autopista 190D, Tuxtla Gutiérrez - San Cristóbal de las Casas y Autopista 190D, San Cristóbal de las Casas - Tuxtla Gutiérrez (49 km de distancia)
- Carretera 190 San Cristóbal de las Casas - Comitán de Domínguez y Carretera 190 Comitán de Domínguez - Ciudad Cuauhtémoc (104 km de distancia)
- Carretera Federal 307 Palenque - La Trinitaria (44 - 45 km de distancia)

Por vía aérea se puede acceder desde el aeropuerto Ángel Albino Corzo, en Tuxtla Gutiérrez, incorporarse a la Carretera 190 San Cristóbal de las Casas - Comitán de Domínguez y seguir a la ruta descrita en el acceso terrestre (Figura 2).

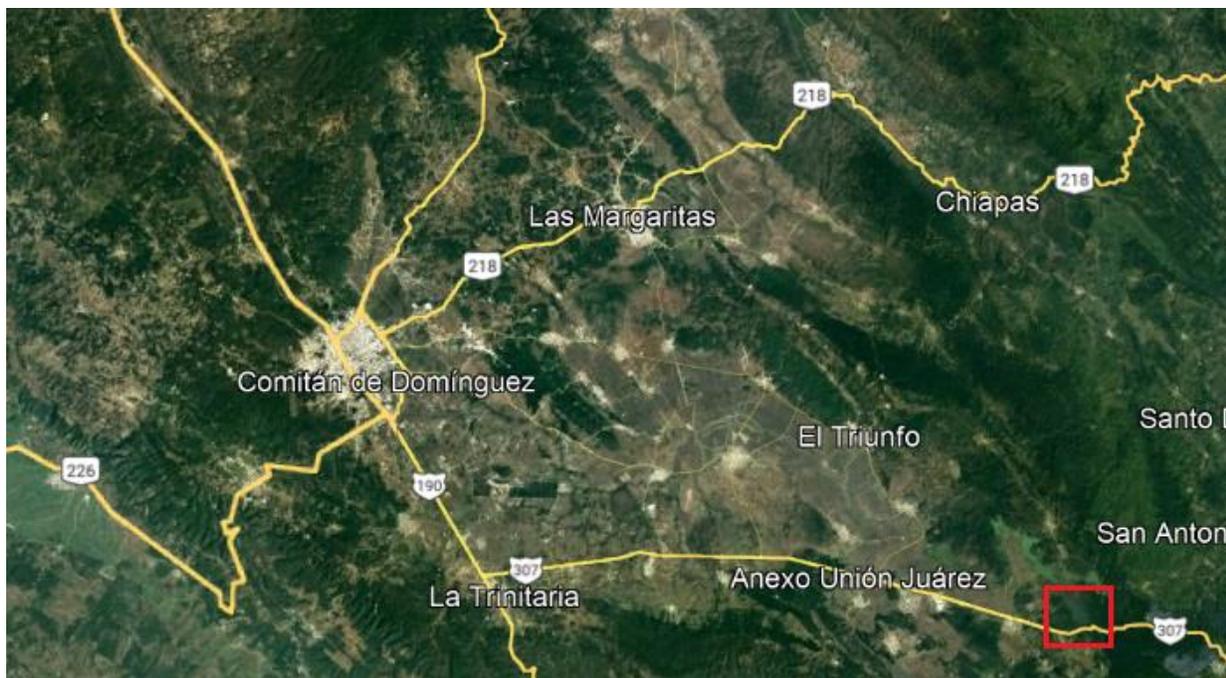


Figura 2. Acceso a la zona de estudio marcada en rojo. Tomado de Google Earth (2021).

3.2 Fisiografía

La zona de estudio forma parte de la Región Fisiográfica; Altiplanicie Central, también llamado Altiplano Central (Müllerried, 1957), una de las siete que compone al estado de Chiapas (Figura 3). Se caracteriza por sus sistemas montañosos, valles y depresiones de tipo úvalas o poljes.

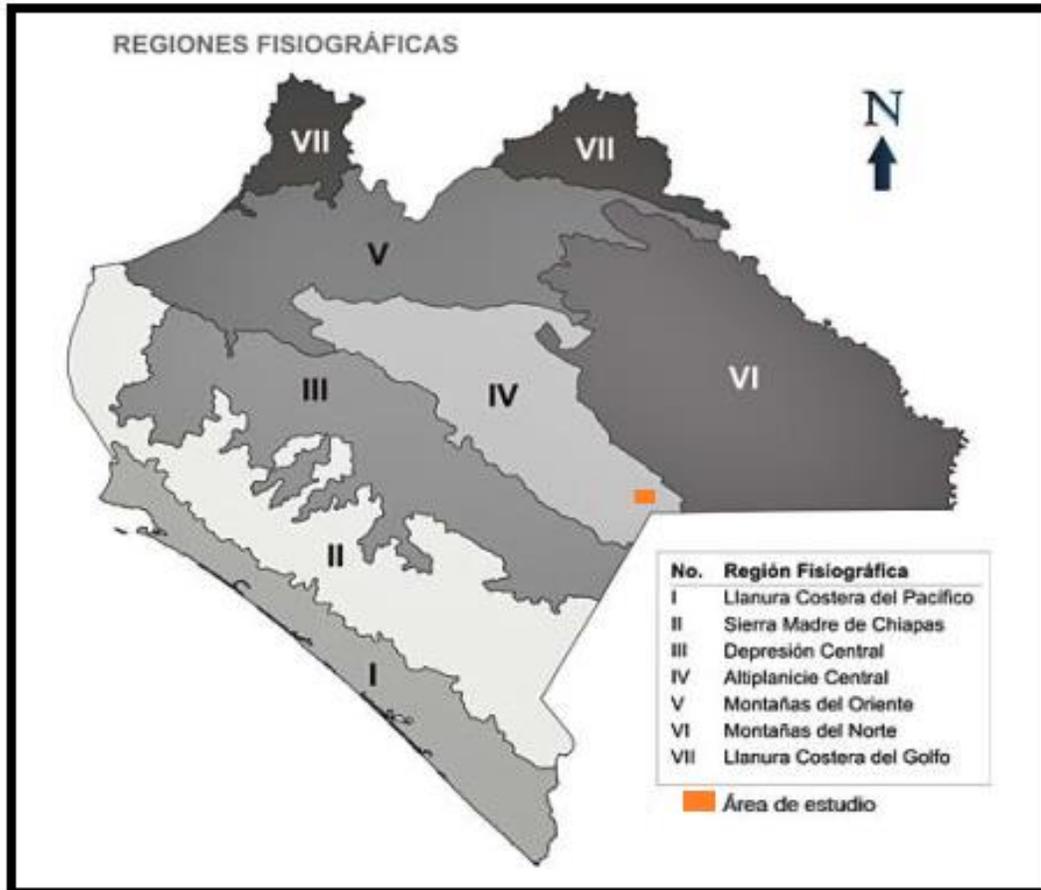


Figura 3. Regiones fisiográficas del estado de Chiapas. Tomado de la de la Secretaría de Planeación (2001) y Müllerried (1957).

3.4 Descripción general del lago

El lago San José fue descrito por Alcocer et al. (2016), se caracteriza por tener una forma irregular y alargada, se encuentra en una altitud de 1,455 msnm, ocupa un área de 0.606 km² y un volumen promedio de 6.23 m³. Presenta una longitud máxima de 1.76 km, una anchura máxima de 0.66 km y una longitud de costa de 4.54 km. Respecto a las profundidades se reportan 3 diferentes; máxima, promedio y relativa, con valores de 30 m, 10.3 m y 7.3 m respectivamente, la cual se puede observar en la batimetría (Figura 4).

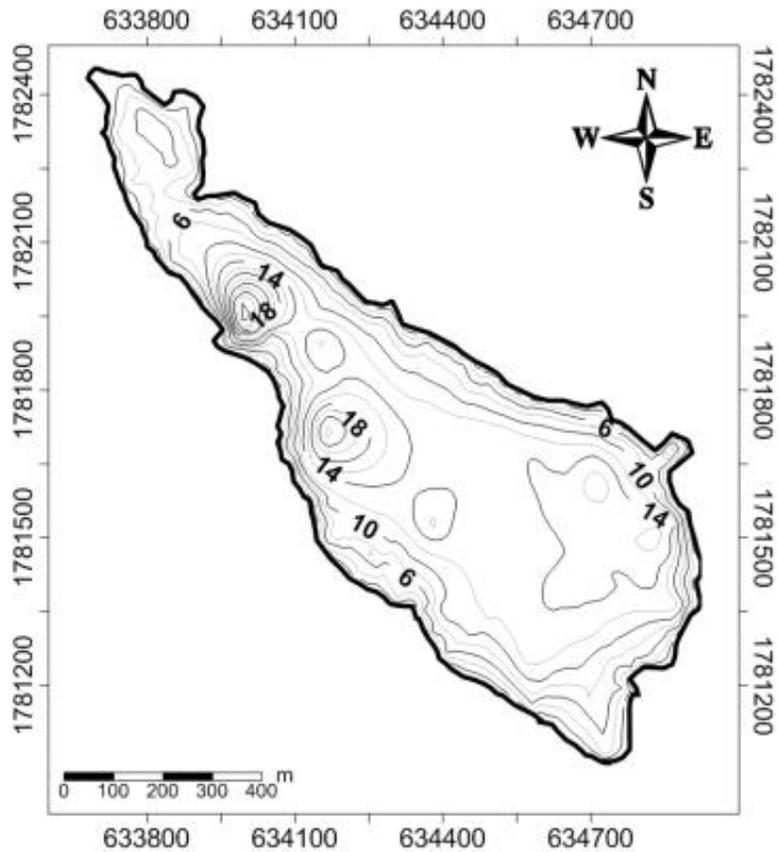


Figura 4. Mapa de la batimetría del lago San José, Montebello, Chiapas. Tomado de Alcocer et al. (2016).

Se considera un lago transparente, con un tipo de vegetación que abunda en los alrededores de bosque de pino. Se puede encontrar macrofitas sumergidas del tipo *Claudium jamaicense*, *Eleocharis interstincta* y *Pontamogonon illionesis*, como vegetación emergente de la orilla (Orozco, 2016).

Sus concentraciones anuales de variables fisicoquímicas son: temperatura ($26.1 \pm 1.16^{\circ}\text{C}$), pH (7.7 ± 0.14), concentración de oxígeno disuelto ($6.05 \pm 2.34 \text{ mg/l}$) y conductividad eléctrica ($293.9 \pm 56.2 \mu\text{S/cm}$) (Orozco, 2016).



Figura 5. Arroyo en el lago San José, señalada con la flecha roja. Ubicado en el municipio La Trinitaria.

Tomado de Google Earth (2021).

Se puede clasificar de acuerdo con dos diferentes parámetros, el primero enfocado en al tipo de origen kárstico (Hutchinson 1957) con base a los parámetros morfométricos, categorizándolo como una úvala. Por otro lado, con base en las dimensiones y profundidades del cuerpo de agua, como un lago “largo y somero” (Bahena, 2014).

En su porción N-NE (la parte más angosta del lago) se localiza un arroyo el cual se convierte en desembocadura y transporta el agua hacia los lagos aledaños en esa dirección (Figura 5).

3.5 Usos del agua

El Parque Nacional Lagunas de Montebello, se rige por la Ley General de Equilibrio Ecológico y Protección al Ambiente (LGEEPA, 1988) la cual establece que la actividad relacionada con el aprovechamiento de los recursos naturales se limita al uso recreativo. La actividad más predominante dentro del parque con este fin es el turismo, donde los encargados de vigilancia de los lagos realizan recorridos guiados en lanchas para los visitantes. Algunas empresas privadas de la zona que poseen concesiones y cuentan con aprovechamiento tanto de fuentes subterráneas como superficiales (Zárate, 2015). Por otra parte, las comunidades y ejidos que se encuentran asentados en torno al parque y tienen acceso a los cuerpos de agua, aprovechan este recurso natural para uso doméstico, riego, entre otras (CONAP, 2007). Una de las actividades más importantes dentro de estas familias es la pesca, la cual se realiza de forma individual o grupal dentro de los límites del terreno que les corresponde (Zárate, 2015).

De acuerdo con el Registro Público de los Derechos del Agua (REDPA) las actividades que requieren el aprovechamiento de los cuerpos de agua dentro de la cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello son: agrícola y uso del público urbano en su mayoría, en mediana cantidad, tanto las actividades múltiples como pecuarias y en su minoría acuacultura y otros usos (Figura 6).

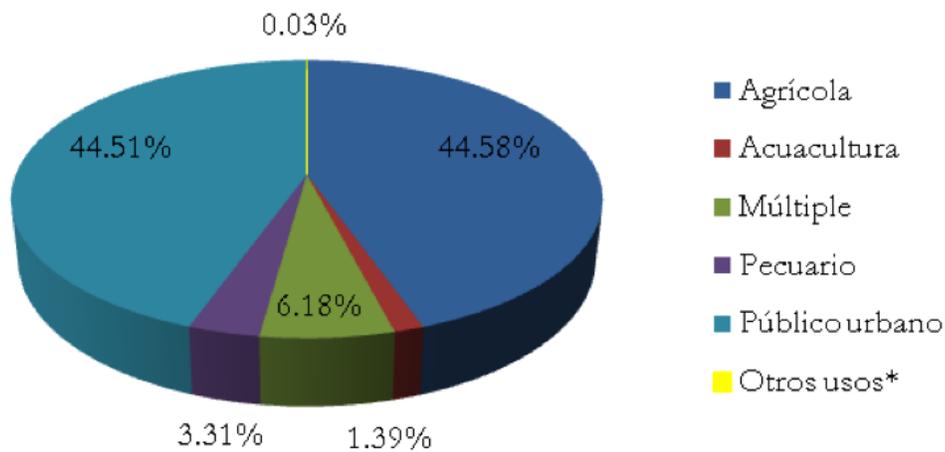


Figura 6. Principales usos del agua en la cuenca del río grande Lagunas de Montebello en volumen. Tomado de CONAGUA, (2009), con datos de REDPA.

Cada municipio dentro de la zona cuenta con un número determinado de concesiones para el aprovechamiento de los cuerpos de agua, los municipios La Independencia y La Trinitaria, son los que cuentan con la mayor cantidad de estos otorgamientos, le sigue el municipio de Comitán y al final el municipio Las Margaritas (CONAGUA, 2009). La siguiente gráfica (mostrada en la Figura 7) detalla los porcentajes en cada municipio:

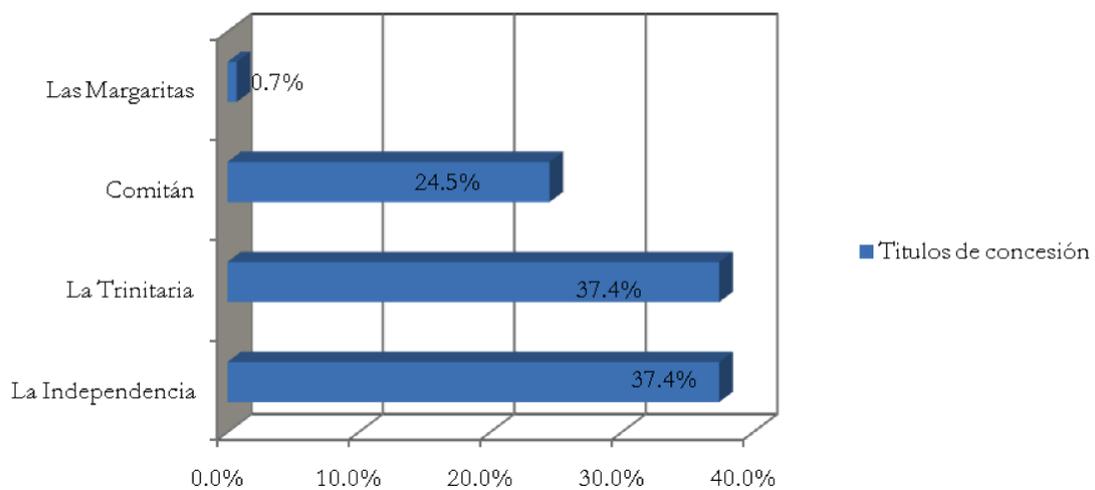


Figura 7. Porcentaje de números de concesión de cuatro municipios de la cuenca Río Grande-Lagunas de Montebello. Tomado de CONAGUA, (2009) con datos de REPDA.

La predominancia de las diversas actividades en cada municipio que requieren el aprovechamiento de los cuerpos de agua se rige por las necesidades de cada comunidad. Los dos municipios donde dominan las de público urbano son Las Margaritas y Comitán. Por otro lado, los municipios La Trinitaria y La Independencia utilizan en su mayoría, este recurso para la agricultura (CONAGUA, 2009). El lago San José se encuentra dentro del primero de estos municipios. La siguiente gráfica (mostrada en la Figura 8) detalla estas actividades:

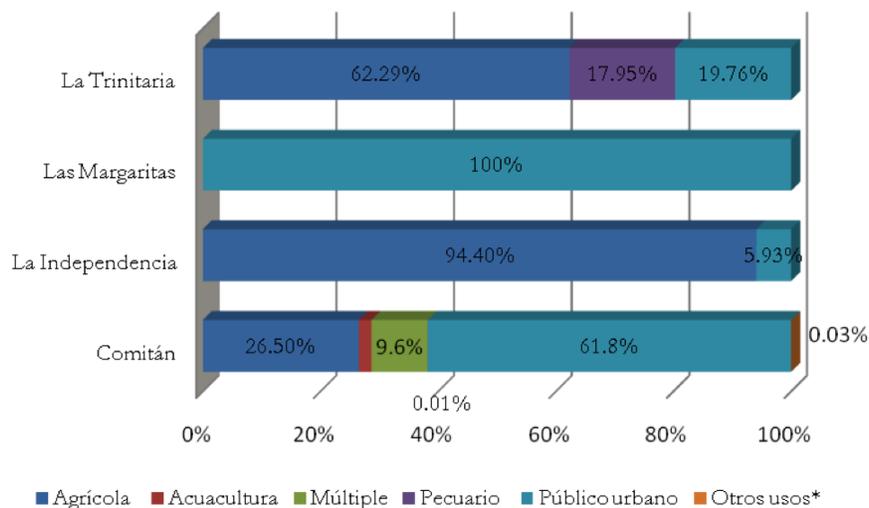


Figura 8. Usos del agua en cuenca en las porciones de los municipios que conforman la cuenca río Grande-Lagunas de Montebello. Tomado de CONAGUA (2009), con datos de REDPA.

3.6 Hidrogeoquímica y parámetros fisicoquímicos

Para este apartado, se recopiló información de dos estudios previos de agua subterránea, los que se consideraron más adecuados para este trabajo. El primero de estos fue realizado por Mota (2019), quien se enfocó a una escala de cuenca hidrográfica donde se llevó a cabo una caracterización geoquímica. Seleccionó 20 pozos y 30 norias de la cuenca Río Grande de Comitán (Figura 9) con el objetivo de obtener muestras para

su análisis químico de iones mayoritarios y nutrientes (Tabla 1 y Tabla 2), de igual forma reportó niveles estáticos durante el periodo de monitoreo de septiembre de 2014 a enero de 2015 y registró parámetros fisicoquímicos *in situ* (Tabla 3 y Tabla 4).

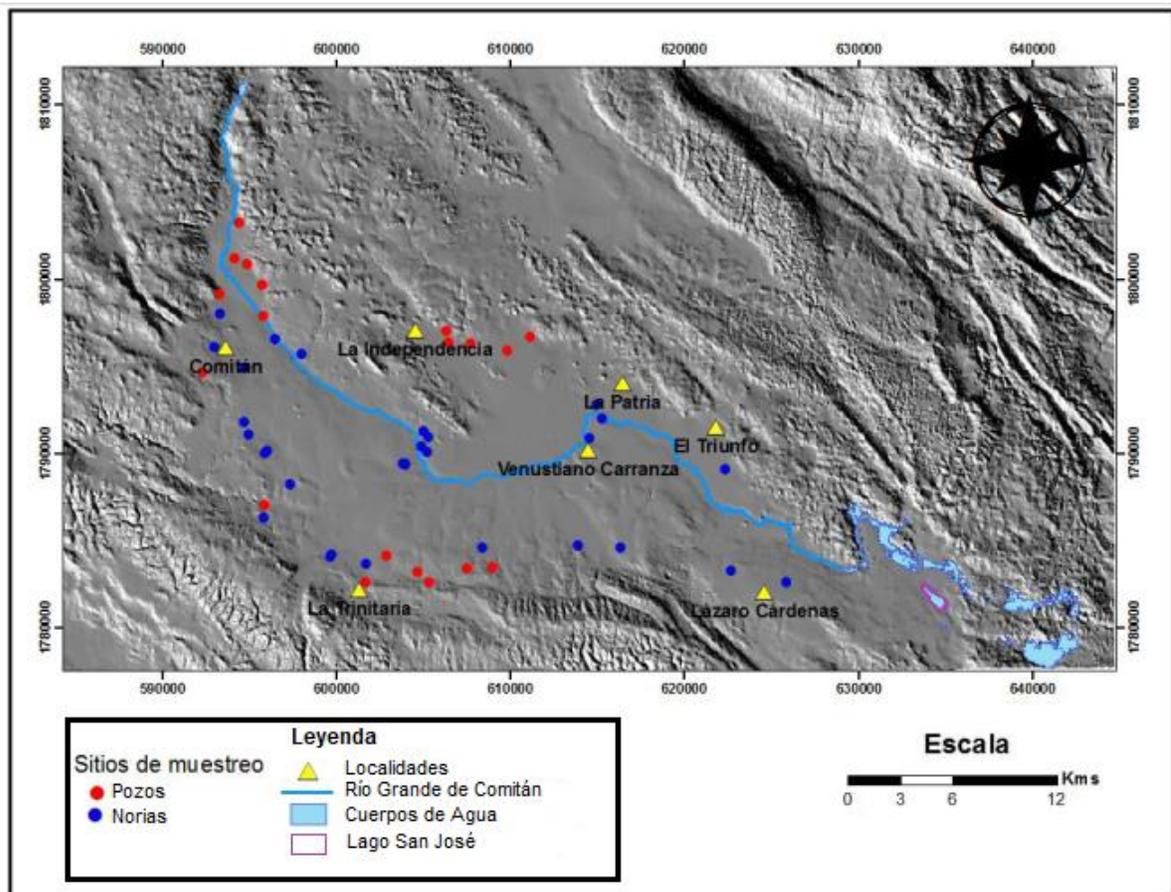


Figura 9. Distribución de los puntos de monitoreo. Tomado de Mota-Covarrubias (2019).

Uno de los resultados fue la diferenciación de dos flujos, el primero de estos de carácter somero, con profundidades de nivel estático registradas desde 9.36 m, característico por fluir a través de los materiales de relleno de la cuenca, para descargar hacia la corriente del Río-Grande Comitán, a partir de la dirección del gradiente hidráulico. El segundo, un

flujo profundo que atraviesa los conductos de la disolución de calizas y dolomías, con profundidades de nivel estático registradas de hasta 60 m.

En el modelo hidrogeológico concluyó que el flujo somero disuelve minerales de yeso, conglomerado polimíctico y aluvión, mientras que el flujo profundo ocasiona un aumento de salinidad en el agua, ya que, con el paso del tiempo y distancia, va disolviendo minerales a su paso. Postula que descarga fuera de la zona de estudio. Y como las concentraciones de salinidad de la zona de estudio son bajas, se asume que hay poca evolución de las aguas subterráneas o en otro caso ha tenido poco transporte.

Tabla 1. Concentraciones en mg/l de los iones mayoritarios de pozos y norias, de la cuenca Río - Grande Comitán. Tomado de Mota-Covarrubias (2019).

Aprovechamiento	Iones Mayoritarios	Mínimo	Máximo	Promedio
Pozos	Calcio	10.23	104.64	34.56
	Magnesio	1.66	41.82	20.22
	Sodio	2.08	20.48	7.99
	Potasio	0.52	4.35	1.92
	Amonio	0.00	0.10	0.02
	Sulfato	1.20	134.47	26.35
	Nitrato	0.00	8.18	1.61
	Cloruro	0.00	13.51	2.79
	Bicarbonato	70.90	443.90	185.15
	Fosfato	0.00	0.06	0.02
Norias	Calcio	12.27	353.62	73.63
	Magnesio	0.00	45.20	10.39
	Sodio	3.88	71.84	18.60
	Potasio	0.99	78.52	12.22
	Amonio	0.00	0.18	0.03
	Sulfato	2.72	962.20	122.50
	Nitrato	0.00	17.88	2.43
	Cloruro	0.00	49.58	11.24
	Bicarbonato	67.83	340.40	153.98
	Fosfato	0.00	0.07	0.03

Tabla 2. Concentraciones en mg/l de los nutrientes medidos en laboratorio, de la cuenca Río - Grande Comitán. Tomado de Mota (2019).

Tipo de Aprovechamiento	Resumen Estadístico	Amonio (N-NH ₄ ⁺)	Nitratos (N-NO ₃ ⁻)	Nitritos (N-NO ₂ ⁻)	Fosfatos (N-PO ₄ ³⁻)	Nitrógeno Inorgánico Disuelto (NID)
Pozos	Mínimo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Máximo	0.77	12.05	0.33	0.06	12.07
	Promedio	0.07	1.90	0.05	0.02	2.02
Norias	Mínimo	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Máximo	0.57	17.88	0.61	0.07	17.93
	Promedio	0.05	3.08	0.04	0.03	3.17

Tabla 3. Parámetros físico químicos de pozos. Tomada de Mota (2019).

Muestra	Temperatura (T) °C	pH	Conductividad Eléctrica (CE) (µs/cm)	Sólidos Totales Disueltos (STD) mg/L	Dióxido de Carbono (CO ₂) mg/L	Sulfuros (S ₂) mg/L
C01	22.0	7.5	515	256	30	<0.2
C02	20.6	7.1	505	252	50	<0.2
C03	20.8	7.4	522	262	47	<0.2
C04	21.3	7.3	551	276	47	<0.2
C05	20.6	7.4	550	275	47	<0.2
C06	21.4	7.5	690	345	44	<0.2
C09	24.0	7.0	672	336	40	<0.2
C10	23.5	7.0	629	315	30	<0.2
C11	22.3	6.9	633	317	25	<0.2
C12	24.0	7.0	635	318	30	<0.2
C13	23.2	6.6	599	266	40	<0.2
C22	22.1	6.7	670	334	20	<0.2
C25	22.5	6.9	321	143	20	<0.2
C26	22.2	6.6	642	361	20	<0.2
C27	22.5	7.0	302	151	40	<0.2
C28	22.7	7.1	619	305	70	<0.2
C29	22.9	6.6	814	407	80	<0.2
C30	22.3	6.9	514	257	40	<0.2
C36	23.1	6.5	773	385	60	<0.2
C41	22.4	6.3	720	360	50	<0.2
Mínimo	20.6	6.3	302	143	20	<0.2
Máximo	24.0	7.5	814	407	80	<0.2
Promedio	22.3	7.0	593.8	296.1	41.5	<0.2

Tabla 4. Parámetros físico químicos de norias. Tomada de Mota (2019).

Muestra	Temperatura (T) °C	pH	Conductividad Eléctrica (CE) µs/cm	Sólidos Totales Disueltos (STD) ppm	Dióxido de Carbono (CO ₂) mg/L	Sulfuros (S ₂) mg/L
C08	21.0	6.8	537	268	30	<0.2
C21	22.4	6.9	549	275	70	<0.2
C23	22.7	6.4	1345	658	20	<0.2
C24	21.3	6.6	372	186	20	<0.2
C34	22.6	6.7	796	397	80	<0.2
C35	22.1	6.5	563	283	25	<0.2
C37	20.8	6.9	736	371	50	<0.2
C38	22.2	6.6	1000	464	15	<0.2
C39	21.0	6.2	310	155	15	<0.2
C40	20.4	6.8	491	246	20	<0.2
C42	20.7	6.9	839	420	20	<0.2
C43	22.2	6.9	730	365	40	<0.2
C44	21.0	7.3	778	390	45	<0.2
C45	22.2	6.5	776	388	0	<0.2
C47	21.1	7.0	641	320	20	<0.2
C48	19.5	6.7	1325	663	12	<0.2
C49	20.2	7.0	854	427	25	<0.2
C50	20.6	7.4	640	320	12	<0.2
C52	21.6	6.4	768	385	70	<0.2
C53	22.5	6.4	431	216	10	<0.2
C54	20.7	6.0	397	198	25	0.2-0.5
C55	21.8	7.0	681	341	19	<0.2
C58	20.7	6.7	600	297	17	<0.2
C59	20.8	6.7	493	244	15	<0.2
C60	22.0	7.4	555	279	25	<0.2
C61	21.4	6.3	319	160	75	<0.2
C62	20.8	7.4	192	96	7	<0.2
C63	21.5	7.0	1553	776	10	<0.2
C64	21.1	6.4	608	304	40	<0.2
C65	20.2	6.4	91	45	5	<0.2
Mínimo	19.5	6.0	91	45	0	
Máximo	22.7	7.4	1553	776	80	
Promedio	21.3	6.7	665.7	331.2	27.9	

Concluyó que los iones predominantes fueron HCO₃⁻, Ca²⁺, SO₄²⁻ y Mg²⁺ los cuales se relacionan con la litología presente. Finalmente propuso cuatro tipos de aguas:

- Bicarbonatada cálcica y/o magnésica
- Sulfatada cálcica y/o magnésicas
- Sulfatada sódica
- Bicarbonatada sódica

Casi contemporáneamente a la toma de datos, Olea (2015) realizó un estudio en el acuífero de la zona, La Trinitaria Chiapas, adyacente a los lagos Tepancuapan y San Lorenzo. Registró parámetros fisicoquímicos y tomó muestras de agua para su análisis en laboratorio, de diversos puntos de monitoreo: 14 piezómetros, 4 pozos y 3 norias (Figura 10). Estableció como objetivo principal encontrar la presencia de contaminantes responsables de los cambios de coloración del agua en la zona.

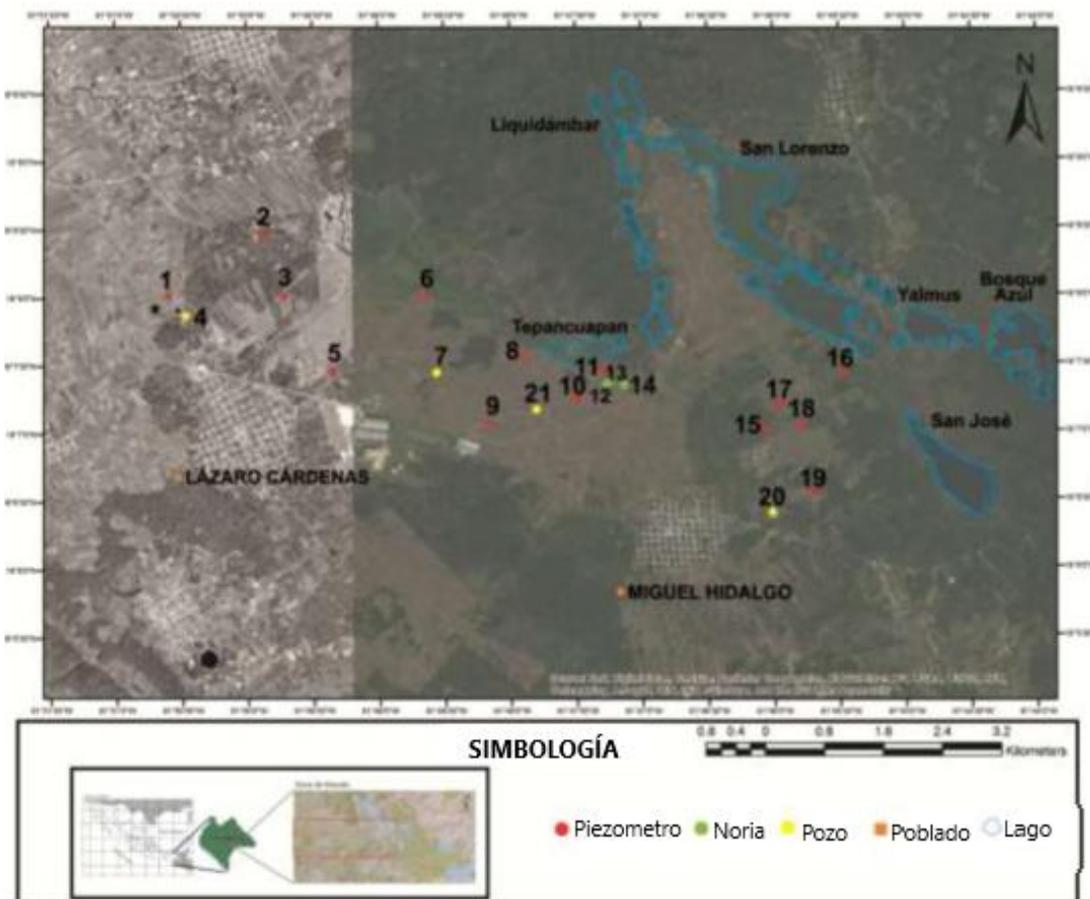


Figura 10. Ubicación de puntos de monitoreo. Tomada de Olea (2015).

Llegó a una clasificación de las aguas con ayuda de los datos obtenidos de iones; bicarbonatadas cálcicas, relacionadas con disolución y aguas sulfatadas producto de la evolución de reciente infiltración.

En su trabajo reportó la presencia de yesos en los depósitos aluviales, menciona que pueden estar asociados a la geología, así como a los fertilizantes empleados.

Los resultados de los iones fueron similares a los mostrados por Mota (2019), siendo predominantes los valores de HCO_3^- , Ca^{2+} , SO_4^{2-} y Mg^{2+} (Tabla 5). Las variaciones más apreciables entre los iones abundantes de ambos trabajos fueron en el caso del Ca^{2+} , Olea (2015) mostró valores de hasta 668.99 mg/l, en comparación con Mota-Covarrubias (2019-9 quien registró un máximo de 353.62 mg/l. De lo contrario con el HCO_3^- el cual presentó mayores concentraciones en el trabajo de Mota-Covarrubias (2019) con 443.90 mg/l.

Tabla 5. Resultados de 9 iones mayoritarios en mg/l. En los casos donde los valores fueron menores a los límites de detección, se representó como <L.d. Tomado de Olea (2015).

Punto	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
1	10.61	<L.d	3.52	668.99	6.81	216.87	4.91	<L.d	1673.46
2	8.34	0.45	3.18	466.04	4.61	104.00	7.85	<L.d	1190.27
3	8.09	<L.d	1.49	163.42	2.56	102.41	3.79	13.81	366.59
4	6.51	0.68	1.51	35.71	3.87	63.20	4.9	<L.d	51.60
5	7.22	<L.d	1.49	54.48	1.68	138.20	0.19	36.82	19.42
6	4.67	<L.d	2.61	177.88	40.05	232.2	6.4	<L.d	320.0
7	9.97	<L.d	1.77	47.68	1.59	136.47	2.55	27.34	18.30
8	19.47	1.14	1.47	127.80	4.50	78.70	4.2	<L.d	279.70
9	25.44	<L.d	2.37	236.86	13.55	104.55	5.98	<L.d	666.52
10	8.72	<L.d	1.47	58.69	2.95	95.22	3.58	111.25	19.43
11	6.02	0.30	1.65	47.20	2.30	90.22	2.05	50.20	19.69
12	6.34	<L.d	3.71	120.11	2.94	160.70	4.2	<L.d	198.20
13	4.04	<L.d	2.09	117.56	6.95	234.40	6	<L.d	146.40
14	4.93	0.30	12.63	97.16	7.18	298.40	9.8	<L.d	6.10
15	4.65	0.46	1.10	56.22	2.07	168.30	5.9	3.3	6.80
17	5.26	0.61	1.81	33.96	1.58	89.90	6	<L.d	7.30
18	5.11	<L.d	1.33	31.28	4.21	115.40	7.3	<L.d	7.30
19	4.28	0.63	1.10	28.19	2.44	76.40	5.9	3.9	3.20
21	7.92	5.38	1.87	47.71	1.62	182.11	1.55	5.18	20.41

La toma y registro de los parámetros fisicoquímicos tiene tres fechas diferentes que a continuación se muestran:

Tabla 6. Parámetros fisicoquímicos correspondientes al mes de septiembre de 2014. Tomado de Olea (2015).

N. Control	PNE m	ENE msnm	pH	T °C	CE μS/cm	STD ppm	CO₂ ppm	S₂ ppm
1	2.08	1471.92	6.37	22.09	3137	1566	70	0.2
2	2.92	1471.08	6.75	20.65	1250	628	40	0.2
3	3.71	1499.29	7.35	20.48	2281	1132	95	0.2
5	3.09	1526.91	7.26	21.16	674	336	35	<0.2
6	2.33	1461.67						
7	0.36	1506.64	7.28	20.74	575	288	36	<0.2
8	2.35	1465.65						
9	1.2	1521.8	7.2	22.33	1383	703	50	<0.2
10	2.84	1472.16	6.78	21.7	725	367	30	<0.2
11	0.96	1473.04	7	23.13	575	287	22	<0.2
21	1.59	1493.41	6.45	20.83	760	376	24	0.2

Tabla 7. Parámetros físicoquímicos correspondientes al mes de noviembre de 2014. Tomado de Olea (2015).

N. Control	PNE m	ENE msnm	pH	T°C	CE μS/cm	STD ppm	CO ₂ ppm	S ₂ ppm
1	0.36	1507.58	8.5	23.4	2227	1112		
2	0.7	1471.07	9	23	798	395		
3	1.45	1496.96	6.88	23.1	2315	1142		
4	48.07	1474.63	8.84	21.9	641	320	62	<0.2
5	0.54	1528.74	7.83	23.6	489	247		
6	0.29	1461.13	7.19	23.8	960	493	30	<0.2
7	0	1501.97	9.21	20.4	482	240		
8	0.26	1465.11	8.56	23	920	458	30	<0.2
9	0.37	1524.53	8.4	23.2	1560	785		
10	1.08	1473.92	8.38	24.2	520	260		
11	0.1	1468.90	8.2	23.4	460	230		
12	1.14	1483.86	7.87	24	550	276	5	<0.2
13	1.86	1481.77	8.05	21.5	550	275	18	<0.2
14	2.74	1488.07	8.88	21.8	477	240	23	<0.2
15	2.58	1481.48	8.3	20.7	267	133	13	<0.2
16	1.78	1468.22	8.55	22.7	542	270		
17	2.13	1462.35	8.93	22.4	422	211	15	<0.2
18	1.32	1483.78	8.24	23.2	510	256	45	<0.2
19	1.07	1486.28	8	21.4	342	280	42	<0.2
20	4.75	1495.54						

Tabla 8. Parámetros fisicoquímicos correspondientes al mes de enero de 2015. Tomado de Olea (2015).

N. Control	PNE m	ENE msnm	pH	T°C	CE μS/cm	STD ppm
1	0.67	1507.27	8.39	19.2	2462	1233
2	1.67	1470.10	7.14	21.1	715	356
3	3.15	1495.26	8.46	19.6	2609	1308
4	0	1522.70	8.6	20.1	357	706
5	0.38	1528.90	9.37	19.7	477	239
6	0.01	1461.41	7.23	20.3	1022	512
7	1.29	1500.68	7.57	20.9	533	266
8	0.35	1465.02	7.95	20.7	1038	519
9	0.13	1524.77	7.62	20	2161	1081
10	1.39	1473.61	7.75	20.5	538	270
11	0.19	1468.81	8.90	20.69	460	229
12	2.14	1482.86	8.75	19.9	705	354
13	1.07	1482.56	8.58	19.8	811	404
14	3.11	1487.70	9.38	18.2	522	260
15	0.97	1483.09	9.05	18.6	223	110
16	1.39	1473.32	9.24	20.01	424	212
17	1.44	1463.04	9.14	19.1	430	215
18	0.32	1484.78	8.84	19.2	541	270
19	0.47	1486.88	8.54	20.5	339	166
20	4.22	1496.07	8.3	20.9	436	219

Como resultado de su trabajo realizó un mapa de la red de agua subterránea (Figura 11) en donde muestra un desplazamiento en dirección SW-NE, descargando en el NW descarga hacia el NW en el Río Grande de Comitán y en el NE hacia el sistema de lagos.

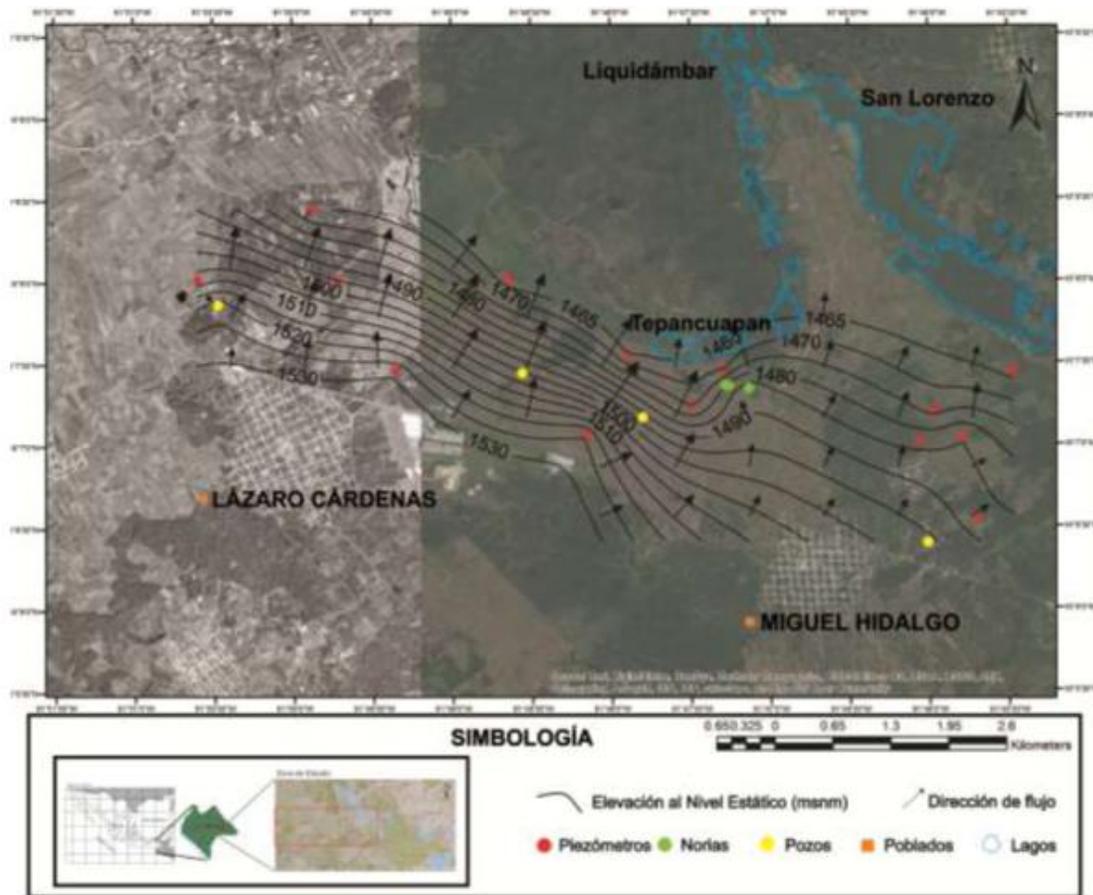


Figura 11. Red de flujo subterráneo. Tomado de Olea (2015).

3.7 Clima

Para este apartado se utilizaron dos clasificaciones uno de acuerdo a unidades climáticas del río Grande Comitán y la segunda con el análisis de parámetros de precipitación y temperatura realizados a escala local.

A partir del análisis de datos obtenidos por CFE (2012a), la temperatura media y precipitación media anual, registrada en la estación climatológica de Tzisco, Chiapas, ubican a la zona de estudio con un clima: Cb(m)f(ig) - Templado con verano fresco largo,

húmedo, regímenes de lluvia de verano, porcentaje de precipitación invernal, respecto a la total anual mayor de 10.2%. Isothermal (menor de 5°) y marcha de la temperatura tipo Ganges. Esto de acuerdo con la clasificación climatológica utilizada de Köppen (1948) modificado por García (2004).

Por otra parte, Bahena (2014) elaboró un mapa temático de la Cuenca del Río Grande Comitán, con el cual se auxilió para clasificar la zona con dos climas particulares: Semicálido húmedo y Templado Subhúmedo (Figura 12).

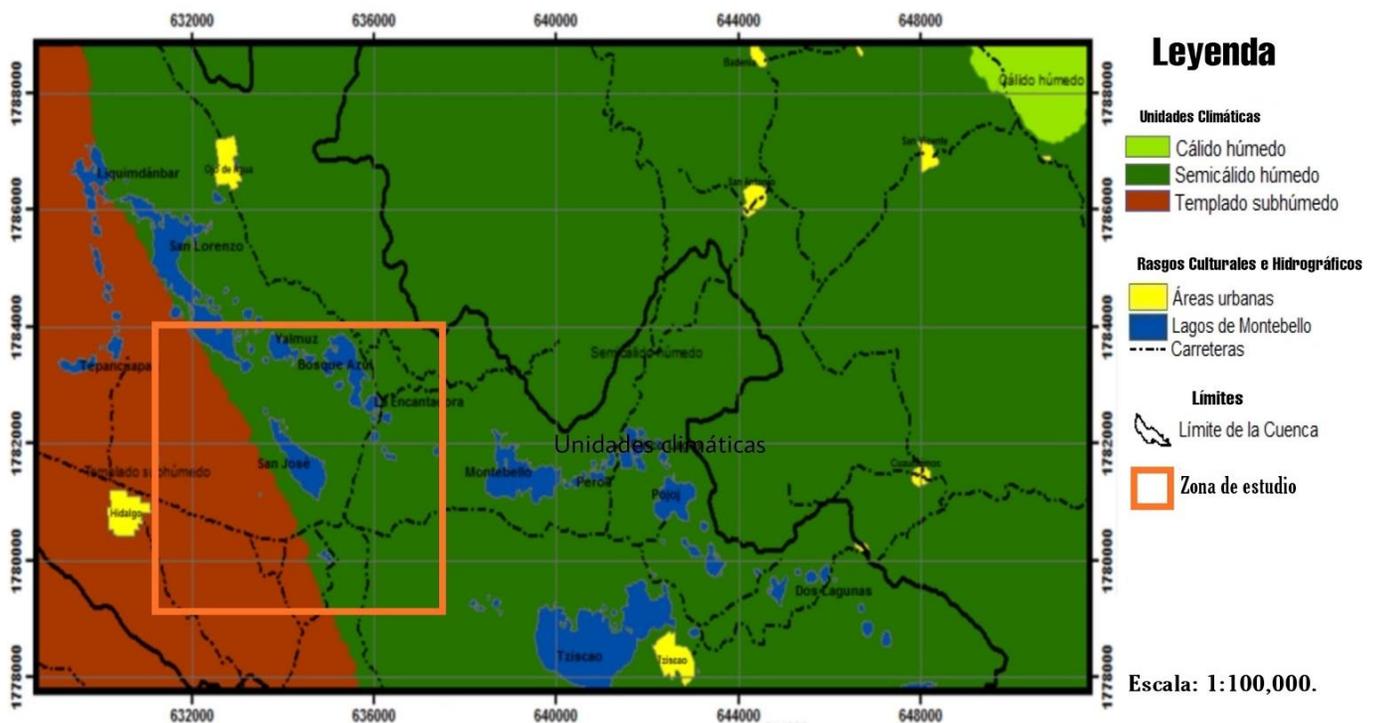


Figura 12. Unidades climáticas de los Lagos de Montebello. Tomada de Bahena (2014).

3.8 Temperatura y precipitación

Los datos obtenidos fueron tomados de los monitoreos realizados por CFE en los años 2011 y 2012, quien recabó información meteorológica a partir de diversas estaciones,

este trabajo se enfocó en las tres más próximas a la zona de estudio, Tzisco, La Esperanza y la Trinitaria (Tabla 9).

Tabla 9. Ubicación de las estaciones meteorológicas (CFE, 2012a).

Estaciones	Ubicación	
	Longitud (W)	Latitud (N)
Tzisco	-91.63	16.1
La Esperanza	-91.83	16.7
La Trinitaria	-92.05	16.12

A continuación, se muestran las tablas correspondientes a las mediciones de temperatura y precipitación, se presentan para cada una de las estaciones, con el objetivo de que las comparaciones entre parámetros sean más evidentes.

Tabla 10. Datos de temperatura y precipitación mensual y anual de la estación meteorológica Tzisco, CFE (2012a).

Parámetros de la estación meteorológica Tzisco / Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Temperatura media [°C]	15.3	15.9	17.2	18.5	19.6	18.8	17.8	17.8	17.9	17.4	16.4	15.6	17.4
Temperatura máxima extrema [°C]	27	27	30	30	30	29	29	29	29	28	27	27	30
Temperatura mínima extrema [°C]	6	6	5	8	10	11	9	10	10.5	8	7.5	5.5	5
Precipitación media [mm]	131.8	89.4	41.7	41.5	71.8	271.3	352.3	331.7	314.3	257	194.3	181.7	2278.7

La estación meteorológica de Tzisco es la más cercana a la zona de estudio, se registró una significativa variación entre los datos de precipitación (41.7 - 352 mm), tiene las medidas más altas de este mismo parámetro (2278.7 mm anuales). No obstante, los datos de temperatura permanecieron en un rango de diferencia de 3 a 6 grados Celsius,

la más notable fue entre los meses marzo y junio para la temperatura mínima extrema, aun así, es la estación que no registra valores tan bajos de temperatura a comparación con los dos restantes.

Tabla 11. Datos de temperatura y precipitación mensual y anual de la estación meteorológica La Esperanza, CFE (2012a).

Parámetros de la estación meteorológica La Esperanza / Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Temperatura media [°C]	12.9	12.6	13.7	15.8	16.7	16.9	16.6	16.6	16.3	15.7	14.5	13.5	15.1
Temperatura máxima extrema [°C]	30	33	31	33	31	30	29.5	29	28	29	29	29	33
Temperatura mínima extrema [°C]	2	1	1	4	6	8	8	7	9	5	2	2	1
Precipitación media [mm]	39.2	23.7	13	23.2	86.8	184.4	189.7	193.6	229.5	121.3	54.3	46.4	1205

Para el caso de la estación La Esperanza, la temperatura permaneció relativamente constante a lo largo del año, sin grandes diferencias durante un año, con excepción de los datos registrados para la temperatura mínima extrema, la cual llegó a presentar en el mes de febrero y marzo un valor de 1° y en septiembre de 9°.

Tabla 12. Datos de temperatura y precipitación mensual y anual de la estación meteorológica La Trinitaria, CFE (2012a).

Parámetros de la estación meteorológica La Trinitaria / Mes	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Temperatura media [°C]	13.1	13.9	15.8	17.5	18.5	18.4	17.7	17.7	17.6	16.9	15.2	13.8	16.3
Temperatura máxima extrema [°C]	30	36	39	39	34	32	33	31	30.5	29.5	29	35	39
Temperatura mínima extrema [°C]	1.5	2	2	6	8	8.5	8.5	9	8	5	2.5	-2	-2
Precipitación media [mm]	6.6	9	9.1	25.3	87.9	185.6	108.1	144	182.3	102.2	25.1	10	895.1

Siendo esta, la estación más alejada de la zona de estudio hacia el Oeste, es la que registra menos precipitación durante el año (9 mm para el mes de febrero). Presenta medidas de temperatura extremas significativas: En el mes de diciembre su temperatura mínima extrema fue de -2° y en el mes de marzo y abril su temperatura máxima extrema fue de 39°.

4. Marco Geológico

4.1 Tectónica Regional

La Sierra Madre de Chiapas es una cordillera centroamericana, resultado de diversos procesos tectónicos. Witt et al. (2012) estudió la zona para entender los procesos de exhumación que influyeron en la sedimentación de cada área que compone la sierra. Realizó su trabajo dentro de seis diferentes unidades litológicas que componen el área: Frente Norte, Depresión Central, Complejo Macizo de Chiapas, Sierra Alta, Frente Este y Planicie Costera de Tabasco.

Encontraron que los procesos de exhumación de la Sierra de Chiapas, tiene relación directa con los eventos de la deformación Larámide, el *ridge* de Tehuantepec (antigua

zona de fractura), la unión de las 3 placas tectónicas que colindan con el cinturón plegado de Chiapas (Placa de Cocos, Placa Norteamericana y Placa del Caribe), el sistema de Fallas Tuxtla-Malpaso, el bloque Chortis y el sistema de fallas Polochic-Motagua (Witt et al. 2012).

Ratschbacher et al. (2009) proponen que la formación del Complejo Macizo de Chiapas se originó por dos pulsos de deformación importantes, el primero de ellos ocurrido durante el Eoceno y principios del Oligoceno, aproximadamente hace 35-25 Ma. A su vez durante el Oligoceno y Mioceno Temprano (30-16 Ma) sucedió la llegada del bloque Chortis al área de Tehuantepec, eso ocasionó un evento tectónico muy importante dentro de la Sierra Madre de Chiapas y una exhumación lenta, principalmente en la zona sur del Complejo Macizo de Chiapas (Ratschbacher, et al., 2009). El Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas prácticamente no fue afectado por este proceso, esta evidencia indica que el área del cinturón estaba lejos de la zona afectada por la llegada del bloque Chortis. (Quezada-Muñetón 1987).

El acortamiento ocurrido a lo largo del Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas, en el Mioceno Medio, fue de 106 km con una dirección de compresión de N60°E, a 22° en sentido horario del movimiento relativo de hace 10-20 Ma. de las placas Cocos y Norteamérica, las cuales tenían una dirección de N38°E (Mandujano y Keppie, 2009). A partir del procesamiento de datos sísmicos, Sánchez-Barreda (1981) identificó que no hubo un acortamiento en el Golfo de Tehuantepec ni en el complejo Macizo de Chiapas durante este proceso (Sánchez- Barreda, 1981).

De acuerdo con Mandujano y Keppie (2009) la formación del Cinturón plegado de Chiapas durante el Mioceno es contemporánea con:

1. La reorganización de las placas tectónicas Pacífico y Cocos, de las cuales se movió su polo de rotación 600 km hacia el sur a lo largo de la costa del pacífico.
2. Una colisión del *ridge* transformante de Tehuantepec con la trinchera de Centroamérica frente a Chiapas (Keppie y Morán-Zenteno 2005).
3. El inicio de una pausa en el magmatismo de arco en Chiapas.
4. El final de un período de aumento de la erosión por subducción.

Una rápida segunda exhumación, sucedió también durante el Mioceno Tardío, aproximadamente hace 16-9 Ma, en donde tanto el Complejo Macizo de Chiapas y el Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas fueron afectados (Ratschbacher et al. 2009), por consecuencia el complejo empezó a ser una principal de sedimentación de la de Chiapas (Witt et al. 2012). Durante ese mismo periodo entre 11 y 13 Ma ocurrió una intrusión en el basamento pérmico (García-Palomo et al., 2004) y una migración del vulcanismo del complejo Masivo de Chiapas hacia el cinturón. A su vez sucedió el segundo pulso de deformación que terminó de formar el complejo macizo chiapaneco hace aproximadamente 12-10 ma. (Ratschbacher et al. 2009).

Durante el Mioceno Tardío (6-5 Ma) el cinturón plegado y cabalgado de Chiapas fue afectado por un enfriamiento lento en la sierra, esto en relación con la unión de las placas Norte América y Caribe, ya que se piensa que la unión de ambas placas se encuentra dentro de la misma sierra, es por esto que forma parte de la historia tectónica de la zona, a partir de que una deformación lateral de las placas migrara desde la zona de Cizalla Tonalá hacia el sistema de fallas Tuxtla Malpaso y este último acomodara en última instancia los movimientos actuales de las placas (Witt et al., 2012).

4.2 Estratigrafía

Una de las transiciones más importantes en procesos de sedimentación para esta zona ocurrió entre el Mesozoico-Cenozoico. A finales del Cretácico los sedimentos aún eran predominantemente marinos, abundaban las calizas y dolomías formadas en ambientes de plataforma, posteriormente durante el Paleógeno y Neógeno comenzaron a dominar los sedimentos terrígenos (Meneses-Rocha 2001).

Las rocas pertenecientes al Parque Nacional Lagunas de Montebello son sedimentarias, marinas y terrígenas de edades Mesozoicas y Cenozoicas, correspondiente a este periodo de transición.

A continuación, se describen las formaciones y rocas que constituyen la estratigrafía regional:

Proterozoico

- El basamento de la columna estratigráfica aflorante del territorio chiapaneco es de edad proterozoica y está compuesta fundamentalmente por granitoides y ortogneises (Weber et al., 2006).

Paleozoico

- Las formaciones que corresponden son: Paso Hondo, Vainilla, Grupera y Santa Rosa, formadas de redes dendríticas y rocas metamórficas como serpentinitas, esquistos gneises y cuarcitas (López-Ramos, 1980).
- La caliza Vainilla compuesta de crinoides, braquiópodos y fusulínidos cubre en discordancia la formación Paso Hondo, al igual que una secuencia de calizas y lutitas

de la Formación Grupera descansa en discordancia sobre la Formación Santa Rosa (Gutiérrez, 1956).

Mesozoico

- Algunas de las formaciones en este periodo son: Todos los Santos, San Ricardo, Chinameca y Méndez, estas conforman zonas montañosas muy abruptas de anticlinorios y sinclinorios cuyos ejes mayores se orientan al NO (Ortega et al. 1992). La formación Todos los Santos está conformada por una secuencia de areniscas, conglomerado limolita y lutita de color rojo (Gutiérrez, 1956; López-Ramos, 1979).
- Grupo de calizas Sierra Madre
Sus formaciones son:
- Formación Cantelhá perteneciente al Cretácico Medio-Tardío. Se encuentra en la parte centro-occidental de la Sierra de Chiapas, constituida por una secuencia de dolomías con carpetas de algas ocasionalmente fragmentadas con microfósiles bentónicos, indicadores de plataforma somera (González, 1963).
 - a) Al sur de Tuxtla Gutiérrez y en la localidad que lleva su mismo nombre aflora la Formación Cintalapa, con una edad del Cretácico Medio-Tardío en el Turoniano-Santoniano. Constituida por mudstone, mudstone fosilífero, wackestone de microfósiles, grainstone de pellets y microfósiles, al igual fragmentos de rudistas y gasterópodos (Sánchez, 1969).

- b) La Formación Jolpabuchil de edad Cretácico tardío del Turoniano-Campaniano (Mandujano et al., 1992). Está formada por una secuencia de calizas oolíticas con abundante contenido fósil, le subyace un horizonte de calizas con nódulos y lentes de pedernal negro y en la cima se pueden encontrar calizas con macrofauna (Sosa, 1994).
- c) Para la Formación La Angostura, Quezada-Muñetón (1987) asignó una edad del Cretácico Tardío del Maastrichtiano. Está constituida por cuatro cuerpos, calizas de bioclastos e intraclastos parcialmente dolomitizados, paquete de calizas con abundantes fósiles e intraclastos dolomitizados, una secuencia de *grainstone*, *packstone wackstone* y *mudstone* dolomitizados, el cuarto cuerpo compuesto de caliza fosilífera se encuentra en la cima (Sánchez, 1969).
- Al noreste de Tuxtla Gutiérrez aflora la Formación Ocozocoautla, compuesta por conglomerados producto de la erosión de la Formación Todos los Santos. También se puede encontrar areniscas arcillosas, packstone de bioclastos y grainstone, margas, lutitas y en la cima bancos de rudistas (Gutiérrez, 1956).

Cenozoico (Paleógeno)

- La primera de estas formaciones llamada Soyaló, está constituida por una sucesión de areniscas, lutitas y limolitas intercaladas con areniscas de grano fino, Quezada-Muñetón (1987) le asignó una edad del Paleoceno.
- En la formación Tenejapa encontramos una sucesión de *packstone* con bioclastos e intraclastos y organismos planctónicos, al igual nódulos de pedernal e intercalaciones de brechas calcáreas. En su trabajo Quezada-Muñetón (1987) le asigna una edad de Paleoceno-Eoceno.
- La Formación Lacandón consiste en calizas detríticas blanquecinas a amarillentas dolomitizados con asociaciones fosilíferas de fauna y flora bentónica, también se encuentra una sucesión de *packstone* de intraclastos, miliólidos y pellets. Su mejor exposición se encuentra alrededor del poblado Oxchuc. Se le asigna una edad de Paleoceno-Eoceno (Gómez y Durán, 1990).

Cenozoico (Cuaternario)

- Se conforma de sedimentos continentales (QptCgp), depósitos aluviales y tobas andesíticas, formados por la disgregación de rocas preexistentes en un ambiente sedimentario continental. Las rocas sedimentarias presentan un intenso plegamiento fracturamiento y fallamiento normal y lateral (Castro-Mora et al., 1999).

4.3 Geología Local

Durán-Calderón (2013) modificó los límites de las unidades litológicas de la carta geológica del INEGI escala 1:250, 000, dando como resultado cinco unidades litológicas: Aluvión, Caliza, Caliza-Dolomía, Lutita-Arenisca, Caliza-Lutita (Figura 13). La litología puede relacionarse a la reportada posteriormente por López-Rivera (2017) que se describe a continuación:

Rocas constituidas por dolomitas y calizas de la Formación Sierra Madre de edad Albiano-Cenomaniano, fracturadas con estratificación en capas gruesas a masivas. Al norte y sur del área lagunar afloran rocas calcáreas del Cretácico Superior de la Formación la Angostura, constituidas por biomicritas, brechas sedimentarias y calizas de rudistas. Al norte y noreste, el subsuelo está constituido por arenas arcillas y conglomerados rojizos del Pleistoceno y sedimentos aluviales. En el PNLN se reportó material de relleno de tipo arcilloso arenoso, de poco espesor que cubren a las rocas calcáreas de la Formación Sierra Madre (CONAP, 2007; SGM 1997).

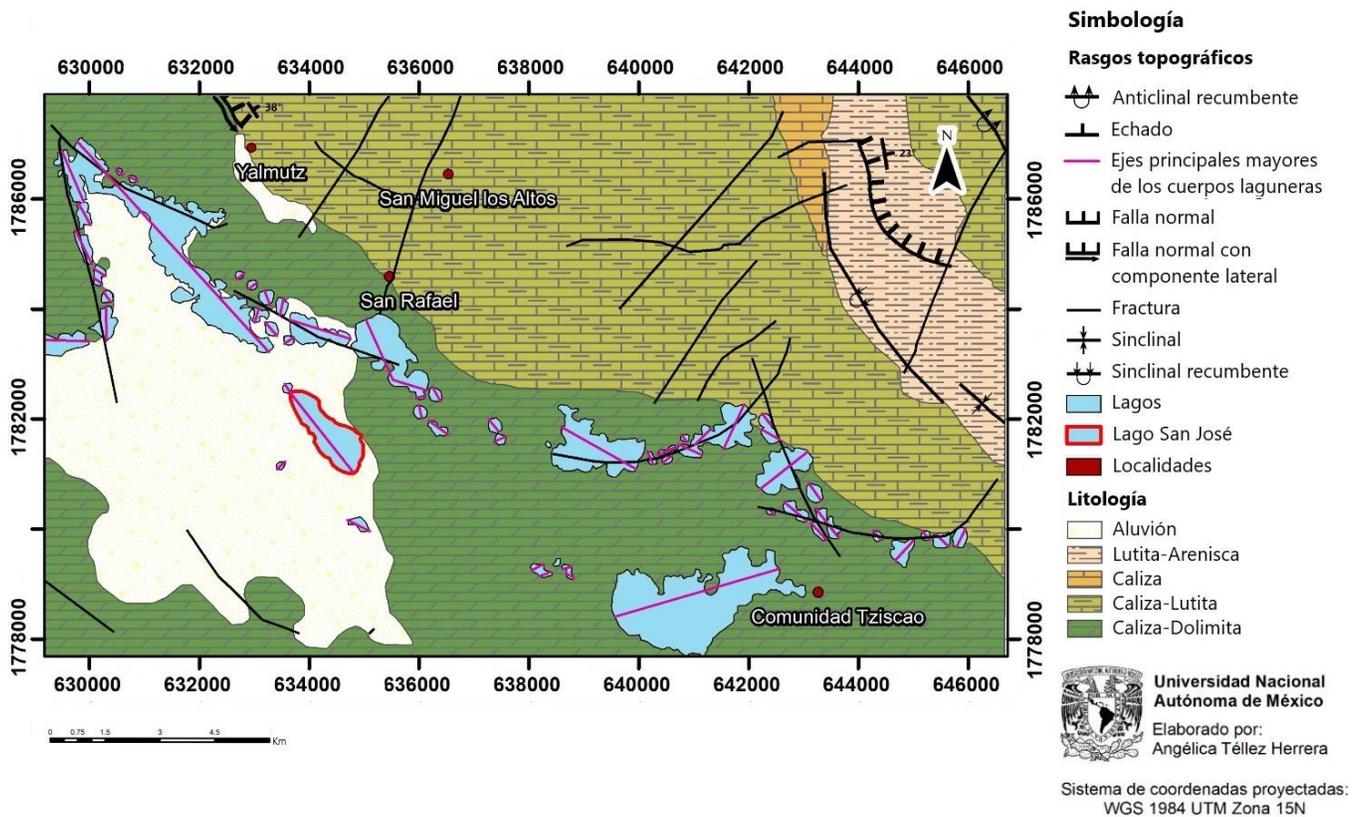


Figura 13. Rasgos geológicos de la zona de estudio, obtenidos de Durán (2003).

Las familias de fracturas reportadas tienen un rumbo NW-SE y NE-SW, al igual que los lineamientos de los ejes mayores de los cuerpos lagunares marcados por Durán-Calderón (2013). La primera familia y lineamientos están asociados a la Falla El Naranjo y Juncaná y los segundos al Sistema de Fallas Polochic-Motagua.

Se indica una intensa fracturación de la caliza en la zona del PNLM, mayormente a lo largo de zonas lábiles (fracturas, poros, impurezas, discontinuidades, etc.) (Pérez, et al., 2007).

Con ayuda de Google Earth e información de Durán-Calderón (2013) se realizó un mapa de fallas propuestas (Figura 14), en él se proyectó una de las fallas ubicada en la zona SE, la cual como resultado coincide con el lago San José.

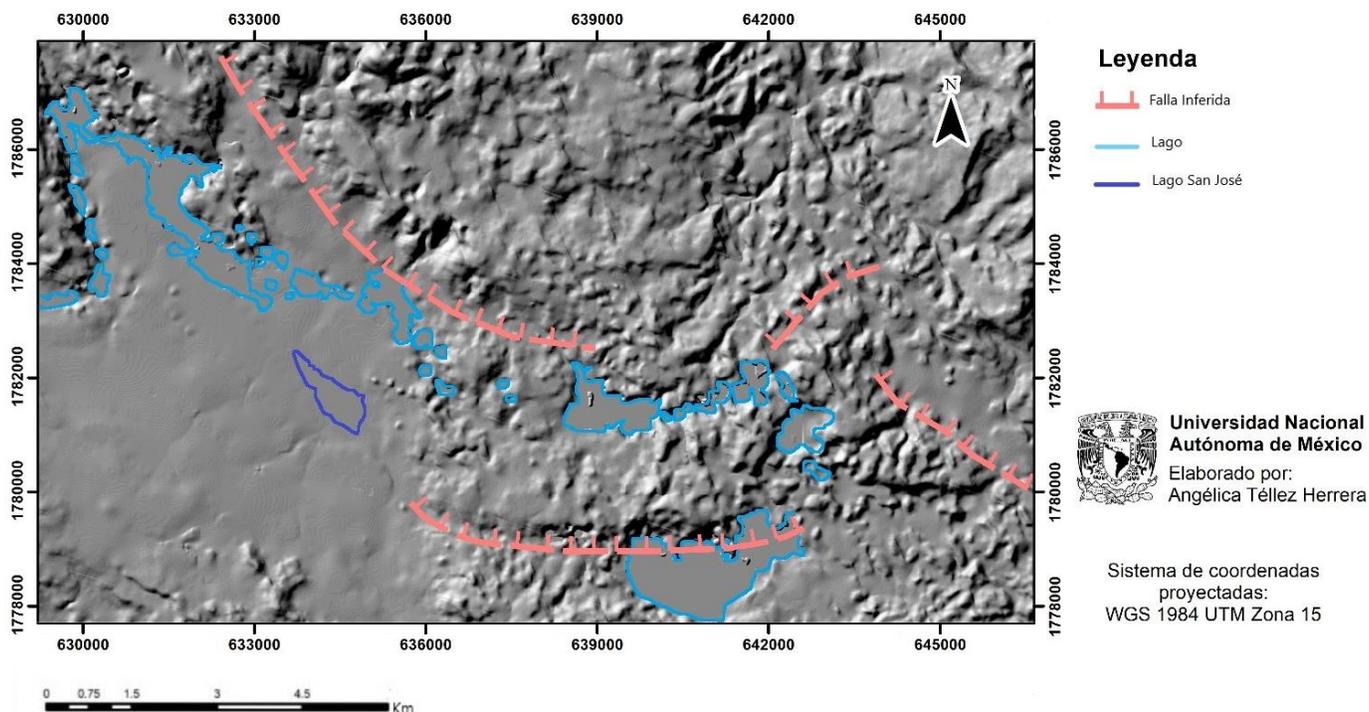


Figura 14. Elementos estructurales propuestos en la zona de estudio (con base en los propuestos por Durán-Calderón 2013).

4.4 Geomorfología

4.2.1 Geomorfología Regional

Regionalmente los principales rasgos geomorfológicos los reporta Andreani y Gloaguen (2016). Las estructuras dominantes que se describen son: El Valle Central, la Sierra de Chiapas y el Cinturón plegado y Cabalgado de Chiapas y el Macizo de Chiapas.

Valle Central

Es una depresión de ~170 km de largo y ~30 km de ancho con pliegues pequeños y sobrepuestos con tendencia NW. En la Figura 15 se muestra una depresión de ~40 km de ancho, pertenecientes a los perfiles 2 y 3. A pesar de tener una elevación media de 600 m, su escarpe topográfico está asociado a la falla Concordia (CoF por sus siglas en ingles).

Sierra de Chiapas

Tiene una forma sigmoidal y muestra un abultamiento, está delimitada al Oeste por la falla Tuxtla (TuF por sus siglas en inglés) con tendencia NW al igual con las fallas del Valle Central y el Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas. Su área central es relativamente plana y culmina a ~ 2500 m. En el perfil 2 de la Figura 15 se puede apreciar las variaciones topográficas.

Frente del Cinturón plegado y Cabalgado de Chiapas

Es una estructura que se caracteriza por tener pliegues con tendencia NE (Mandujano y Keppie, 2009) Se encuentra entre la Sierra de Chiapas y el borde occidental de la plataforma de Yucatán, está constituido por pliegues con fallas estrechamente espaciados (Witt et al., 2012).

En la Figura 15, se pueden apreciar dos tipos de elevaciones, para el perfil 1 se aprecia una meseta, en comparación de los perfiles 2 y 3 donde la elevación es asimétrica y disminuyen suavemente hacia la planicie costera de Tabasco.

Macizo de Chiapas

Al SE se observa un incremento en la elevación de 1,500 a 3,000 m. El flanco SW frente a la llanura costera del Pacífico es inclinado, mientras que el lado opuesto pierde altura suavemente hacia el NE. Los ríos que fluyen hacia la parte interior de la Sierra Madre de Chiapas tienen un gradiente suave en comparación con los que fluyen hacia el océano Pacífico.

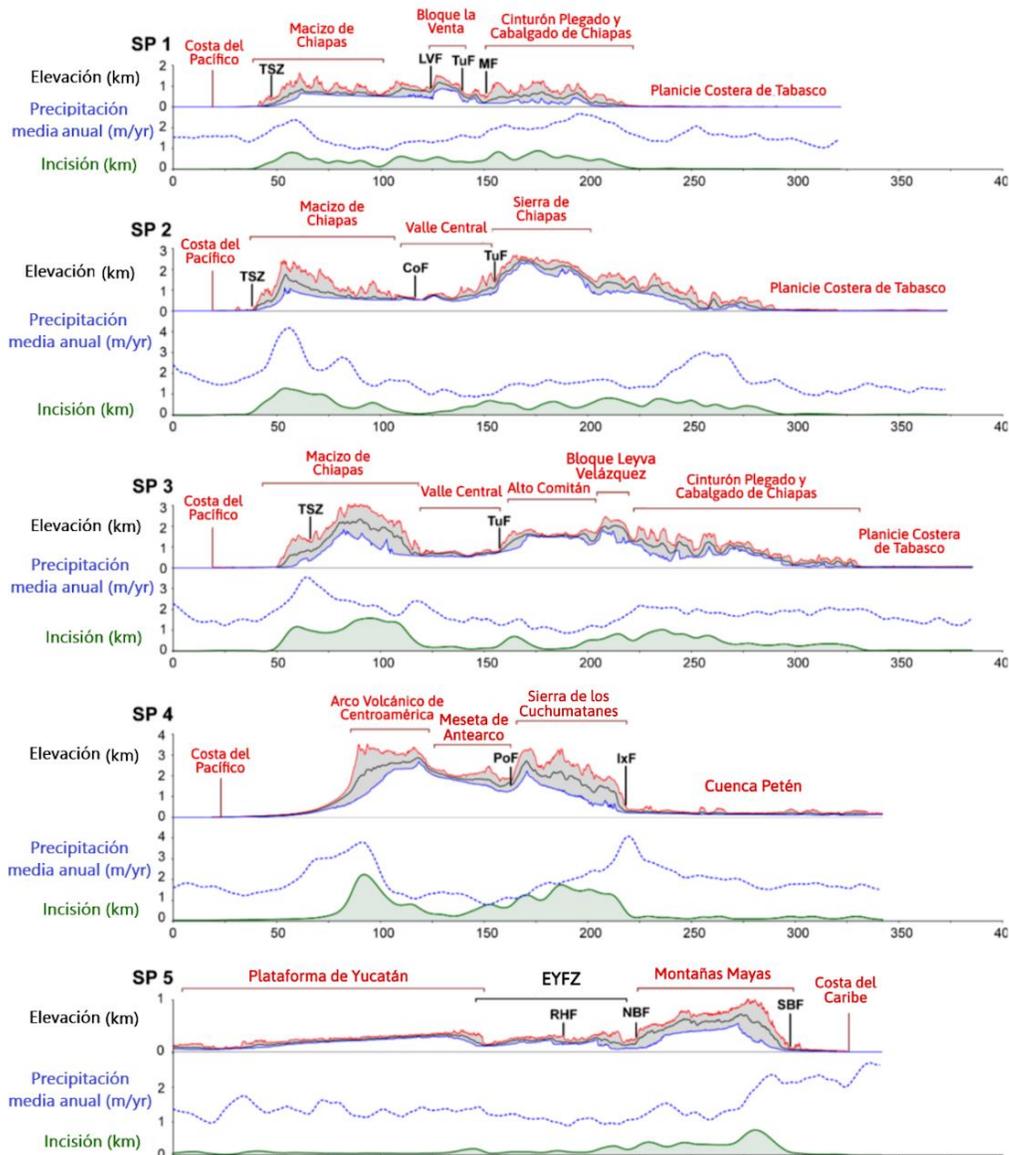


Figura 15. Perfiles de franja de la Sierra Madre de Chiapas, Arco Volcánico y Montañas Mayas. La exageración vertical es de 10 para los perfiles 1-4 y de 25 para el perfil 5. Las curvas rojas, negras y azul representan las elevaciones máximas, media y mínima, respectivamente. Las líneas verdes representan la incisión local en km (resta de las elevaciones mínima y máxima). Las líneas discontinuas azules representan la precipitación promedio anual (derivada de los datos TRMM) en un año. Falla la Venta (LVF por sus siglas en inglés), Falla Río Hondo (RHF por sus siglas en inglés), Zona de Cizalla de Tonalá (TSZ por sus siglas en inglés) Zona de Falla del este de Yucatán (EYFZ por sus siglas en inglés), Falla Límite Norte (NBF por sus siglas en inglés), Falla Límite Sur (SBF por sus siglas en inglés) (Tomado de Andreani Gloaguen, 2016).

Falla Tuxtla-Malpaso

Falla a la cual se le ha atribuido actividad sísmica reciente, presenta una morfología primaria y prominente (con altos valores hipsométricos y bajos valores de rugosidad). Funge de límites para las 4 estructuras descritas anteriormente. En el perfil 1 de la Figura 15, es el límite entre el bloque La Venta (con altura topográfica de ~1,500 m, el cual actúa como barrera para los ríos provenientes del Macizo de Chiapas) y el Cinturón Plegado y Cabalgado de Chiapas.

Alto Comitán

Cuenta con una elevación media de ~1,600 m y una topografía plana. Está limitado al este por el Bloque Leyva Velázquez (Figura 15, perfil 3), el cual pertenece al Cinturón plegado y Cabalgado de Chiapas y al oeste por la falla Tuxtla.

4.2.1 Geomorfología Local

Para describir a mayor detalle los rasgos geomorfológicos de la zona se utilizaron los trabajos de Durán-Calderón (2013) y Mora et al. (2017), quienes a diferente escala propusieron geoformas que se adecuaban a su criterio de estudio.

La primera clasificación geomorfológica del área PNLN fue propuesta de forma semidetallada por Durán-Calderón (2013) a una escala 1:50000 (Figura 16), en ella se describen 5 unidades geomorfológicas basados en el tipo de relieve como laderas de montañas, lomeríos (divididas de acuerdo con la temporalidad litológica), planicies, piedemonte, valles clasificados por la interacción genética endógena (tectónica) o exógena (fluvial) y morfología exokárstica dividida de acuerdo con sus dimensiones en

dolina, úvala y polje. El lago San José se ubica dentro de la unidad morfo genética exógeno acumulativo en el grupo de planicies aluviales.

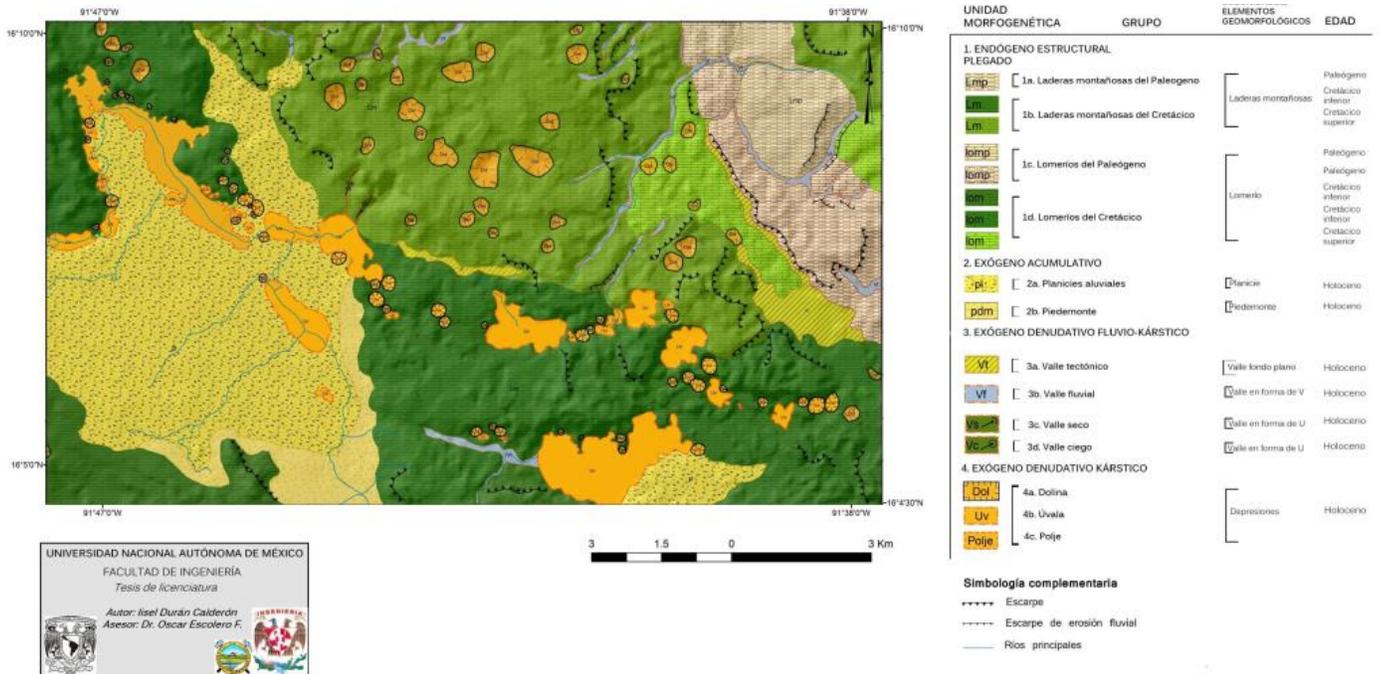


Figura 16. Mapa de unidades morfo genéticas del Parque Nacional Lagunas de Montebello. Tomado de Durán-Calderón (2013).

Posterior a dicha publicación, Mora et al. (2016) realizó una clasificación de geformas a nivel cuenca, enfocándose en la de Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello donde propusieron 13 unidades principales (Figura 17). El lago San José se ubica dentro de la unidad geomorfológica XII "Planicie Kárstica".

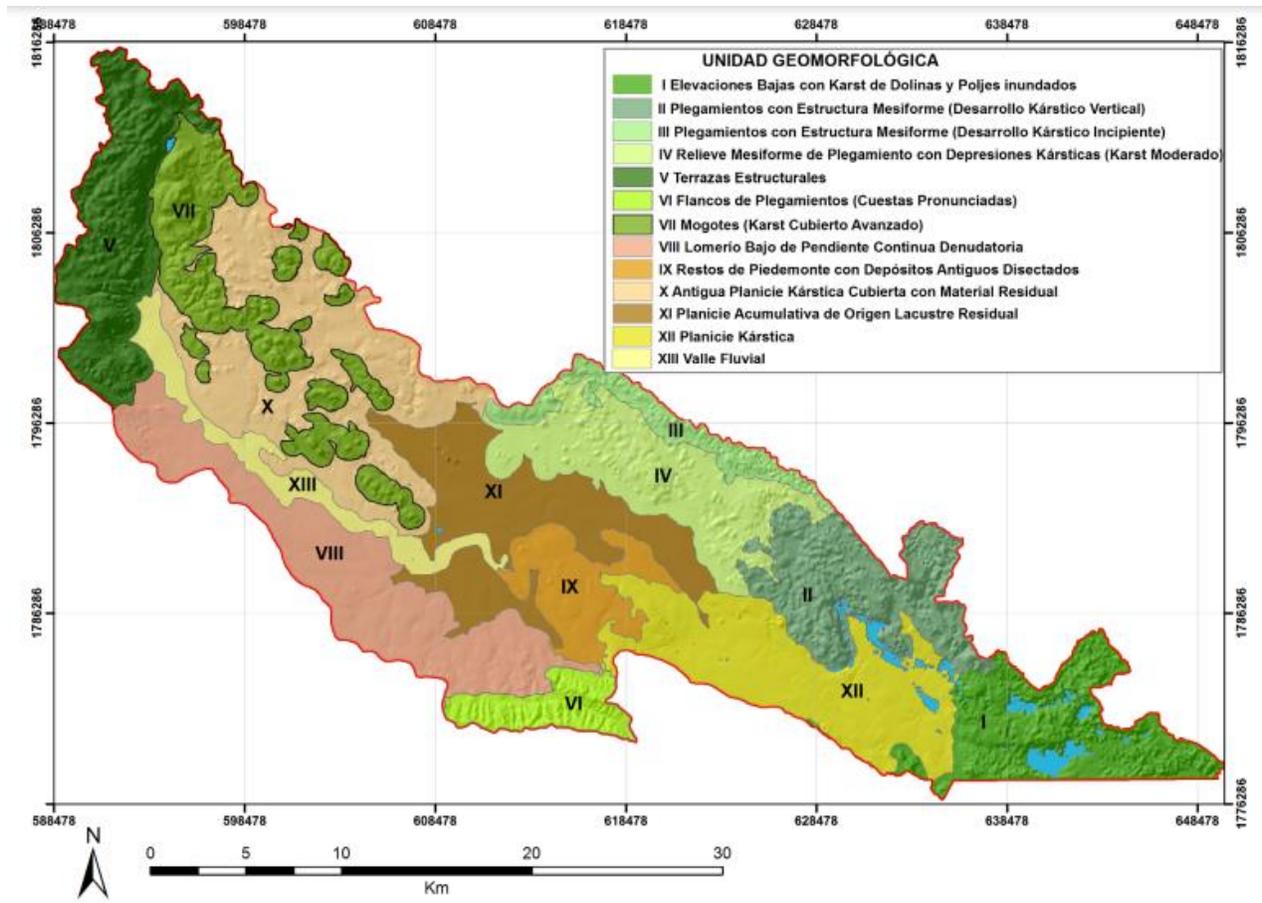


Figura 17. Unidades Geomorfológicas de la cuenca del Río Grande de Comitán-Lagos de Montebello. Tomado de Mora et al. (2016).

5. Metodología

5.1 Investigaciones previas

Esta etapa consistió en la recopilación de información geológica de revistas especializadas en temas de hidrogeología, hidrogeoquímica, geomorfología, estratigrafía, así como elementos gráficos como mapas, modelos digitales de elevación, ilustraciones, diagramas, tablas y gráficas de datos, por mencionar algunos. Por otro lado, para completar antecedentes relevantes e información de la zona de estudio se

consultó información de carácter sociológica. A la vez se hizo una observación de imágenes satelitales utilizando el programa informático Google Earth con objetivo de proponer rasgos estructurales.

Con la información recabada se planeó la ruta y puntos de muestreo.

5.2 Trabajo de campo

Se seleccionaron 36 puntos de muestreo (Tabla 13) en el perímetro del lago San José ubicado dentro del complejo de las lagunas de Montebello, 10 metros aproximadamente de separación de la línea de ribera (representados en la Figura 18), con la finalidad de rodearlo, para así conocer la composición química y sus parámetros fisicoquímicos del borde del lago.

Tabla 13. Datos de ubicación de los puntos de muestreo.

Clave	mE (UTM)	mN (UTM)	msnm
1	634761	1768078	1463.8
2	634673	1781090	1461
3	634584	1781164	1461.3
4	634512	1781210	1460.7
5	634435	1781265	1458.3
6	634364	1781335	1461.6
7	634296	1781382	1459
8	634224	1781419	1456
9	634162	1781483	1457
10	634123	1781593	1462
11	634081	1781690	1460.7
12	634076	1781797	1459.3
13	634003	1781891	1459.9
14	633938	1781930	1456.6
15	633876	1782041	1457
16	633804	1782128	1458
17	633751	1782230	1457.5
18	633735	1782350	1453.7
19	633741	1782430	1454
20	633842	1782371	1454.6
21	633893	1782283	1456
22	633887	1782181	1457
23	633988	1782140	1455.2
24	634102	1782091	1454.9
25	634184	1782013	1455
26	634263	1781963	1455.6
27	634347	1781908	1455.6
28	634453	1781844	1452.7
29	634548	1781787	1456.3
30	634647	1781753	1458.7
31	634738	1781714	1457
32	634841	1781662	1457
33	634886	1781538	1457
34	634911	1781434	1455
35	634885	1781340	1457
36	634786	1781229	1461

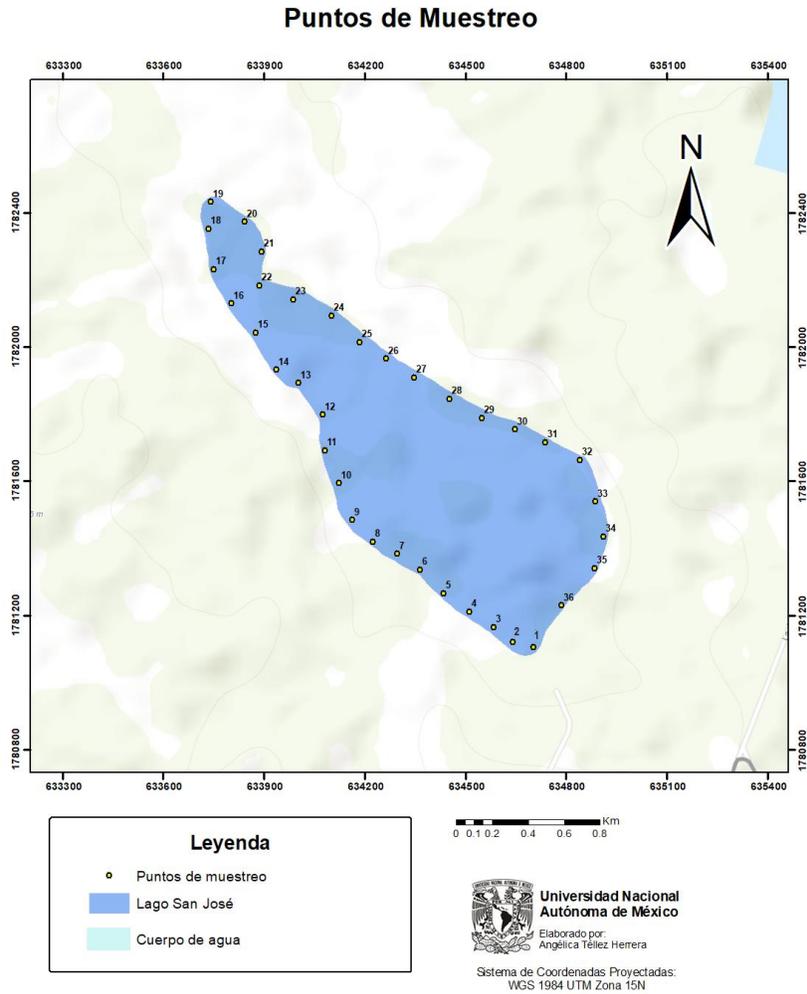


Figura 18. Localización de los puntos de muestreo.

La jornada de trabajo se llevó a cabo el día 15 de mayo de 2021, previo a la temporada de lluvias. La temperatura ambiente reportada en ese día fue de 24.1 a 24.8 °C de las 9:00 hrs. a las 14:30 hrs, que fue el rango de tiempo en que se realizó el trabajo de campo (5- 6 horas de trabajo).

Se llevaron a cabo dos procedimientos que fueron alternados entre sí.

5.2.1 Recolección de muestra de agua

Con el fin de conocer el contenido de aniones y cationes se obtuvieron muestras de agua a un metro de profundidad, mismas que fueron almacenadas en recipientes cilíndricos de plástico previamente marcados (Figura 19) para su fácil identificación.



Figura 19. Preparación de equipo para la toma de datos y recolección de muestras.



Figura 20. Lago San José, Chiapas.

5.2.2 Obtención y registro de parámetros físicos

Simultáneamente para cada muestra de agua recolectada en los recipientes, antes de ser cerradas se tomaron y registraron datos de temperatura, conductividad eléctrica, contenido de sólidos totales disueltos, pH y Eh *in situ* (Tabla 14), por medio de multímetros de la marca OAKTON.

Tabla 14. Parámetros fisicoquímicos tomados en campo.

Clave	mE(UTM)	mN(UTM)	msnm	Temp(°C)	CE (μS/cm)	STD	pH
1	634761	1768078	1463.8	25.2	336	168	7.28
2	634673	1781090	1461	24.1	341	170	7.67
3	634584	1781164	1461.3	24.6	346	173	7.26
4	634512	1781210	1460.7	23.7	345	172	7.57
5	634435	1781265	1458.3	23.6	347	173	5.94
6	634364	1781335	1461.6	24.6	348	175	6.55
7	634296	1781382	1459	24.9	352	176	6.48
8	634224	1781419	1456	23.8	338	168	6.8
9	634162	1781483	1457	24.2	338	168	6.66
10	634123	1781593	1462	24.2	338	168	6.92
11	634081	1781690	1460.7	24.3	335	168	7.1
12	634076	1781797	1459.3	24.6	337	169	6.92
13	634003	1781891	1459.9	24.9	350	173	7.09
14	633938	1781930	1456.6	24.7	340	172	7.11
15	633876	1782041	1457	24.7	345	170	7.22
16	633804	1782128	1458	24.8	346	173	7.23
17	633751	1782230	1457.5	24.7	346	171	7.21
18	633735	1782350	1453.7	24.9	341	171	7.23
19	633741	1782430	1454	24.7	343	170	7.21
20	633842	1782371	1454.6	24.5	340	172	7.28
21	633893	1782283	1456	24.5	343	170	7.19
22	633887	1782181	1457	24.1	342	172	7.26
23	633988	1782140	1455.2	24.8	346	171	7.27
24	634102	1782091	1454.9	24.5	343	172	7.28
25	634184	1782013	1455	24.1	344	171	7.29
26	634263	1781963	1455.6	24.3	340	171	7.26
27	634347	1781908	1455.6	24.1	336	168	7.28
28	634453	1781844	1452.7	24	338	169	7.26
29	634548	1781787	1456.3	24.1	342	170	7.23
30	634647	1781753	1458.7	24.1	343	172	7.25
31	634738	1781714	1457	24.1	340	168	7.27
32	634841	1781662	1457	24.3	340	171	7.27
33	634886	1781538	1457	24.6	342	171	7.24
34	634911	1781434	1455	24.4	339	168	7.27
35	634885	1781340	1457	24.3	342	171	7.24
36	634786	1781229	1461	24.7	340	170	7.25

5.3 Trabajo en laboratorio

Las muestras fueron empacadas y enviadas a la Ciudad de México para así almacenarlas en un ambiente frío (3-5 °C) durante un periodo de nueve días, con el fin de evitar alguna alteración química.

5.3.1 Análisis de laboratorio de iones mayoritarios

Con la ayuda del Laboratorio de Cromatografía del Instituto de Geología de la UNAM se realizó el análisis de iones mayoritarios (Tabla 15).

El método LAGEM-PT-LCL-02 el cual se empleó para la detección de aniones mayores utiliza una cromatografía iónica con detección conductímetra. El equipo utilizado de la marca *Waters* está constituido por dos bombas binarias modelo 1525, un automuestreador modelo 717 plus y detector de conductividad modelo 432. Como fase estacionaria se utilizó una columna *IC-Pak Anion HR* marca *Waters*, empacada con partículas de 5 µm de tamaño, de tipo amino. Se trabajó con una fase móvil constituida por una mezcla de acetonitrilo, butanol y una disolución de un concentrado de gluconato/borato de sodio en agua, a un flujo de 1 ml/min en modo isocrático. El tiempo de duración del análisis para un volumen de muestra inyectado al cromatógrafo de 10 µL, fue de aproximadamente 15 minutos.

Los iones asociados a esta metodología fueron los siguientes: bicarbonato, fluoruro, cloruro, nitrito, bromuro, nitrato, fosfato y sulfato, con límites de detección de: 8 (mg/l), 0.5 (mg/l), 1.25 (mg/l), 0.50 (mg/l), 0.50 (mg/l), 0.75 (mg/l), 0.75 (mg/l) y 1.25 (mg/l) respectivamente.

A su vez para la detección de cationes mayores se empleó el método LANGEM-PT-LCL-01, que al igual utiliza una cromatografía iónica con detección conductimétrica con un equipo de marca *Waters*, constituido por dos bombas binarias modelo 1525, un automuestreador modelo 717 plus y un detector de conductividad modelo 432.

Los iones asociados a esta metodología fueron los siguientes: sodio, amonio, potasio, calcio y magnesio, con límites de detección de: 1 (mg/l), 0.50 (mg/l), 0.40 (mg/l), 0.75 (mg/l) y 0.75 (mg/l) respectivamente.

Tabla 15. Concentraciones de iones mayoritarios en mg/l.

Clave	Cloruro	Nitrato	Sulfato	Bicarbonato	Calcio	Magnesio
1	3.86	2.26	5.49	230.86	51.23	13.58
2	4.74	2.90	5.51	233.51	51.43	13.49
3	3.49	3.29	5.54	231.74	51.47	13.44
4	4.36	3.22	5.64	229.23	51.36	13.39
5	3.41	3.98	4.95	230.09	51.61	13.50
6	3.42	2.78	4.87	228.71	50.45	13.41
7	3.49	4.42	5.23	229.05	51.48	13.50
8	3.38	3.54	5.39	227.73	50.91	13.29
9	3.39	2.39	5.23	226.45	50.19	13.35
10	3.45	2.97	5.03	225.66	50.39	13.37
11	3.54	2.94	5.70	228.97	50.63	14.21
12	3.24	3.29	5.09	224.66	50.04	13.28
13	3.00	2.89	5.47	225.64	50.33	13.33
14	2.93	3.32	5.08	224.93	52.13	13.67
15	2.69	4.03	5.09	225.35	50.49	13.37
16	2.68	2.70	5.41	225.75	50.23	13.27
17	2.61	3.33	5.78	227.04	51.01	13.46
18	2.70	3.12	5.08	223.63	50.94	13.58
19	2.43	3.81	5.31	224.39	50.91	13.54
20	2.52	3.81	4.99	224.33	50.90	13.46
21	3.61	4.04	5.84	224.33	50.87	13.50
22	3.54	3.86	5.42	226.12	51.33	13.49
23	3.38	4.19	5.79	225.72	50.98	13.52
24	3.58	3.70	5.31	223.05	51.25	13.64
25	3.63	3.74	5.57	226.77	50.90	13.54

26	3.42	2.77	4.92	224.77	50.86	13.42
27	3.64	3.21	5.52	224.78	50.69	13.60
28	3.32	3.95	5.32	225.54	50.87	13.58
29	3.38	3.63	5.79	226.75	51.27	13.55
30	3.53	4.63	5.30	225.56	51.25	13.57
31	3.66	3.80	5.53	225.72	51.12	13.49
32	3.38	5.41	5.74	226.56	51.31	13.47
33	3.74	4.91	5.61	225.44	51.25	13.65
34	3.32	2.99	5.15	193.4	41.29	13.68
35	3.80	4.34	5.27	222.53	51.37	13.60
36	3.59	3.83	5.35	223.66	51.50	13.56

Como fase estacionaria se utilizó una columna C6 marca *Metrohm*, empacada con partículas de 5 µm de tamaño. Se trabajó con una fase móvil constituida de una mezcla de ácido dipicolínico y ácido nítrico en agua, a un flujo de 0.9 ml/min en modo isocrático. En esta técnica el tiempo de duración del análisis para un volumen de muestra inyectado de 10 µL fue mayor, 55 minutos aproximadamente.

5.4 Control de calidad

Con los resultados de las concentraciones de los iones mayoritarios, se procedió a realizar un balance iónico para calcular el porcentaje de error analítico en las 36 muestras recolectadas, el cual se obtuvo a partir de la diferencia de cationes y aniones entre la suma de estos mismos (Freeze y Cherry, 1979), expresado matemáticamente de la siguiente forma:

$$\%Error = \frac{(\Sigma cationes - \Sigma aniones) \times 100}{(\Sigma cationes + \Sigma aniones)}$$

Se tomó como criterio un porcentaje de error máximo de 10% (Custodio y Llamas, 1983). Por lo que las muestras que sobrepasan dicho límite no son consideradas para el análisis hidrogeoquímico. Todas las muestras fueron consideradas.

5.5 Análisis estadístico

Con el objetivo de analizar la relación que existe entre las variables medidas en campo de los parámetros fisicoquímicos e iones mayoritarios y comprender su estructura se realizó un análisis estadístico (Tabla 16 y Tabla 17).

Tabla 16. Estadística descriptiva de los parámetros fisicoquímicos del lago San José.

	Promedio	Desviación Estándar	Valor Máximo	Valor Mínimo	Rango
Temperatura (°C)	24.408	0.3683	25.2	23.6	1.6
CE (µS/cm)	342.000	4	352	335	17
STD (ppm)	170.694	2.0399	176	168	8
pH	7.134	0.3139	7.67	5.94	1.73

Tabla 17. Estadística descriptiva de iones mayoritarios del lago San José.

	Promedio	Desviación Estándar	Valor Máximo	Valor Mínimo	Rango
Cloruro (mg/l)	3.3898	0.4730	4.741639	2.4370627	2.3045762
Nitrato (mg/l)	3.5603	0.6963	5.414653	2.2661152	3.1485373
Sulfato (mg/l)	5.3747	0.2725	5.846355	4.8761066	0.9702489
Bicarbonato (mg/l)	225.5117	6.0311	233.51	193.4	40.11
Calcio (mg/l)	50.7337	1.6802	52.132444	41.296406	10.836038
Magnesio (mg/l)	13.5143	0.1622	14.214143	13.279509	0.9346336

5.6 Procesamiento de datos

Con el fin de analizar conjuntamente los datos obtenidos tanto de iones mayoritarios como de parámetros fisicoquímicos se procedió a realizar diferentes tipos de diagramas y una gráfica de Índice de Saturación (IS), con esto conocer el comportamiento del agua, clasificarla, determinar su origen y evolución. Con ayuda del interpolador IDW (Ponderación de Distancia Inversa por sus siglas en inglés) por medio de la herramienta ArcGis se realizaron los cálculos automatizados para poder interpretar zonas de entrada del flujo subterráneo.

5.6.1 Diagrama de Piper

Este gráfico propuesto por Piper (1944) es conocido como un sistema de referencia ternario compuesto de dos triángulos equiláteros a los costados, cada uno representa la composición aniónica y catiónica, en cada vértice se representa el 100% de cada ion como son: SO_4^{2-} , Cl^- y HCO_3^- para los aniones y Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^{2+} + \text{K}^+$ para los cationes, ambos en meq/L. Los datos de los diagramas triangulares se proyectan en un rombo central en donde se obtiene la composición del agua, las familias resultantes pueden ser:

- Sulfatada cálcica
- Sulfatada magnésica
- Sulfatada sódica
- Clorurada cálcica
- Clorurada magnésica
- Clorurada sódica

- Bicarbonatada sódica
- Bicarbonatada cálcica
- Bicarbonatada magnésica

Con los resultados obtenidos, en algunas ocasiones es posible reflejar las variaciones provocadas por la presencia de mezclas, precipitaciones, disoluciones, procesos de intercambio iónico que están ocurriendo en el comportamiento del agua (Figura 21), es decir, visualizar la evolución hidrogeoquímica del agua (Appelo, 2004).

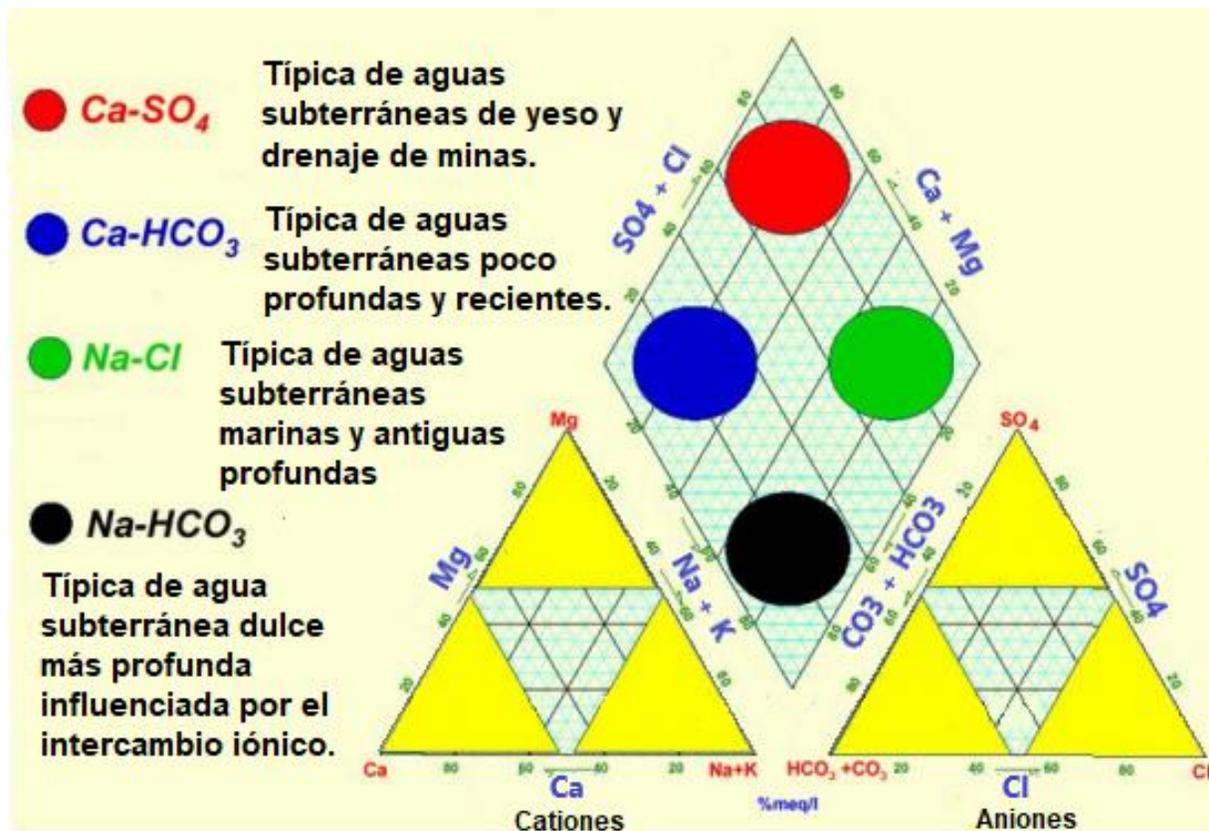


Figura 21. Diagrama de Piper, campos de tipos de agua y su interpretación. Modificada de Lilo, 2007.

5.6.2 Diagrama de Stiff

El diagrama de Stiff es un sistema de referencia, que representa mediante un polígono la composición química de un cuerpo de agua. Su estructura consiste de tres ejes horizontales cortados perpendicularmente por un cuarto que da origen a seis escalas en donde se grafican las concentraciones de cationes (Na^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+}) del lado izquierdo, unidos por estas rectas con sus aniones (Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^-) del lado derecho. Todos los ejes horizontales están a la misma escala (lineal) y las concentraciones están dadas en meq/l (Figura 22). Este tipo de grafico es apropiado para situarlo sobre un mapa, en donde es posible visualizar la disposición espacial de las familias hidrogeoquímica (Stiff, 1951).

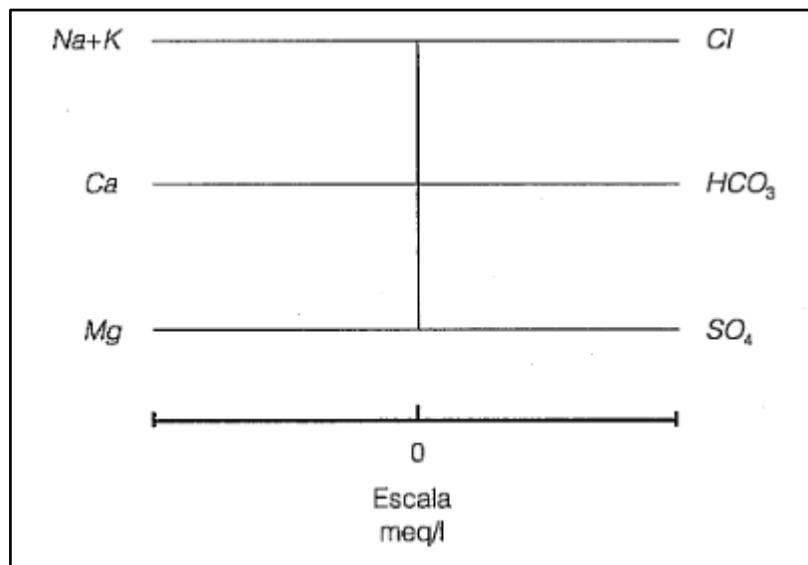


Figura 22. Construcción del diagrama general de Stiff (Davies y De Wiest, 1966). Tomado de Carreón et al., (1995).

5.6.3 Diagrama de Gibbs

A fin de explicar los procesos geoquímicos que controlan la composición química del agua, Gibbs (1970) elaboró 5 diagramas que representan una dispersión semilogarítmica, los cuales permiten observar el efecto del enriquecimiento de Na^+ y Ca^{2+} en los sólidos totales disueltos y permite establecer conjeturas respecto a posibles interacciones o procesos químicos que se están llevando a cabo en cuerpos de agua superficiales. En él se grafican los sólidos totales disueltos (STD) en función de la relación catiónica $(\text{Na}^+ + \text{K}) / (\text{Na}^+ + \text{K} + \text{Ca}^{2+})$ y aniónica $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ de las muestras de agua. El Ca^{2+} se caracteriza por representar cuerpos de agua dulce y a su vez el Na representa los cuerpos de agua con alta salinidad. Los tres factores que intervienen en la composición química del agua superficial y subterránea son: lluvia (en el dominio de precipitación e infiltración), proceso de intemperismo (interacción agua-roca) y el dominio de evaporación–cristalización (parámetro temperatura como factor).

En la Figura 23 se plasman los mecanismos encargados de controlar las composiciones químicas de los distintos tipos de agua en la superficie de la Tierra. En el flanco izquierdo, la zona de control de la precipitación se encuentra al final de una serie, mientras su extremo opuesto está compuesto por aguas que tienen como fuente dominante sales disueltas las rocas y suelos de sus cuencas.

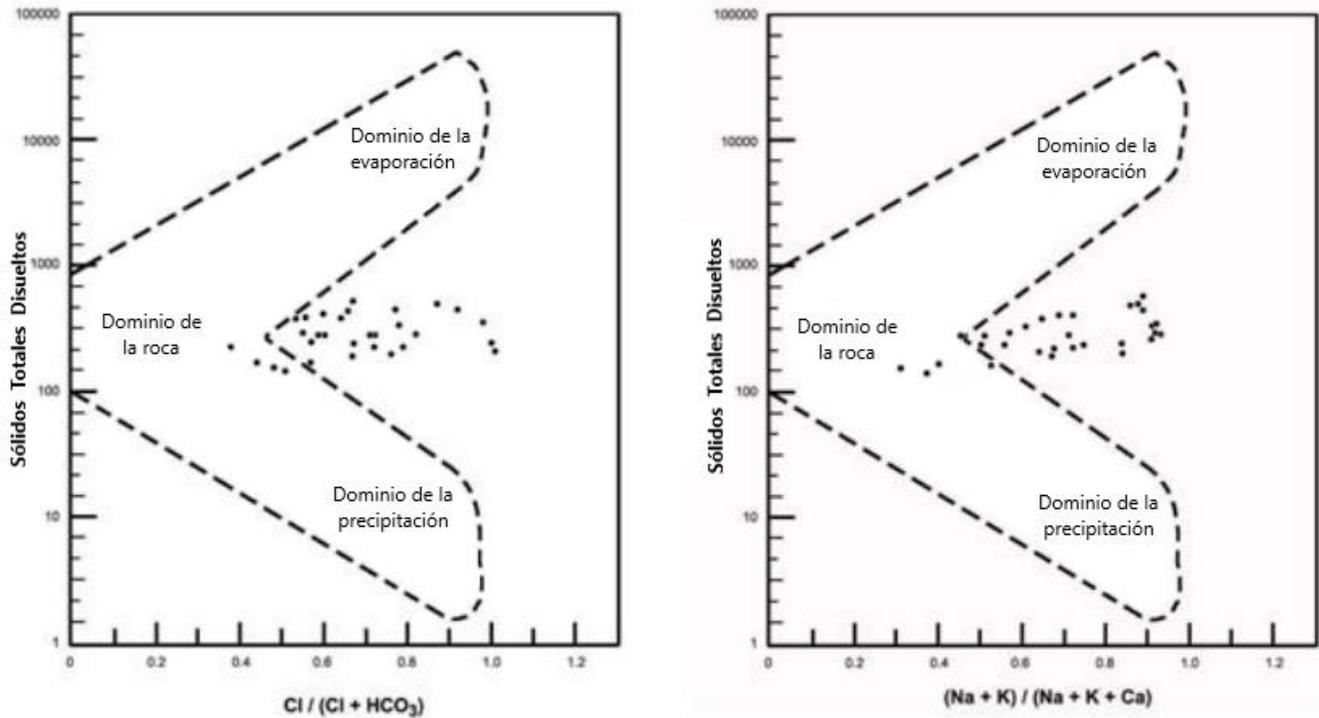


Figura 23. Ejemplo de Diagrama de Gibbs (Tomado de Najjaraju et al., 2014).

Esta agrupación define el segundo mecanismo que controla la química del agua a escala global, así como su interacción con las rocas. Las aguas de esta zona se encuentran cercanas al equilibrio con los materiales en sus cuencas. Sus posiciones dentro de este grupo dependen del relieve y el clima de cada cuenca y de la composición del material en cada cuenca. En el extremo inferior izquierdo se muestra el tercer mecanismo, la cristalización fraccionada por evaporación, la cual abarca desde el grupo de miembros ricos en Ca (agua dulce), hasta el miembro terminal opuesto, rico en Na (agua salada) (Gibbs, 1970).

5.6.4 Diagrama de Schoeller

Este diagrama busca explicar la evolución del agua en un área en específico (zona NE), compara los valores de los iones mayoritarios de los puntos de muestreo 13-19 (Figura 18) los cuales corresponden al lago San José, con el de un trabajo realizado anteriormente por Olea (2015) en los puntos de muestreo 18 y 19 (Figura 10), correspondiente a agua subterránea somera en aluviones. Este gráfico se basa en valores logarítmicos verticales (eje de las ordenadas), donde se grafican las concentraciones de los iones de interés, permitiendo visualizar rápida y fácilmente los máximos y mínimos de cada ion (Figura 24). Su ventaja es que se pueden analizar varias muestras de un mismo lugar para cumplir con el objetivo de comprender la evolución hidrogeoquímica de la zona (Schoeller, 1962).

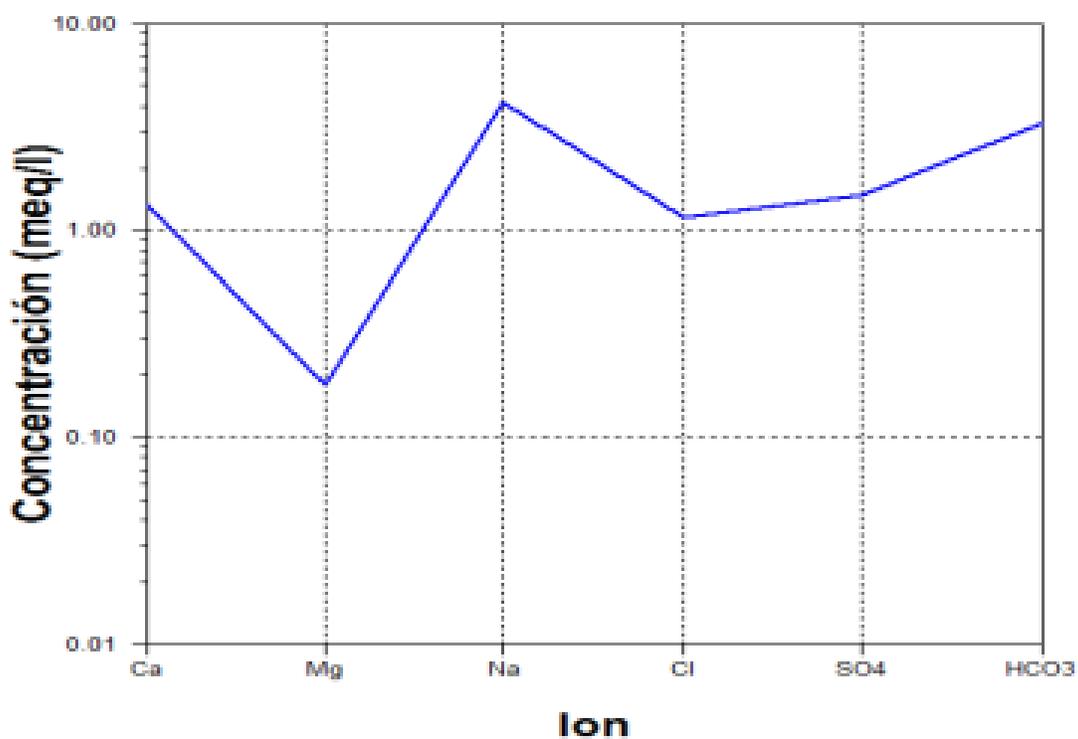


Figura 24. Diagrama de Schoeller.

5.6.5 Índice de Saturación

Es una medida termodinámica de la tendencia de precipitación de un mineral, lo que permite obtener la saturación de un fluido respecto al mineral en cuestión, expresada de forma logarítmica.

$$SI_i = \log_{10} \left(\frac{Q_i}{K_i} \right)$$

Donde Q_i es el producto de la actividad iónica y K la constante de solubilidad en equilibrio de una fase mineral. Cuando el valor de índice es igual a cero ($IS = 0$) se denota una condición de equilibrio, cuando el valor de índice es mayor que cero ($IS > 0$) se interpreta que existe una sobresaturación del mineral que indica que la precipitación es termodinámicamente favorable y el tercer posible caso es cuando el valor índice es menor que cero ($IS < 0$) interpretado como una subsaturación, es decir la disolución es termodinámicamente favorable.

Para este parámetro se utilizó el Programa PHREEQC versión 3.7.2 a través de la interfaz Notepad++. El cual mediante concentraciones de los iones mayoritarios y datos termodinámicos conocidos (como ΔG , ΔH , o K_s), incluidos en la base de datos del programa fue posible calcular los grados de sobresaturación, equilibrio o subsaturación de las diferentes fases minerales en las muestras recolectadas.

5.6.6 Interpolaciones

Con el fin de reconocer las zonas de mayor concentración de iones mayoritarios para así inferir una entrada subterránea principal, se llevaron a cabo interpolaciones mediante la técnica IDW, la cual estima el valor de una variable desconocida a través de la

ponderación inversa de la distancia a los valores aledaños conocidos. De esta forma los valores de la variable que estén más cerca de la ubicación sujeta a predicción, tendrán mayor peso o influencia en el cálculo del valor de predicción que aquéllos que están más lejos.

6. Resultados

6.1 Diagrama de Piper

Todas las muestras obtenidas tienden a una misma clasificación de agua con diferencias imperceptibles gráficamente (Figura 25). Los cationes muestran una dominancia de aguas cálcicas mientras que los aniones abundan las bicarbonatadas. Por ende se puede decir que la clasificación de agua en el lago es bicarbonatada cálcica y/o magnésica, esto indica claramente, que el agua interactúa con materiales calcareos.

El punto de muestreo 22, expresado como “P22” en la Figura 25 es el único perceptible, ya que este se sobrepone al resto. Basándonos en la Figura 21, el agua presente en el lago, es de reciente infiltración, cae dentro de la clasificación del agua de lluvia, es decir se trata de agua dulce.

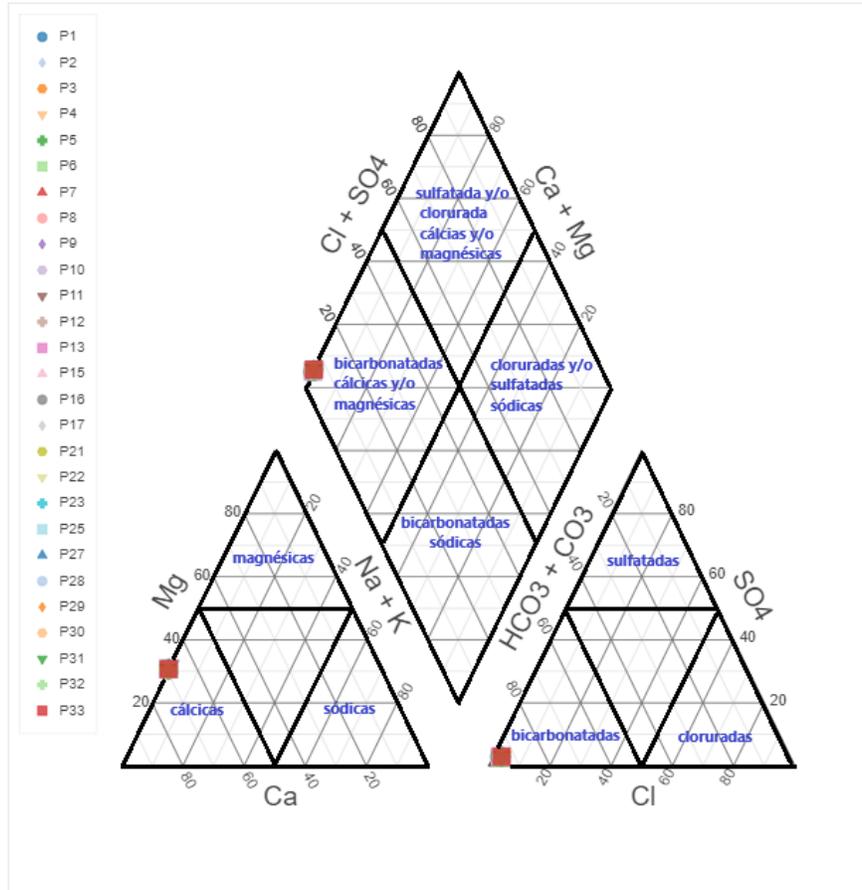


Figura 25. Diagrama de Piper (1944).

6.2 Diagramas de Stiff

El diagrama de Stiff muestra los resultados en forma de polígonos. Los resultados obtenidos de todas las muestras de agua son similares, por lo que las diferencias gráficamente son casi imperceptibles, indicando que las diferencias químicas son muy pequeñas. En la porción superior los datos inician con un valor casi nulo tanto en cationes como aniones, acercándose a la parte media hay un incremento del ion calcio y en la sección inferior el polígono crece significativamente hacia los aniones en donde se encuentra el bicarbonato.

Se escogieron dos gráficos que representan los valores más extremos (punto 19 y punto 1; Figura 26) de los sitios colectados en el perímetro del lago.

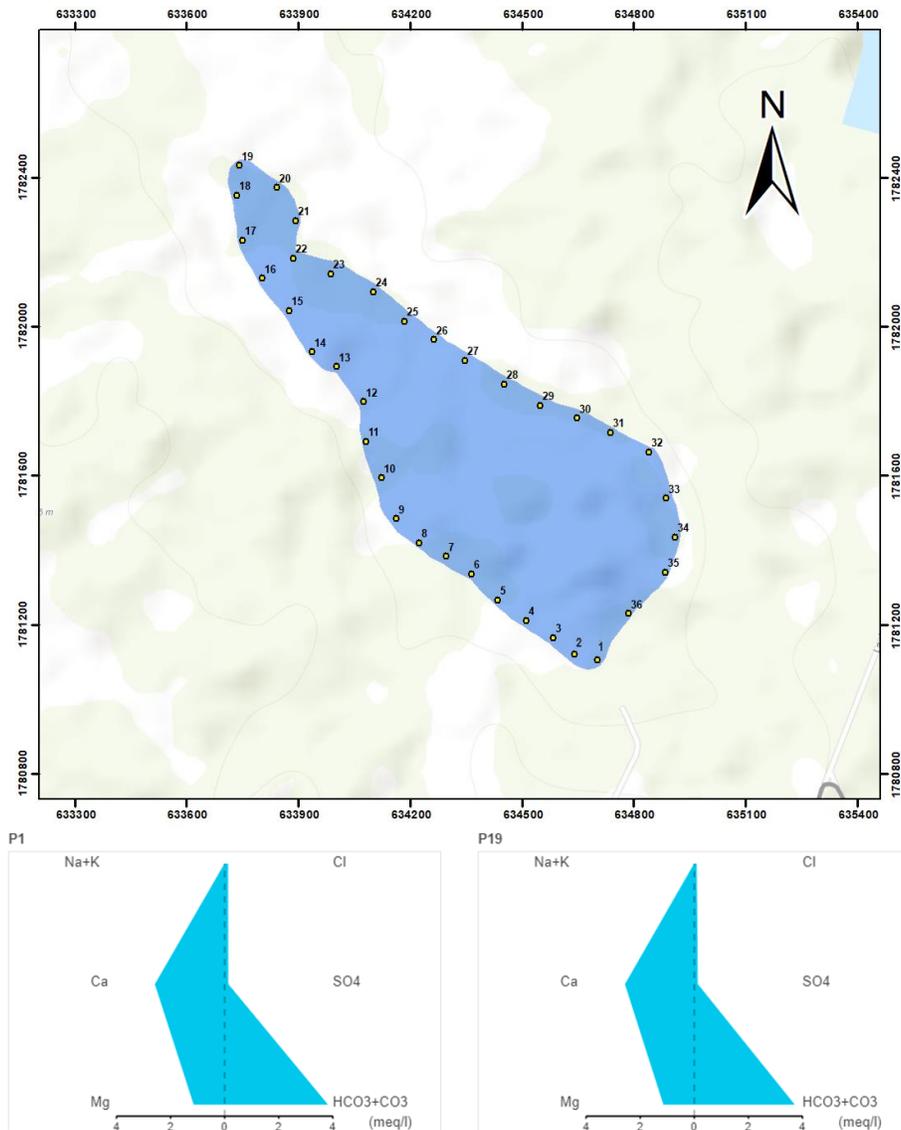


Figura 26. Diagramas de Stiff de los puntos de muestreo 1 y 19 (Stiff, 1951).

6.3 Diagramas de Gibbs

Al momento de graficar los datos de STD vs $Cl^- / (Cl^- + HCO_3^-)$ y $(Na^+ + K^+) / (Na^+ + K^+ + Ca^{2+})$, se encontró que los procesos geoquímicos que controlan la composición química

del agua en la zona de estudio tienen una fuerte influencia de las rocas cercanas calizas y dolomías, es decir la interacción agua roca se encuentra predominando (Figura 27 y Figura 28).

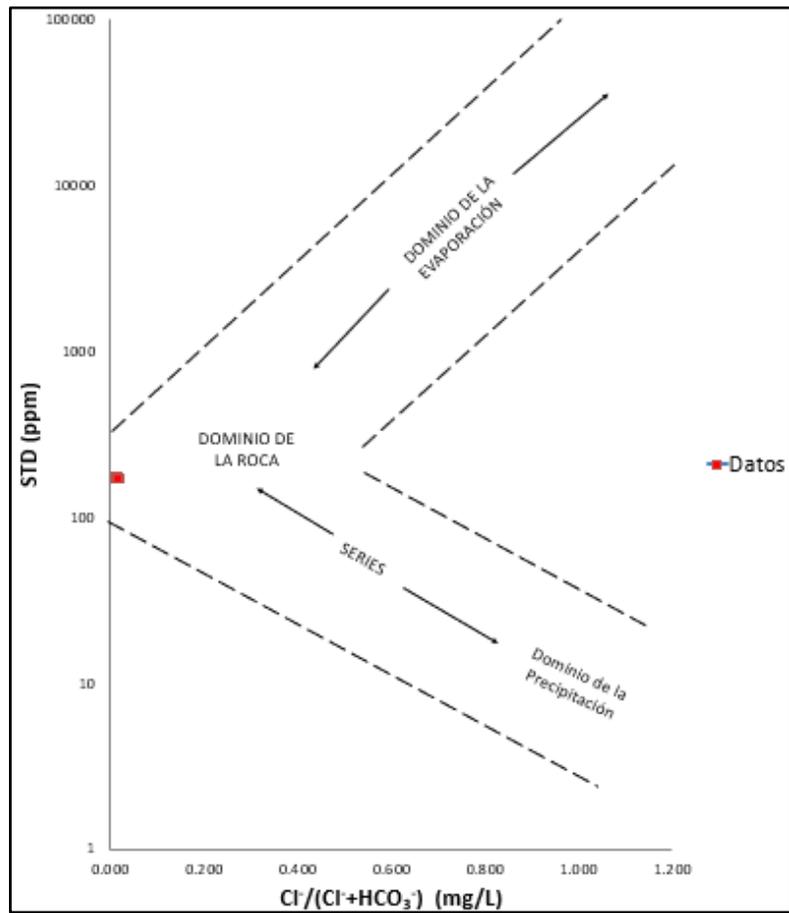


Figura 27. Diagrama de Gibbs, relación de Sólidos Totales disueltos – Cl^- y HCO_3^- .

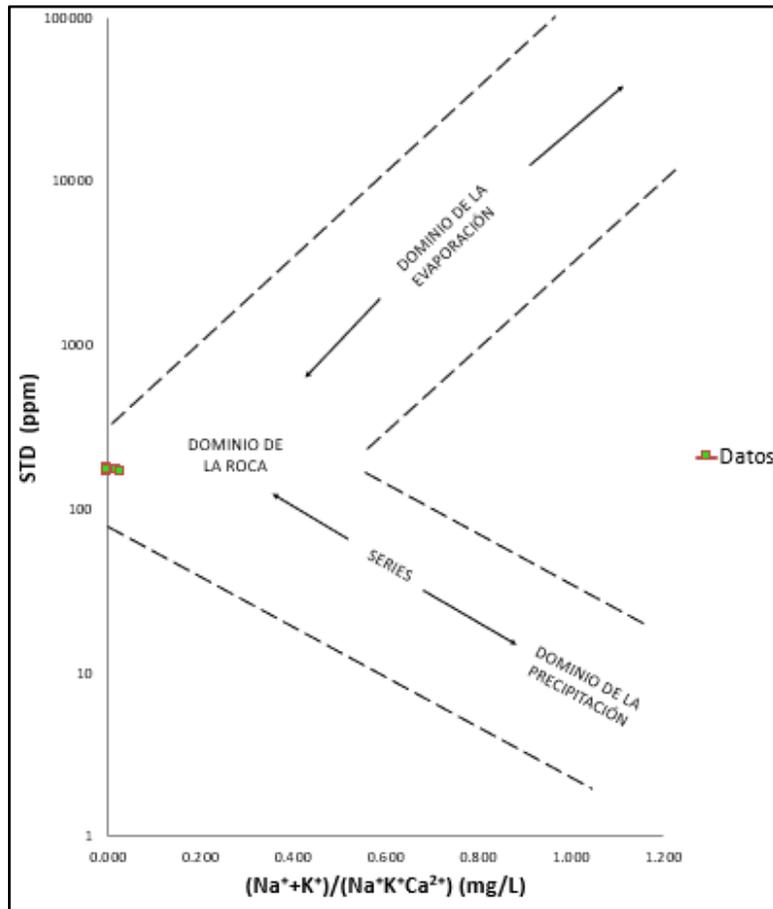


Figura 28. Diagrama de Gibbs, relación de Sólidos Totales Disueltos – Na^{2+} , K^{+} y Ca^{2+} .

6.4 Arreglos espaciales

6.4.1 Cloruro

La interpolación del cloruro muestra una reducción del contenido de esta sal de forma gradual (Figura 29). En la parte sur del lago se obtuvieron las concentraciones más altas, específicamente en los puntos de muestreo 2 y 4, disminuye gradualmente por todo el lago hacia el norte con los valores más bajos.

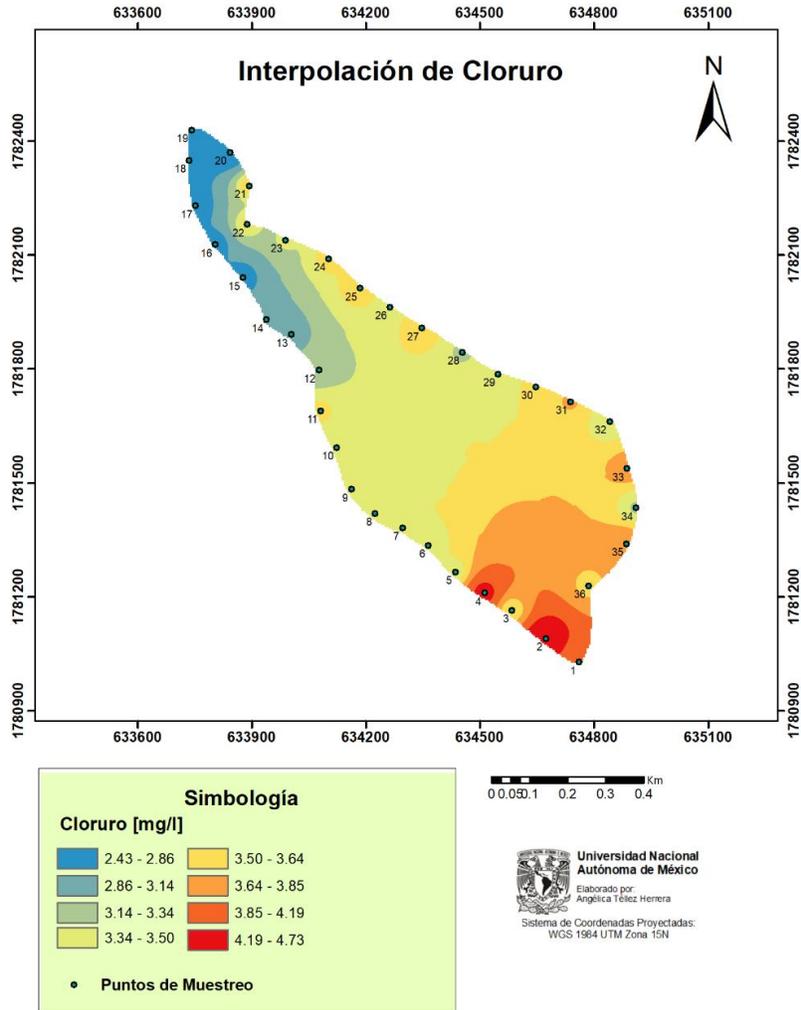


Figura 29. Interpolación del ion Cloruro.

6.4.2 Bicarbonato

De los rangos obtenidos (Tabla 15), podemos notar que el valor más bajo de bicarbonato (mg/l) se encuentran al SE del lago, en el punto 34, seguido de los puntos 35 y 36, al norte el 18 y al NE el 24; mientras que los más altos se localiza a lo largo de la sección que va S – SW, abarca los puntos 1 a 7 y un caso aislado el punto 11. El resto del lago está dominado por valores intermedios (Figura 30). En este mapa se plasman los valores

con la desviación estándar más alta (6.0311), en comparación con el resto de los iones (Tabla 16).

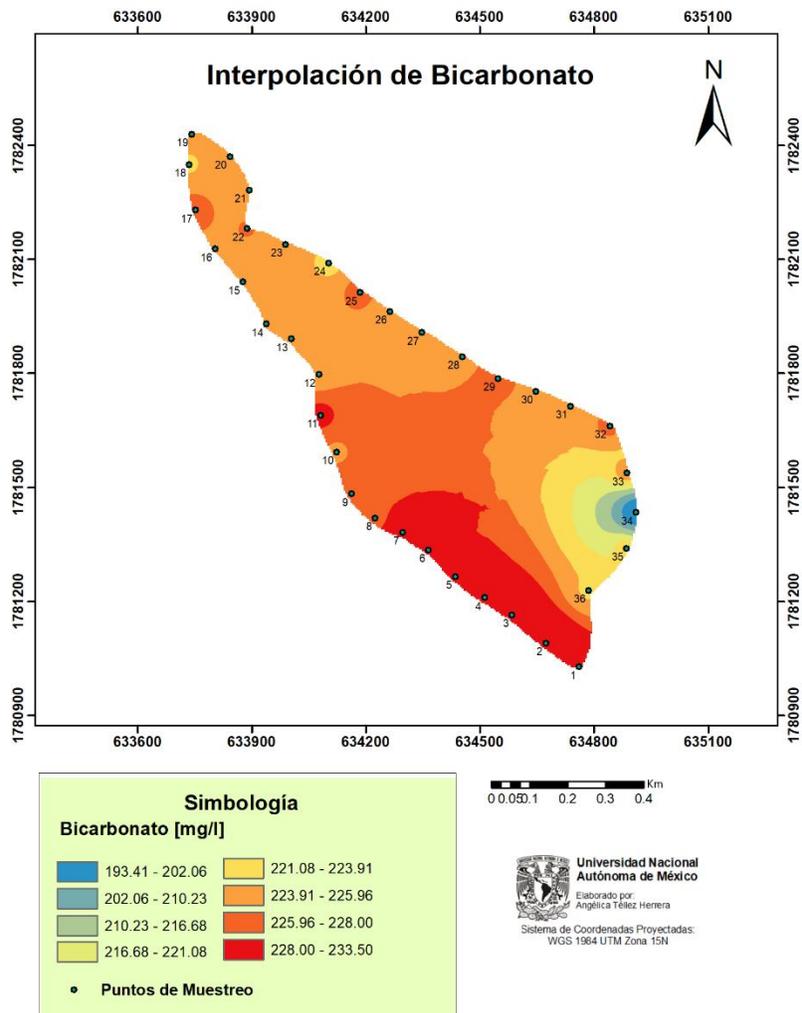


Figura 30. Interpolación del ion Bicarbonato

6.4.3 Nitrato

Para el caso de los nitratos, el mapa de interpolación muestra un comportamiento contrario, las concentraciones mayores se localizan al SE del lago, en los puntos de muestreo 30, 32 y 33, mientras que secciones aisladas de la periferia al poniente cuentan con los valores más bajos, así como al sur (Figura 31) y un caso aislado al SE en el punto 34. Cabe resaltar que la variación de concentración de mg/l para los nitratos es de 3.147, con una media de 3.5603 mg/l y desviación estándar de 0.6963 (Tabla 16).

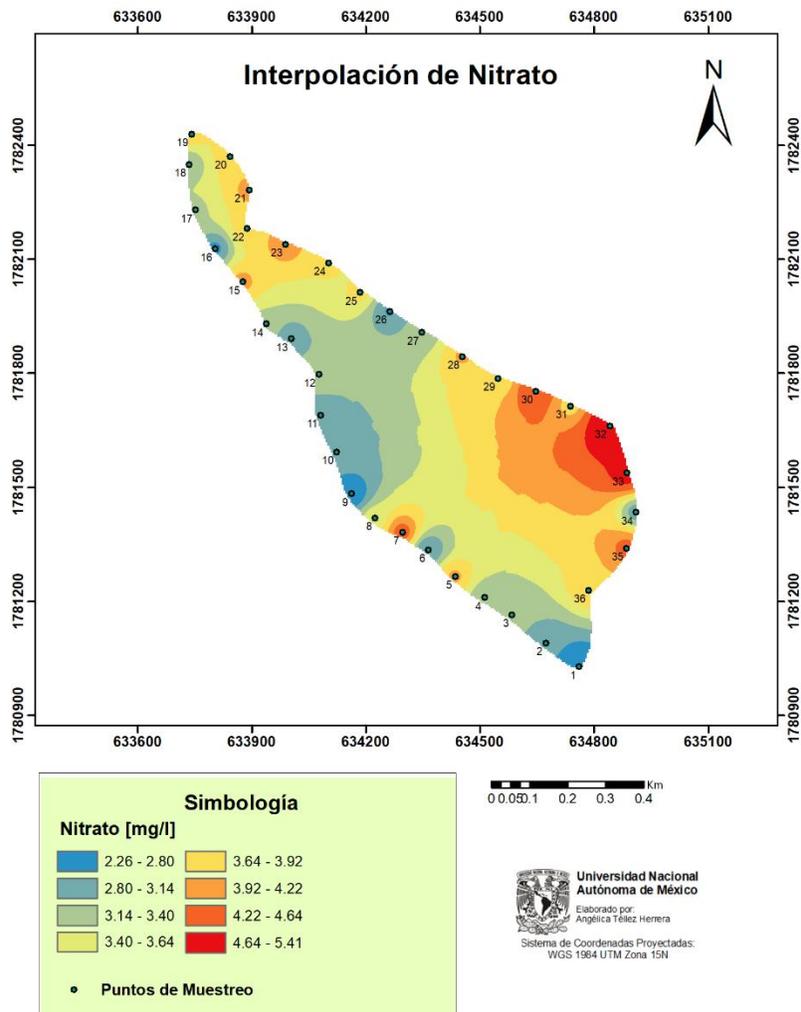


Figura 31. Interpolación del ion Nitrato.

6.4.4 Sulfato

En la Figura 32 podemos observar que los valores a lo largo de la periferia del lago, no aparentan tener una tendencia de acumulación en gran cantidad, ya que la variación de la menor concentración con la mayor es de 0.97 mg/l (Tabla 16). Sin embargo, en la sección oriente del lago existen mayor abundancia de valores altos que bajos.

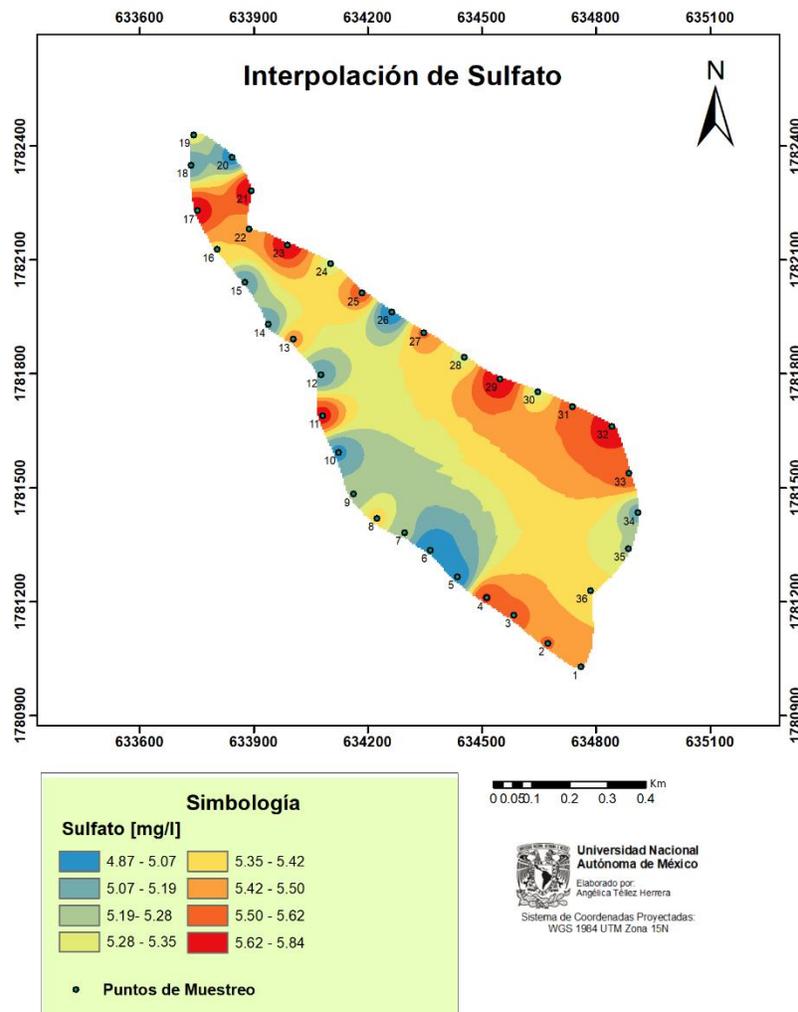


Figura 32. Interpolación del ion Sulfato.

6.4.5 Calcio

Los valores más altos se encuentran agrupados en tres secciones; al sur del lago (puntos 1-5, 35 y 36), en el flanco oriente (puntos 29-32) y puntos 14, 22-24. El norte del lago y su porción media registra valores intermedios; mientras que en el punto de muestreo 34 se obtuvo el valor más bajo (Figura 33). La desviación estándar para este caso fue de 1.6802 (Tabla 17).

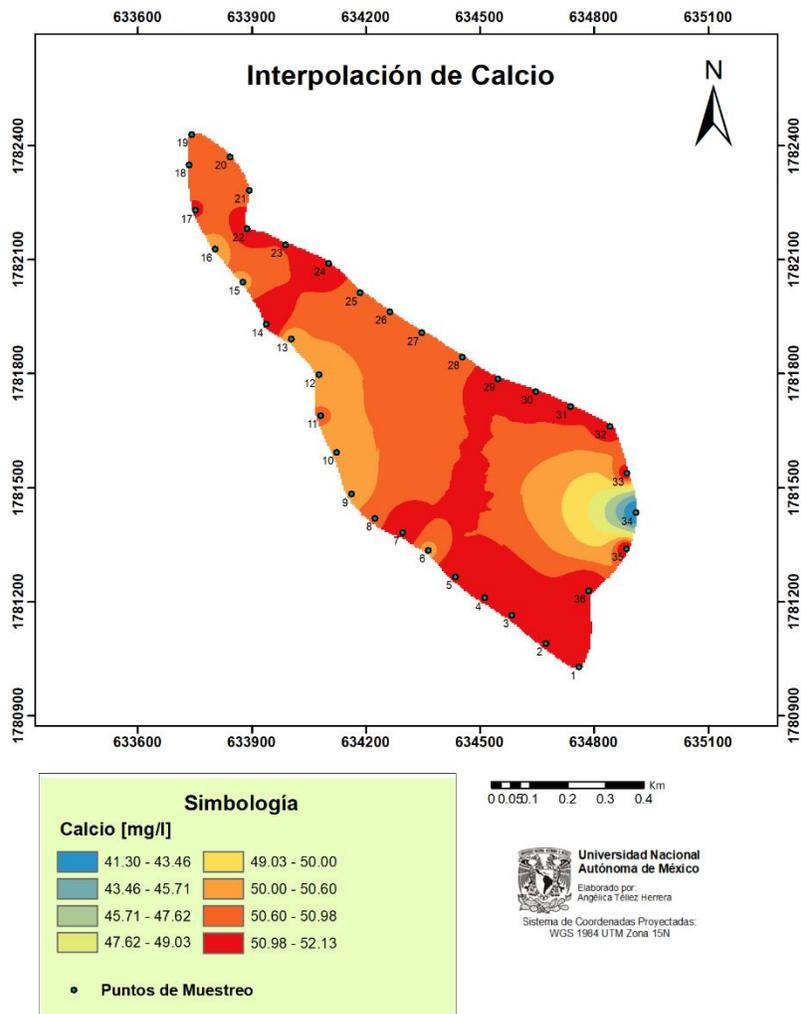


Figura 33. Interpolación del ion Calcio.

6.4.6 Magnesio

Se pueden encontrar diversos valores en toda la periferia (Figura 34). La concentración más alta se encuentra en el flanco poniente en el punto de muestreo 11, los restantes de esa misma porción albergan en su mayoría valores bajos. Encontramos dos agrupaciones de valores intermedios en los sitios 27-30 y 33-35.

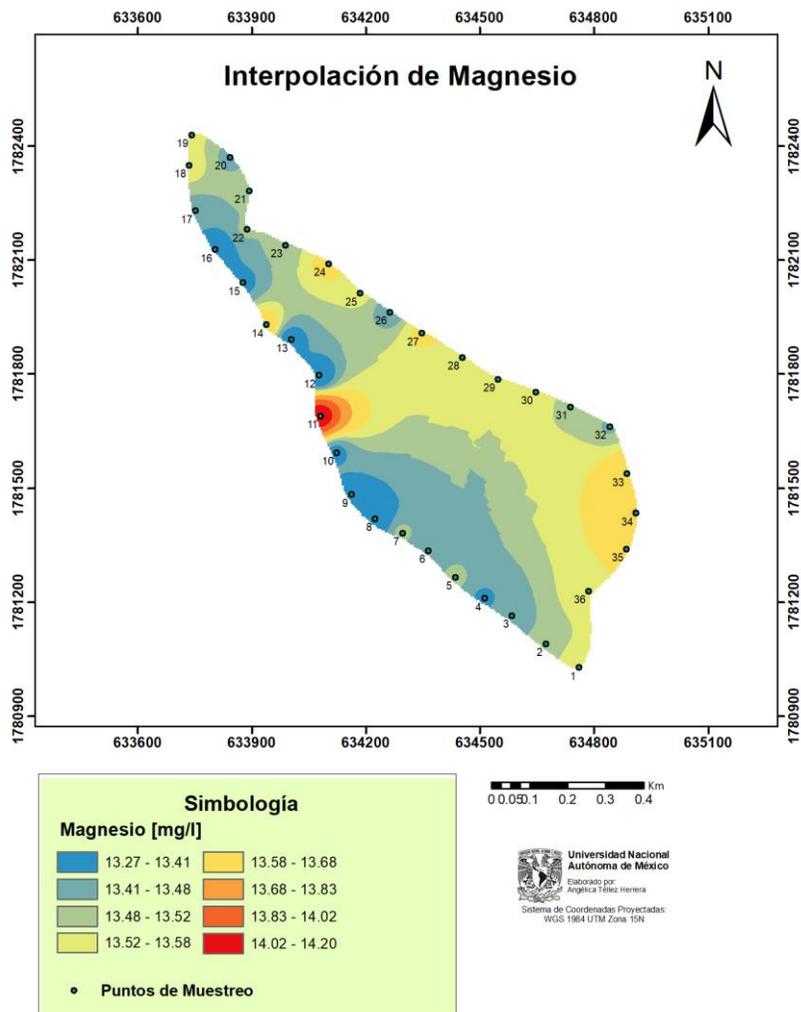


Figura 34. Interpolación del ion Magnesio.

6.4.7 Conductividad Eléctrica (CE)

La zona SW del lago alberga concentraciones de los valores más altos (puntos de muestreo 3-7) y un caso aislado en el sitio 13, mientras que la porción media del lago (puntos de muestreo 8-12 y 26-28) contiene concentraciones bajas y otro caso aislado en el sitio 1 con las mismas condiciones (Figura 35).

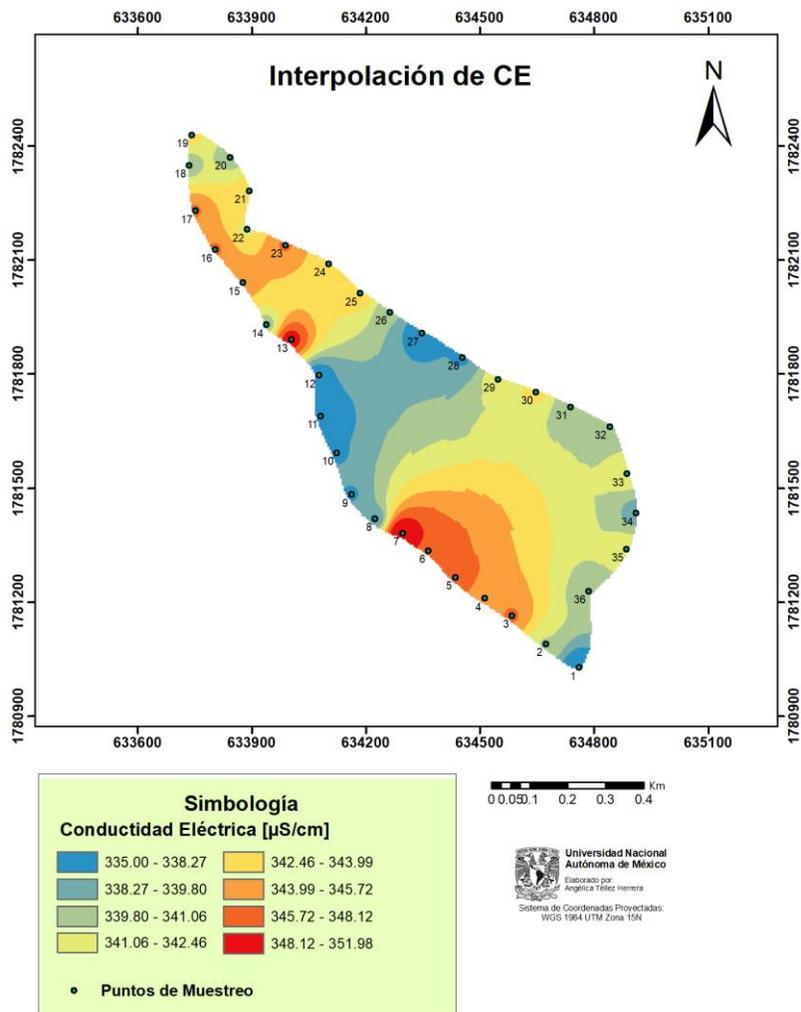


Figura 35. Interpolación de Conductividad Eléctrica.

6.4.8 Sólidos Totales Disueltos (STD)

La zona SW del lago alberga los valores más altos de forma concentrada (puntos de muestreo 3 y 5-7), mientras que el sitio 1 y la porción media del lago (puntos de muestreo 8-12, 27-29, 31 y 34) contiene concentraciones bajas. La punta Norte del lago alberga valores intercalados (Figura 36).

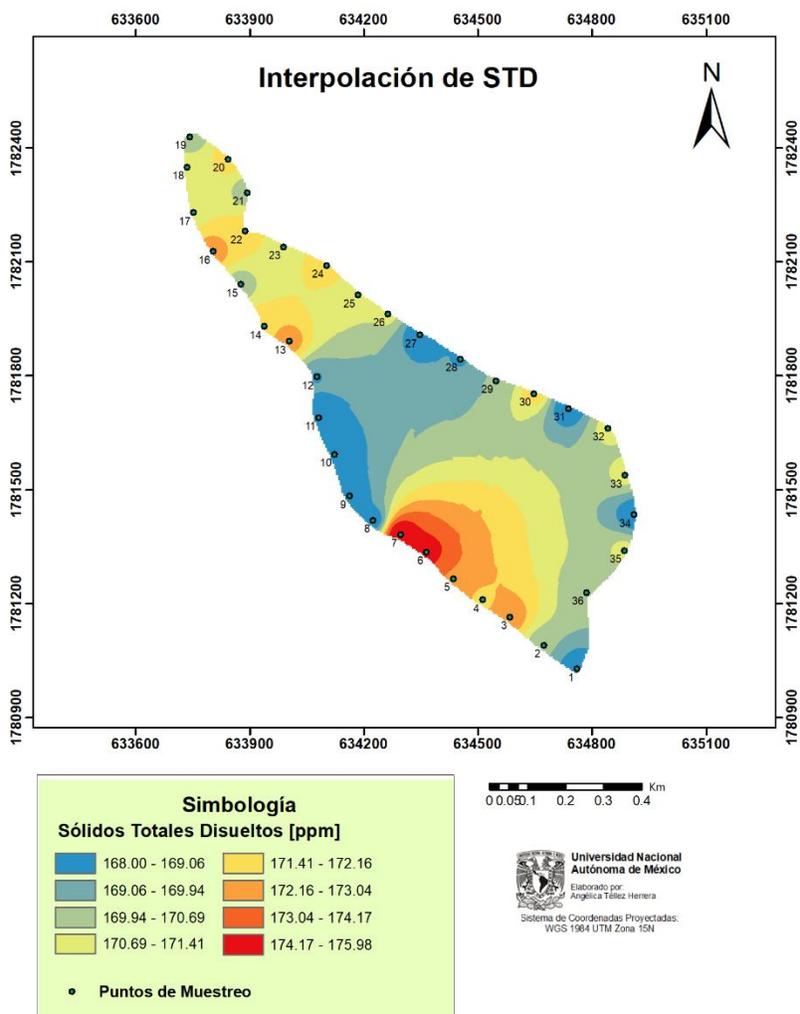


Figura 36. Interpolación de Sólidos Totales Disueltos.

6.4.9 Potencial de Hidrogeno (pH)

Al igual que el cloruro, se aprecia una clara gradación de los valores (Figura 37). La zona SW del lago alberga los valores más bajos de forma concentrada (puntos de muestreo 5-9), mientras que la parte más sur (puntos de muestreo 2 y 4) contiene los más alto. Todo el flanco Oriente contiene valores intermedios.

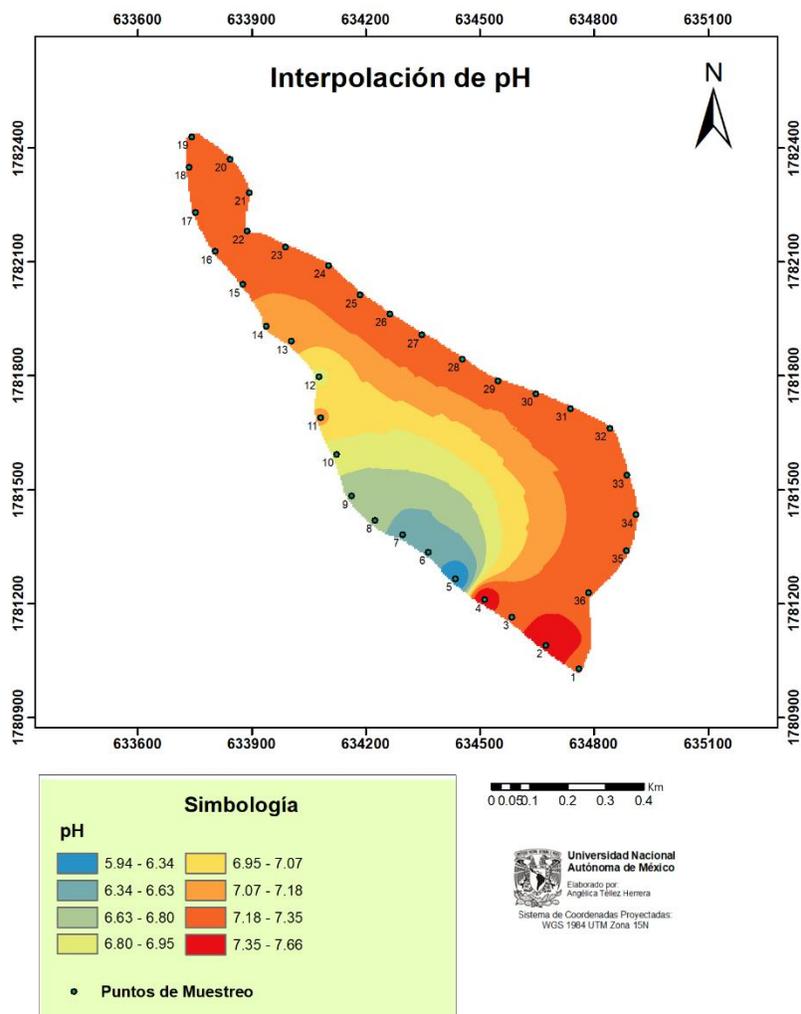


Figura 37. Interpolación de pH.

6.4.10 Temperatura

La concentración de los valores altos se encuentra agrupados al Norte y en sitios aislados en la sección sur del lago (puntos de muestreo 1 y 7), mientras que algunos valores bajos se localizan agrupados en el flanco oriente del punto de muestreo 25 y 27-31. Los valores más bajos se ubican en los puntos 4,5 y 8 (Figura 38).

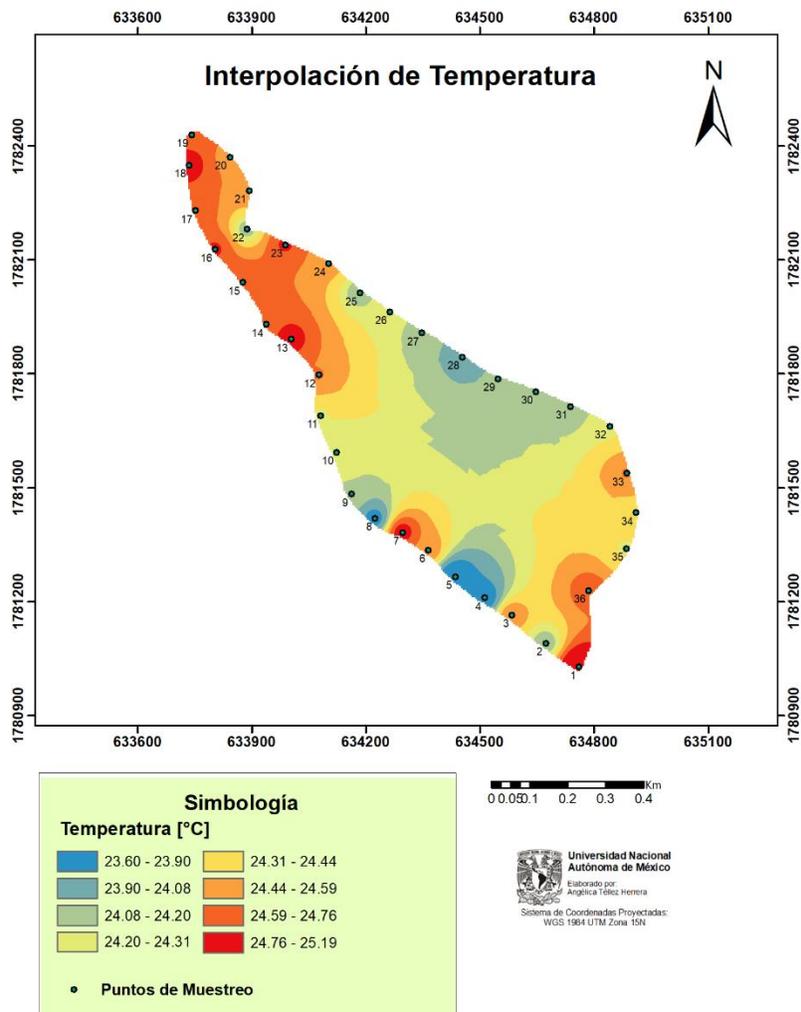


Figura 38. Interpolación de Temperatura.

6.5 Índice de saturación

Los puntos de muestreo 2 y 4 presentan índices de saturación mayores a 0 para los minerales calcita, aragonita y dolomita. Los puntos 1,3,14,16,17, 21-23, 27-33 se encuentran muy cerca del valor 0 para los minerales de calcita y aragonita, es decir próximos al equilibrio (Tabla 18). Los minerales más subsaturados son el yeso y la anhidrita. Los valores más bajos de dolomita y calcita están en el punto de muestreo 5 (Figura 39).

Tabla 18. Valores de IS para los puntos de muestreo.

	Anhidrita	Aragonita	Calcita	CO ₂	Dolomita	Yeso	H ₂ O
1	-3.22	-0.22	-0.08	-1.92	-0.39	-2.92	-1.50
2	-3.23	0.15	0.30	-2.32	0.35	-2.91	-1.53
3	-3.22	-0.22	-0.10	-1.91	-0.45	-2.91	-1.51
4	-3.22	0.04	0.18	-2.23	0.12	-2.90	-1.54
5	-3.28	-1.58	-1.44	-0.59	-3.12	-2.96	-1.54
6	-3.28	-0.98	-0.82	-1.20	-1.88	-2.97	-1.51
7	-3.24	-1.02	-0.88	-1.13	-2.00	-2.93	-1.51
8	-3.24	-0.73	-0.58	-1.46	-1.41	-2.92	-1.53
9	-3.25	-0.87	-0.73	-1.32	-1.68	-2.94	-1.52
10	-3.27	-0.61	-0.47	-1.58	-1.17	-2.96	-1.52
11	-3.22	-0.42	-0.28	-1.75	-0.77	-2.90	-1.52
12	-3.26	-0.61	-0.46	-1.58	-1.16	-2.95	-1.51
13	-3.23	-0.43	-0.29	-1.74	-0.81	-2.92	-1.51
14	-3.26	-0.30	-0.16	-1.88	-0.55	-2.95	-1.51
16	-3.23	-0.26	-0.12	-1.92	-0.47	-2.93	-1.52
17	-3.20	-0.31	-0.16	-1.86	-0.56	-2.89	-1.51
21	-3.27	-0.33	-0.19	-1.85	-0.62	-2.96	-1.52
22	-3.23	-0.33	-0.18	-1.85	-0.61	-2.92	-1.52
23	-3.20	-0.25	-0.10	-1.93	-0.44	-2.89	-1.51
25	-3.22	-0.22	-0.80	-1.94	-0.39	-2.91	-1.50
27	-3.23	-0.25	-0.11	-1.94	-0.45	-2.92	-1.53
28	-3.23	-0.27	-0.13	-1.92	-0.49	-2.91	-1.53
29	-3.21	-0.29	-0.15	-1.89	-0.54	-2.89	-1.53
30	-3.24	-0.28	-0.13	-1.91	-0.50	-2.93	-1.53
31	-3.23	-0.26	-0.11	-1.93	-0.46	-2.91	-1.53
32	-3.21	-0.25	-0.11	-1.93	-0.45	-2.89	-1.52
33	-3.21	-0.28	-0.14	-1.90	-0.50	-2.91	-1.51

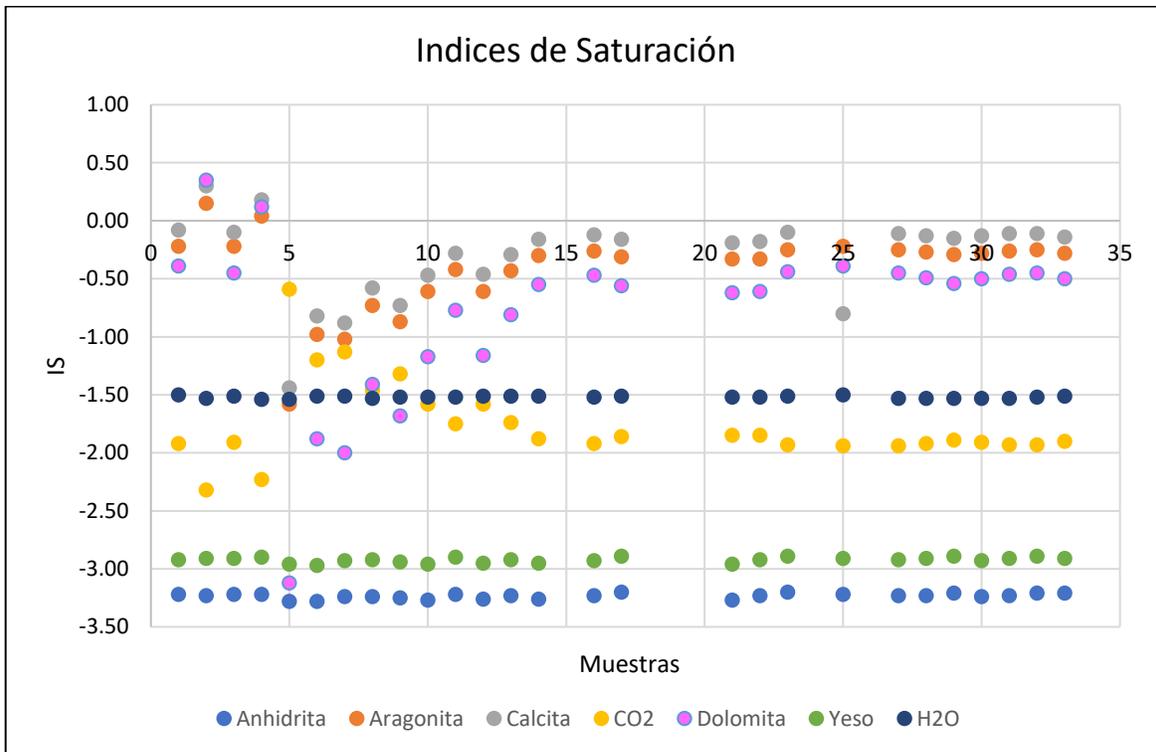


Figura 39. Gráfica de IS de los puntos de muestreo.

6.6 Diagrama de Schoeller

Podemos observar 3 tipo de relaciones entre los iones al comparar ambos trabajos realizados, el de Olea (2015) y este estudio (Figura 40). 1) Muy estrecha, la de los nitratos, los cuales se conjuntan en un mismo lugar, con concentraciones muy similares. 2) El calcio, los bicarbonatos y lo sulfatos tienen valores muy similares con poca variación entre sí y 3) El cloruro y el magnesio presentan mayores diferencias entre sus concentraciones, aunque estas no son tan grandes.

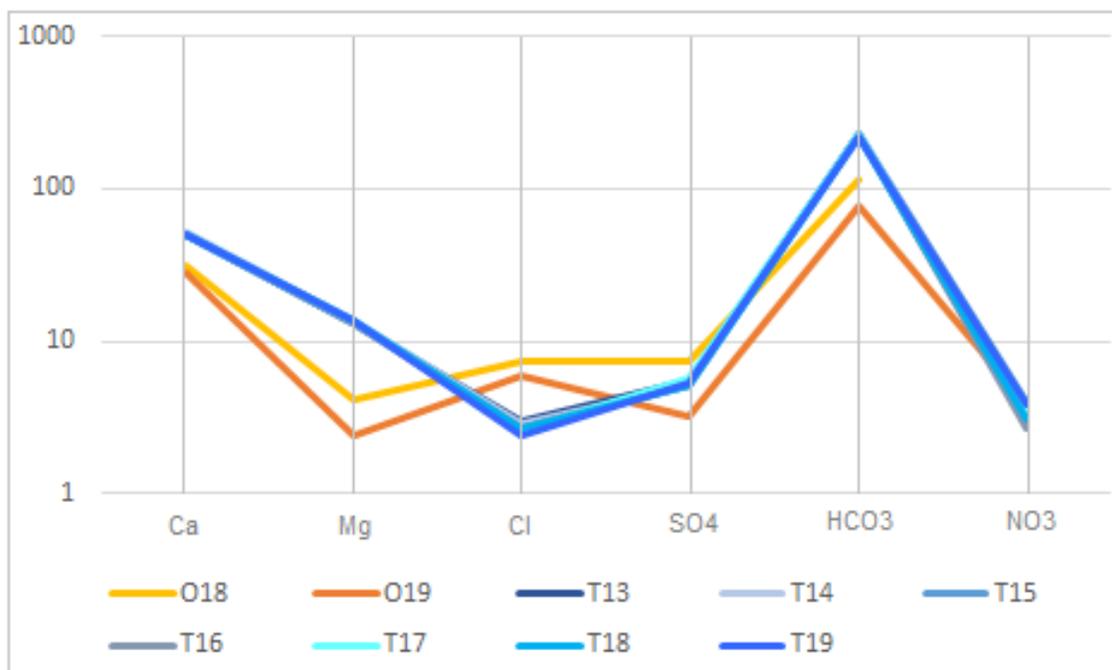


Figura 40. Diagrama de Schoeller (1962). Los elementos en colores naranjas (O18 y O19) corresponden al trabajo de Olea (2015). Los elementos en colores azul (T13 - T19) corresponden al presente trabajo.

6.7 Gráfica comparativa Nitratos -Sulfatos

Con el fin de indagar si existe una correspondencia entre los nitratos y sulfatos que pueda indicar que su presencia se deba a actividades antropogénicas por el uso de fertilizantes, se realizó un diagrama de dispersión de estos dos iones (Figura 41). Como resultado se puede apreciar que solo en ciertos valores existen correlaciones entre los compuestos, estos fueron los puntos de muestreo 7, 30, 32, 33 y 35.

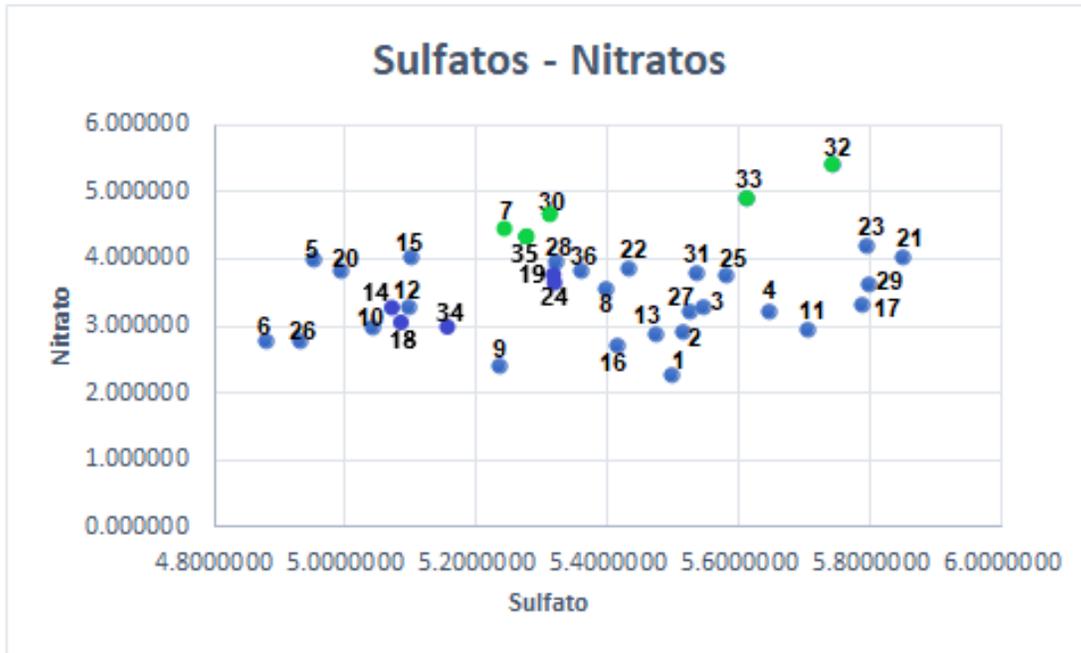


Figura 41. Diagrama de Sulfatos y Nitratos. En verde los puntos donde hay una correlación entre los nutrientes.

7. Discusión

Para la interpretación de los primeros resultados se agruparon los mapas obtenidos de las interpolaciones, en donde se puede apreciar de una forma mas clara su análisis.

Como se menciona en la hipótesis se cree que el flujo de agua subterránea puede entrar por medio de dos mecanismos o una combinación de estos mismos, el primero de una forma directa por medio de una falla existente, en la zona S-SW del lago y la segunda por medio de un frente de flujo en el relleno aluvial. En el mapa de Fallas Inferidas (Figura 14) se puede observar que la proyección de una de estas, ubicada al SE, atraviesa una sección del lago San José, entre los puntos de muestreo 1-3 y 16-18, de igual forma esta

proyección interseca con las zonas más profundas del lago San José, de acuerdo con la batimetría reportada por Alcocer et al. (2016) (Figura 4).

La concentración de los STD es la suma de todos los minerales, metales y sales disueltos en el agua, por lo que ahí se refleja el contenido de los iones presentes en el estudio. El agua subterránea tiende a acumular los STD (entre otros elementos) durante la trayectoria que ésta recorra y aumenta progresivamente. Esto puede favorecer la hipótesis de que existe un aporte de entradas subterráneas, sitio donde se localizan altos valores de estos compuestos.

En la Figura 42a se puede apreciar que la zona donde se concentran los valores más altos de STD están en los puntos de muestreo 3 y 5-7. Las flechas muestran la dirección en la que el flujo probablemente se desplaza dentro del lago, llegando hasta el área donde se encuentra la desembocadura (Figura 5), es decir en una dirección SE-NW. El caso es muy similar para la CE (Figura 42b), ya que los STD son directamente proporcional a la conductividad eléctrica, donde al igual se observa la concentración de los valores más altos en la misma sección (punto 3-7).

La interpolación de pH (Figura 42c), muestra que a pesar de tener un patrón un poco diferente, donde es más notoria la gradación de los valores, confirma que las entradas subterráneas se dan por la zona S-SW continuando su flujo hacia en Norte para desembocar en lagos aledaños por medio del arroyo del lago San José (Figura 5).

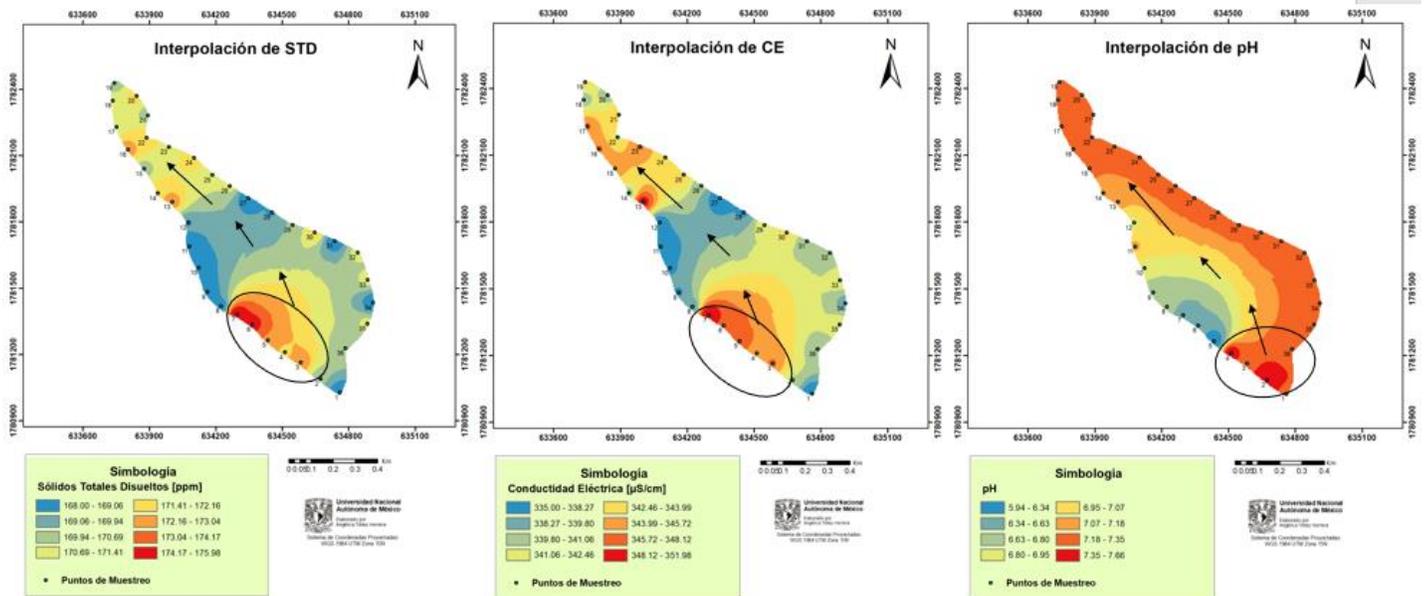


Figura 42. (a) Arreglo espacial de la interpolación de los STD, (b) arreglo espacial interpolación de la CE, (c) arreglo espacial de la interpolación del pH. Las formas de flechas y óvalos indican las zonas donde se infiere una entrada de agua subterránea.

Se observa el mismo caso para el cloruro, bicarbonato y calcio (Figura 43), de igual forma se asume que la entrada subterránea principal es en la zona S-SW del lago, esto con base en su alta concentración iónica (mg/l).

La temperatura es otro factor que nos ayuda a confirmar la interpretación, los puntos de muestreo 4, 5 y 8 concentran las temperaturas más bajas, que como se sabe se espera que el flujo subterráneo ingrese a una temperatura inferior que el resto del sistema. La bibliografía obtenida sobre la temperatura ambiente del día de muestreo nos indica que el rango reportado fue de 24.1 a 24.8 °C. Por lo que dichos puntos de muestreo mencionados se encuentran debajo de estos parámetros. Las variaciones presentes en el resto del mapa corresponden al cambio de temperatura del ambiente conforme transcurría el trabajo de campo.

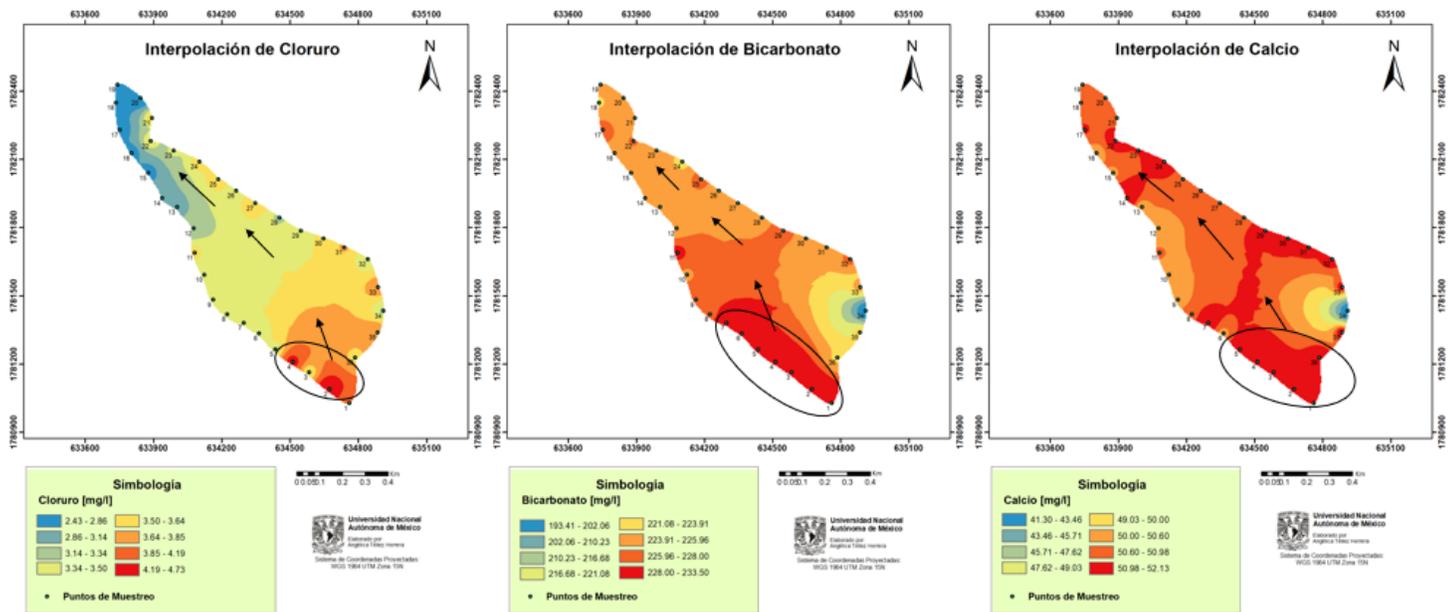


Figura 43. (a) Arreglo espacial de la interpolación del cloruro, (b) arreglo espacial interpolación del bicarbonato, (c) arreglo espacia de la interpolación del calcio. Las formas de flechas y óvalos indican las zonas donde se infiere una entrada de agua subterránea.

Al analizar la configuración del magnesio, que a pesar de tener un comportamiento diferente, se llegó a la conclusión de que debido al rango de valores que este presenta, el cual es muy pequeño (Tabla 17) se asume que la fuente de origen del magnesio, transportado por el flujo subterráneo, es casi homogénea con el lago. Es por esto que no se refleja una entrada subterránea principal.

En los resultados de IS (Figura 39), se puede analizar que los puntos de muestreo 2 y 4 presentan una sobresaturación en los minerales dolomita, calcita y anhidrita. Un fenómeno interesante es que en los puntos donde hay subsaturación la calcita se encuentra sobre las dolomitas (más cercano a cero) esto puede ser interpretado como que el agua viaja más tiempo a través de calcitas que dolomitas. Pero una vez precipitados ambos minerales (como en el caso de los puntos de muestreo 2 y 4) se

observa una concentración similar entre ellos e inclusive mayor para la dolomita en el punto 2. Esta situación puede también indicar la presencia de agua subterránea entrando al sistema, ya que cuando circula, su oxígeno disminuye por efecto de reacciones químicas producidas a causa de la interacción con la litología presente y una vez interactuando con el exterior, se vuelve a enriquecer con este elemento (debido a su abundancia atmosférica), dando paso a precipitaciones como en este caso lo son la calcita, dolomita y aragonita.

Los últimos dos casos son los de los sulfatos y nitratos, ambas interpolaciones presentan un patrón diferente al de los anteriormente analizados. Como se puede apreciar en la Tabla 15, los rangos de valores para los sulfatos son de 4.8 a 5.8 mg/l y el de los nitratos de 2.2 a 5.4 mg/l, donde el último de estos se encuentran por debajo del límite máximo permisible según la NOM-127, que es de 10 mg/l. Con estos resultados se llegó a la incógnita de cual podría ser el origen de ambos compuestos. Olea (2015) menciona que pueden provenir de diversas fuentes, una de ellas es la agricultura ya que ciertos fertilizantes empleados en la zona tienen sulfatos y nitratos en su composición. La segunda relacionada únicamente con los nitratos son las fosas sépticas de la zona, esto debido a que según el “Plan de Gestión de la Cuenca del Río Grande-Lagunas de Montebello, Chiapas-México” de CONAGUA (2009), en esta región el 57.4% de las viviendas habitadas no cuentan con servicio de drenaje. Por último se pueden asociar los sulfatos con los cristales de yesos reportados por Olea (2015).

Existen diversos estudios asociados a la presencia de NO_3^- en zonas kársticas; Eugercios (2013) con el fin de analizar el ciclo del nitrógeno en un ambiente kárstico, utilizando como herramienta el análisis de isótopos estables, encontró que los valores

inferiores a 10 mg/l pertenecientes a zonas no agrícolas, están asociados al contenido de materia orgánica del suelo. Mas tarde con el objetivo de proporcionar información significativa sobre el flujo y la dinámica de nutrientes, Husic et al. (2019) analizaron 22 estudios en zonas kársticas para clasificar en que medio de transporte se encontraba el NO_3^- en mayor concentración , ya sea en flujo rápido o en flujo lento. Obtuvieron que 18 de estos (82%) se concentraban en su mayoría en vías lentas. Como resultado de su objetivo de estudio, utilizando modelaciones numéricas, concluyen que las zonas kársticas retrasan temporalmente los flujos de N, donde menos del 25% de NO_3^- es exportado por dichos sistemas. Smith et al. (2020), analizaron el efecto del uso de la tierra en el agua subterránea en un acuífero kárstico, obtuvieron valores de NO_3^- de 2.5 hasta 14 mg/l, los más bajos corresponden a zonas no agrícolas. De igual forma concluyen que dichos valores tienen un origen natural del suelo, es decir no se le atribuye a la actividad agrícola de la zona.

Por otra parte diversos autores han concluido que las tasas mas elevadas de los procesos de desnitrificación suceden proximos a las zonas de descarga. Geyer et al. (1992) demostraron que existe un elevado potencial de desnitrificación en las zonas de descarga de un acuífero en Pullman (Washington, EEUU), explicando porque el nivel freático próximo a la superficie favorece la presencia de materia orgánica (Starr & Gillham, 1989; Starr & Gillham, 1993). Tesoreiro et al. (2000) encontraron en el acuífero de Abbotsford-Sumas que el proceso de desnitrificación se produce en la zona de descarga del agua subterránea en una zona adyacente a un arroyo, debido a las condiciones anaerobias existentes en las zonas ribereñas. McClain et al. (2003) hallaron que la desnitrificación ocurre principalmente en las zonas de convergencia entre el agua

subterránea y la superficial cuando interactúan con un sustrato, como por ejemplo los márgenes y zonas hiporreicas de ríos, arroyos y humedales.

La semejanza de las condiciones del lago San José a la de los trabajos mencionados, permite hacer una comparación respecto al origen de los NO_3^- . Las bajas concentraciones de NO_3^- , la poca variación que hay entre ellas y un ubicación relativamente alejada a las zonas donde se concentra la agricultura (Figura 45), hace posible relacionar el origen de NO_3^- a la materia orgánica presente en el suelo. Otra posibilidad es que debido a las mismas condiciones, estén sucediendo procesos de desnitrificación por tratarse de agua superficial que funciona como zona de descarga del sistema subterráneo y por encontrarse en un terreno con granulometría fina, esto debido a que las bacterias desnitrificantes requieren de la presencia de un medio anaerobio para transformar las formas oxidadas del nitrógeno (NO_3^- , NO_2^-) en formas reducidas como óxido nitroso (N_2O) o nitrógeno molecular (N_2), que es gaseoso. Los estados de anoxia se ven acentuados en el agua intersticial de los sedimentos en la interfase agua-sedimento (Eugercios, 2013). A la vez el largo tiempo de residencia del agua en los poros freáticos podría conducir a la desnitrificación neta (Heffernan et al., 2012), que como se reportó por Olea (2015) el valor estimado de la conductividad hidráulica más próximo conocido es de 10^{-6} a 0.1 m/d, tratándose de flujo subterráneo muy lento.

Debe tomarse en cuenta que dichos estudios asocian a su vez la abundancia de NO_3^- en los flujos lentos, esto conlleva a deducir que probablemente exista una contaminación debido a actividades antropogénicas pero aun no se hayan manifestado debido a que se localizan dentro del flujo del sistema subterráneo.

Para complementar se llevo a cabo un diagrama de dispersión de ambos nutrientes (Figura 41) con el fin de analizar su posible relación, plasmando en los mapas de interpolaciones las secciones con una correspondencia (Figura 44). Los valores obtenidos con una correlación pueden indicar un mismo origen en el caso de que fueran por actividades antropogénicas (fertilizantes) a comparación de los que no tienen una correspondencia, donde se puede tratar de fosas sépticas para los nitratos y cristales de yeso para los sulfatos.

En el resultado se obtuvo que los puntos de muestreo 7,30, 32, 33 y 35 que se encuentran encerrados en verde en la Figura 44 tienen una correlación. Por otro lado la gran mayoría de la porción poniente no presentan una correspondencia (óvalos rojos).

Cabe mencionar que a pesar de que este trabajo se enfoca en identificar el flujo subterráneo principal, siempre existiran aportes secundarios debido al carácter kárstico de la zona, es por esto que los aportes estan sucediendo en diferentes partes del perímetro del lago.

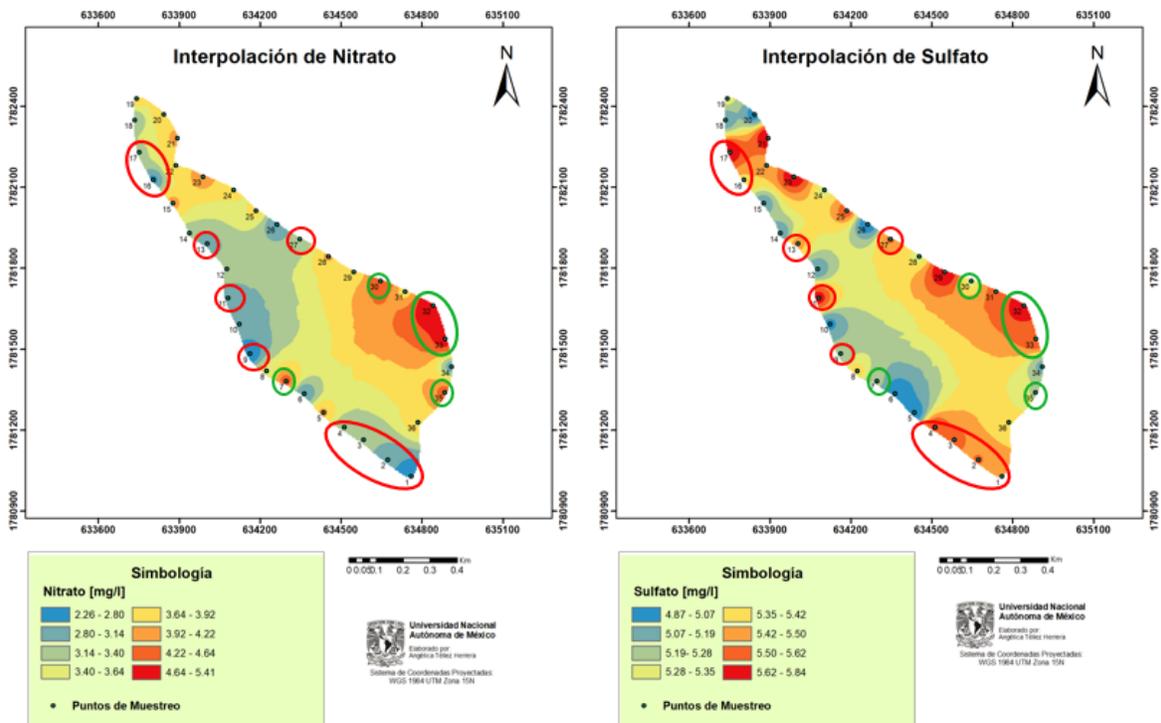


Figura 44. Interpolación de nitratos y sulfatos, en verde se indican las concentraciones iónicas que guardan una relación entre ambos y en rojo donde no existe una correspondencia.

Con lo anterior se concluye que el mecanismo de ingreso al sistema del lago se da por medio del tercer escenario planteado, una combinación del flujo subterráneo somero localizado en los aluviones y a través de una posible falla existente, cumpliendo así con la hipótesis propuesta. El primero de estos se justifica debido a las características de la variación espacial de la composición química, que indica un aporte de agua de reciente infiltración. Del mismo modo al prolongar las líneas de flujo calculadas por Olea (2015) (Figura 45) se infiere cual sería la dirección de ingreso al lago, las cuales corresponden a lo plasmado en ciertas interpolaciones que representan la entrada principal del flujo subterráneo. Por último, se cree que el segundo escenario es posible debido a la puntual presencia de minerales precipitados en el extremo Sur del lago (de su eje mayor), que

corresponde con la posible falla inferida que a su vez se relaciona con la batimetría de la zona (Figura 4 y Figura 39).

Es posible que ambos medios por los cuales el agua subterránea ingresa se crucen ya que se encuentran conviviendo.

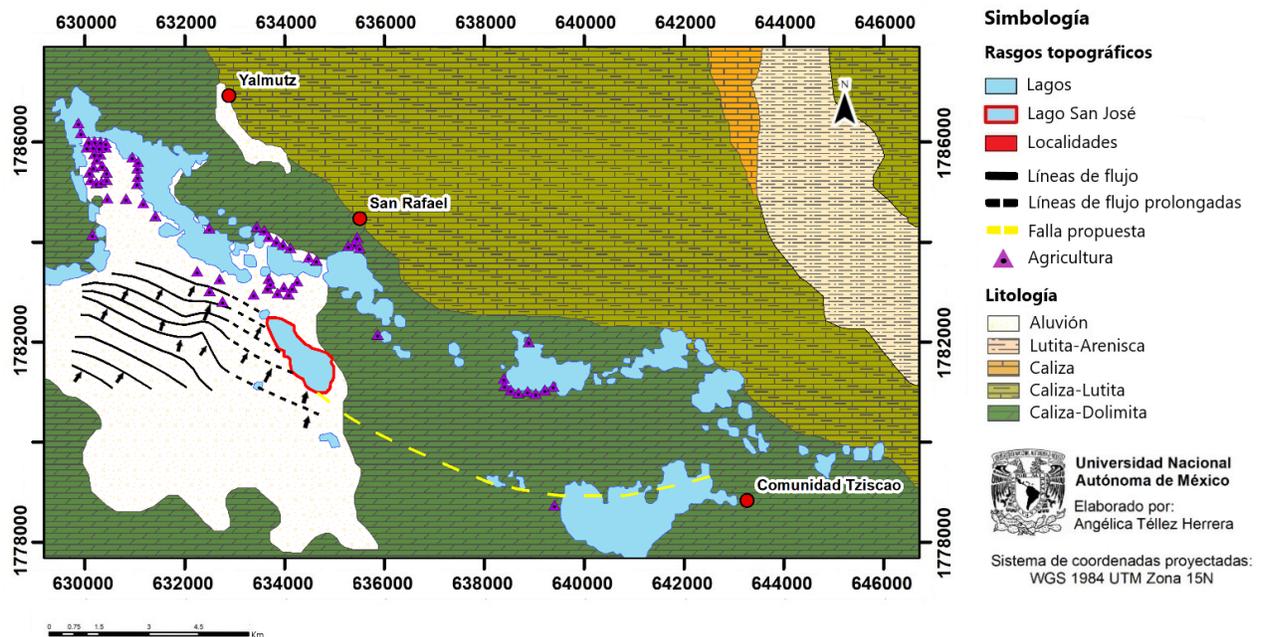


Figura 45. Proyección de red de flujo hacia el lago San José. Modificado de Durán-Calderón (2013), datos tomados de Olea (2015) y CONAP-SEMARNAT (2007).

Respecto a los resultados del diagrama de Schoeller (Figura 40) que busca relacionar hidrogeoquímicamente una porción de agua del lago San José con un estudio previo (Olea 2015) enfocado a agua subterránea somera localizada en depósitos recientes de la zona, se tiene que los resultados pueden estar influenciados por la diferencia de temporada en que se tomaron los datos. El del presente trabajo fue terminando la época

de estiaje, mientras que Olea (2015) realizó su muestreo a finales de la temporada de lluvia.

El Cl⁻ en temporada de lluvias se encuentran en concentraciones mayores en el agua subterránea, esto se le puede atribuir a que las precipitaciones acarrear consigo el ion Cl⁻ en su estructura química. Para el caso del NO₃⁻ y el SO₄²⁻ pareciera que se encuentran en concentraciones iónicas similares en ambas zonas, pero teniendo en cuenta esta diferencia estacional se asume que en temporada de estiaje el agua subterránea somera presenta una concentración mayor de estos iones debido a que no se encuentran disueltos en grandes volúmenes de agua.

Tomando en cuenta las condiciones de granulometría arcillosa y niveles freáticos someros de los 3 puntos de muestreo del agua somera subterránea, Olea (2015) clasificó a dichos puntos con un proceso predominante de desnitrificación, esto corresponde a una de las teorías propuestas en el presente trabajo, del comportamiento de los nutrientes en el lago San José.

8. Conclusiones y Recomendaciones

- Los procesos geoquímicos que controlan la composición química del agua superficial del lago están dados por la litología presente, calizas y dolomías, es decir la interacción agua roca.
- La clasificación del agua del lago San José, determinada por medio del diagrama de Piper, es bicarbonatada cálcica y/o magnésica. Lo cual indica que se trata de un agua de reciente infiltración.

- La mayoría de las altas concentraciones de iones mayoritarios y parámetros fisicoquímicos coinciden en una misma zona, por lo que se asume que la entrada subterránea principal se encuentra en la porción S-SW del lago.
- Es posible que el mecanismo de entradas de flujo al lago sea por medio de una combinación de un flujo subterráneo somero en aluviones y de forma directa por medio de una falla inferida.
- El origen de nutrientes sulfatos y nitratos, puede tener diversos orígenes: fuentes naturales del NO₃ debido a la materia orgánica presente en el suelo, uso de fertilizantes en la agricultura (nitratos y sulfatos), fosas sépticas (nitratos) y cristales de yeso (sulfatos).
- Se recomienda realizar un muestreo una vez al año en la misma temporada, con una mayor densidad de puntos de muestreo incluyendo a lo largo del eje máximo del lago que atraviesa SE-NW, para ver las variaciones tridimensionales del lago.
- Para conocer la variación estacional, es recomendable realizar el estudio en una temporada distinta, para así no tener duda de la inferencia de entrada del flujo subterráneo y comparar la evolución de la química del agua.
- Se recomienda realizar un estudio sobre isótopos estables, principalmente de $\delta^{15}\text{N}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ya que es una herramienta útil para identificar las fuentes de contaminación por nitratos en ecosistemas acuáticos.
- Lo más recomendable sería realizar este estudio en el resto de los lagos que se encuentran en la zona de planicie, para así conocer su interacción con el sistema subterráneo que forma parte de ese conjunto de lagos y compararla con una red de flujo de agua subterránea.

Referencias

- Alcocer, J., Oseguera, L.A., Sánchez, G., González, C.G., Martínez, J.R., (2016). Bathymetric and morphometric surveys of the Montebello Lakes, Chiapas. *Journal of limnology*, 75(ss1), 56-65.
- Alcocer, J., Oseguera, L.A., Ardiles, V. S, Mora, L., Prado, B. (2018). Sediment characteristics of 18 tropical, karst lakes in Chiapas, Mexico. 6to Simposio Internacional de Manejo de Sedimentos San Cristóbal de Las Casas, Chiapas, México junio 19-23, 2018 (p. 77).
- Andreani, L., & Gloaguen, R. (2016). Geomorphic analysis of transient landscapes in the Sierra Madre de Chiapas and Maya Mountains (northern Central America): implications for the North American-Caribbean-Cocos plate boundary. *Earth Surface Dynamics*, 4(1), 71
- Antigüedad, I., Morales, T., Uriarte J. (2007). Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra. Los acuíferos kársticos. Casos del País Vasco. PP. 325.
- Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2004). *Geochemistry, groundwater and pollution*. CRC press.
- Bahena Bahena J. (2014) Cartografía temática de la Cuenca Hidrográfica del Sistema Lagunar de Montebello, Chiapas, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra Taxco el Viejo Guerrero. Universidad Autónoma de Guerrero. PP. 1-73.
- Bakalowicz, M. (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology journal*, 13(1). PP. 148-160.
- Bakalowicz, M. (2004). The epikarst, the skin of karst. Jones, WK, Culver, DC and Herman, J.(Eds.). Pp. 16-22.
- Campa, M., Coney, P. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in México. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 20 (6). PP. 1040-1051.
- Carreón, C., Ramírez, J., & Vega, M (1995). Aplicación del diagrama de Stiff como herramienta geoquímica en la exploración geotérmica del valle de Mexicali, Baja California. *Tecnología y ciencias del agua*, 10(3), 37-46.
- Carfantan, J. C. (1986), Du système cordillerain Nordamericain au domaine Caraïbe. Etude géologique du Mexique meridional. Tesis. Chamberí, Francia: Universidad de Savoie. PP. 558
- Castro-Mora J, et al., (1999). Monografía Geológico-Minera del Estado de Chiapas. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería. Editadas por el Consejo de Recursos Minerales Centro Minero. PP. 178.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE). (2012a). Estudio para conocer la calidad del agua de las Lagunas de Montebello. Tomo II. Geohidrología. PP. 1-125.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE), (2012b). Estudio para conocer la calidad del agua de las Lagunas de Montebello. Tomo I. Hidrometeorología. PP. 1-241

Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2009) Plan de gestión de la Cuenca Río-Grande, Lagunas de Montebello, Chiapas, México. Gobierno del Estado de Chiapas-Instituto Estatal del Agua. Gobierno Municipal de Comitán, La Trinitaria, La Independencia. Comité de Cuenca Lagunas de Montebello. PP. 168.

Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas-Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales (CONANP-SEMARNAT). (2007). Programa de conservación y manejo del Parque Nacional Lagunas de Montebello, México. PP. 197.

Custodio E. y Llamas, M. R. (1983) Hidrología Subterránea. Ediciones Omega S.A., Barcelona, España. Tomos I y II. PP 1-1157.

Diario Oficial de la Federación. 16 de diciembre de 1959. Decreto que declara necesaria y de utilidad pública la creación de un Parque Nacional en la región conocida con el nombre de Lagunas de Montebello, ubicada en Independencia y La Trinitaria, Chiapas.

Durán-Calderón, J. I. (2013). Análisis geomorfológico del Parque Nacional Lagunas de Montebello, Chiapas. Tesis de Ingeniería Geológica. Ciudad de México, México: Universidad Nacional Autónoma de México. PP. 1-80.

ECOLÓGICO, L. G. D. E. (1988). Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente. Extraído de <http://www.diputados.gob.mx/LeyesBiblio/pdf/148.pdf> Última reforma publicada en el DOF del, 4.

Eugercios Silva, A. R. (2013). Interacciones acuífero-lago y biogeoquímica del nitrógeno en ambientes kársticos. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid PP. 414.

Ford, D., & Williams, P. D. (2013). Karst hydrogeology and geomorphology. John Wiley & Sons.

Freezer, A.R., Cherry, J.A. (1979). 'Groundwater'. Prentice Hall Inc. Eaglewood Cliffs, Nueva Jersey.

García E. (1998). Modificaciones al Sistema de clasificación climática de Köppen, para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana. Offset Larios, México.

García-Palomo, A., Macías, J. L., & Espíndola, J. M. (2004). Strike-slip faults and K-alkaline volcanism at El Chichón volcano, southeastern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal*, 136(3-4), PP. 247-268.

Geyer, D.J., Keller, C.K., Smith, J.L. & Johnstone, D.L. (1992) Subsurface fate of nitrate as a function of depth and landscape position in Missouri Flat Creek watershed, U.S.A. *Journal of Contaminant Hydrology*. PP. 127-147

Gibbs R. (1970). Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*. 170(3963):1088-1090.

Gómez, J., Durán, R. (1990) "Prospecto Agua Azul". PEMEX, Zona Sureste. Informe Geológico No.943 (inédito)

González, A. (1963). "Exploración Geológica del Área Tumbalá-Chilón, Chiapas" Informe Geológico No. 490, PEMEX, Zona Sur. PP. 21-32.

Gutiérrez, R. (1956). Bosquejo geológico del Estado de Chiapas: XX Congreso Geológico Internacional. México: Excursión C-15, Geología del Mesozoico y Estratigrafía Pérmica del Estado de Chiapas.

Heffernan, J. B., Albertin, A. R., Fork, M. L., Katz, B. G., & Cohen, M. J. (2012). Denitrification and inference of nitrogen sources in the karstic Floridan aquifer. *Biogeosciences*, 9. PP. 1671–1690

Hutchinson GE. (1957). *A treatise on limnology*. 1. J. Wiley & Sons, Nueva York: PP 1015.

Husic, A., Fox, J., Adams, E., Ford, W., Agouridis, C., Currens, J., & Backus, J. (2019). Nitrate pathways, processes, and timing in an agricultural karst system: Development and application of a numerical model. *Investigación de Recursos Hídricos*, 55(3), 2079-2103.

Jeannin, P. Y. (1998). *Karst Waters and Environmental Impacts*, G. Gunay, and A.I. Johnson (eds). HESS. PP. 142-143.

Keppie, D. J. & Moran Zenteno, D. J. (2005). Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*, 47, PP. 473–491.

Kehew, E. A. (2001). *Applied chemical hydrogeology*. N.J., Prentice Hall.

Kranjc, A. (ed.) (2001) *Classical Karst – Contact Karst; a Symposium*. *Acta Carsologica*, 30(2), PP. 13–164.

Lillo, J. (2007) *Técnicas Hidrogeoquímicas*. Tesis. Universidad Rey Juan Carlos, Madrid, España. PP 140.

López-Ramos, E., (1980). *Carta Geológica del Estado de Chiapas*. Escala 1:500,000. Instituto de Geología de la U.N.A.M

López-Ramos, E. (1979). *Geología de México*, tomo III, 445. UNAM, México.

López-Rivera, S. (2017). *Uso de fertilizantes nitrogenados en la cuenca del Río Grande de Comitán, ¿La lixiviación representa un problema ambiental?* Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. PP. 116.

Mandujano-Velázquez, M. M. E., Téllez, F. R., Rosales, C. E., Riba, R. A., & Addatte, T. (1992) *Estudio Geodinámico de las Fosas de la Sierra de Chiapas*. IM.P., Proyecto CAO-3516.

Mandujano-Velázquez, J. J., & Keppie, J. D. (2009). Middle Miocene Chiapas fold and thrust belt of Mexico: a result of collision of the Tehuantepec Transform/Ridge with the Middle America Trench. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), PP. 55-69.

Martínez Ángeles M. (2015). *Caracterización de los suelos de la Cuenca de Río Grande, como soporte para entender la dinámica de contaminantes que llegan al sistema Lagunar de Montebello, Chiapas*. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza. UNAM. Tesis de Licenciatura. PP. 35-38.

McClain, M.E., Boyer, E.W., Dent, C.L., Gergel, S.E., Grimm, N.B., Groffman, P.M., Hart, S.C., Harvey, J.W., Johnston, C.A., Mayorga, E., McDowell, W.H. & Pinay, G. (2003) *Biogeochemical*

hot spots and hot moments at the interface of terrestrial and aquatic ecosystems. *Ecosystems* PP 301-312.

Meneses-Rocha, J. J., & Bartolini, C. (2001). Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems. *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*. PP.183-218.

Melo, C., Cervantes, J. (1986) Propuestas para el programa integral del manejo y desarrollo del Parque Nacional Lagunas de Montebello, vol. 16. *Boletín del Instituto de Geografía*. PP 9-32.

Mora, L., Bonifaz, R., & López, R. (2016). Unidades geomorfológicas de la cuenca del Río Grande de Comitán, Lagos de Montebello, Chiapas-México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(3), 377-394.

Mota-Covarrubias, S. (2019). Análisis Hidrogeoquímico del agua subterránea en la cuenca del río grande de Comitán, Chiapas. Tesis de maestría. Ciudad de México, México: Universidad Nacional Autónoma de México.

Müllierred, F.K.G. (1957). La geología de Chiapas. Gobierno Constitucional del Estado de Chiapas. Chiapas, México. PP 180.

Nagaraju, A., Sunil Kumar, K., Thejaswi, A., Sharifi, Z. (2014). Statistical Analysis of the Hydrogeochemical Evolution of Groundwater in the Rangampeta area, Distrito de Chittoor, Andhra Pradesh, sur de la India. *Diario americano del agua. Resources* Vol. 2, No. 3:63-70.

Olea, O. S., (2015) Análisis del Impacto de la Actividad Agrícola en el agua subterránea en la zona de la Trinitaria, Chiapas. Tesis de Maestría, UNAM. México, Ciudad de México. PP 128.

Orozco-Martínez, C.L (2015) Efecto de las Variables Fisicoquímicas en la Estructura de la Comunidad de Macroinvertebrados Acuáticos en los Lagos de Montebello. Tesis de Maestría. UNAM. México, Ciudad de México. PP 80.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, S.L., Roldán, Q.J., Aranda, G.J.J., Morán, Z.D., Alaniz, A.S. (1992). Carta Geológica de la República Mexicana, 1:2000000: Washington, Williams & Heintz (Mapa), Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, mapa con texto explicativo, 78 p.

Pérez, L.H., Pérez L.G., Pérez L.M. (2007). Caracterización y Diagnóstico del río Grande de Comitán, Estado de Chiapas en la Región Frontera Sur, Comité de Cuenca Río Grande Lagunas de Montebello, México.

Piper, A.M. (1944) A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water-Analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25 (6), pp. 914-928.

Quezada-Muñetón, J.M (1987). El cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior - Terciario Inferior en el Cinturón Plegado de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXXV, n. 1. PP 54

Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., ... & López-Martínez, M. (2009). The North American-Caribbean plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 219-293.

Sánchez-Barreda, L. A. (1981). Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico. PhD thesis, University of Texas, Austin, Texas.

Sánchez Monte de Oca, R. (1969). Estratigrafía y Paleogeografía del Mesozoico de Chiapas. Informe Interno, Pemex Exploración y Producción, PP. 77.

Schoeller, H. (1962). Les eaux souterraines: hydrologie dynamique et chimique recherche, exploitation et évaluation des ressources. Paris. PP 642.

Schaetzl, Randall J., and Sharon Anderson. (2005). Soils. Genesis and Geomorphology. Cambridge University Press. PP 817.

Secretaría de agricultura y ganadería (SAG). (1959). Decreto que declara necesaria y de utilidad pública la creación de un parque nacional en la región conocida con el nombre de Lagunas de Montebello, ubicada en Independencia y Trinidad. Diario Oficial de la Federación. 19 de diciembre de 1959. México. PP. 4-6

Secretaría de Planeación (2001) Carta Geográfica del estado de Chiapas, México.

Secretaría de Seguridad Pública (2003), Análisis preliminar de la Laguna Vuelta del Agua en los municipios de La Independencia y La Trinitaria, Gobierno del Estado de Chiapas

Servicio Geológico Mexicano (SGM) (1997). Carta Geológico-Minera Las Margaritas. Chiapas. E15-12 D5-3, escala: 1:250,000.

Smith, D. N., Ortega-Camacho, D., Acosta-González, G., Leal-Bautista, R. M., Fox III, W. E., & Cejudo, E. (2020). A multi-approach assessment of land use effects on groundwater quality in a karstic aquifer. *Heliyon*, 6(5), e03970. PP. 11.

Sosa P.A (1994). Caracterización geoquímica de la secuencia calcáreo-evaporítica y aceites del campo Nazareth Chiapas. México Tesis de Maestría. Inédito.

Starr, R.C. & Gillham, W.R. (1989) Controls on denitrification in shallow unconfined aquifers. In: Kobus, H.E., Kizzelbach, W. (eds). Contaminant transport in groundwater. Balkema, Rotterdam, PP. 51-56.

Starr, R.C. & Gillham, W.R. 1993. Denitrification and organic carbon availability in two aquifers. *Ground Water* PP. 934-947.

Stiff, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Revista de tecnología petrolera*, 3(10), 15-3.

Tesoriero, A.J., Liebscher, H. & Cox, S.E. 2000. Mechanism and rate of denitrification in an agricultural watershed: Electron and mass balance along groundwater flowpaths. *Water Resources Research*. PP 1545-1559.

van Beynen, P. E. (Ed.). (2011). Karst management. Springer Science & Business Media.

Weber, B., Hecth, L., Iriondo, A., Premo, W.R., Schaaf, P., (2006). New insights into the history and origin of the southern Maya block, SE México: U-Pb-SHRIMP zircon geochronology from metamorphic rocks of the Chiapas massif. *Int J Earth Sci (GeolRundsch)* 96:253-269.

Witt, C., Bricchau, S., & Carter, A. (2012). New constraints on the origin of the Sierra Madre de Chiapas (south Mexico) from sediment provenance and apatite thermochronometry. *Tectonics*, 31(6)

Zárate-Toledo, M. A. (2015). *Tierra, Bosque y Agua en las Lagunas De Montebello: Procesos Espaciales y Disputas por los Recursos en Ojo de Agua, Chiapas*. Tesis de doctorado. Ciudad de México, México: Universidad Nacional Autónoma de México. PP.177.