



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE
HIDALGO**

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y
MATERIALES**

**“CARACTERIZACIÓN HIDROGEOQUÍMICA E
ISOTÓPICA Y BALANCE HÍDRICO DE LA
SUBCUENCA RÍO LAXAXALPAN (RH27BC:
CONAGUA) CHIGNAHUAPAN, PUEBLA:
IMPLICACIONES GEOTÉRMICAS EN RELACIÓN
CON EL RESERVORIO DE ACOCULCO”.**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL

Presenta:

JOSÉ EDUARDO ALVARADO ESCOBEDO

Director interno:

Dr. Enrique Cruz Chávez

Director externo:

Dr. Thomas Gunter Kretzschmar Steinle

MINERAL DE LA REFORMA, HIDALGO, ENERO 2022



Mineral de la Reforma, Hgo., a 24 de enero de 2022

Número de control: ICBI-D/216/2022
 Asunto: Autorización de impresión.

**MTR. JULIO CÉSAR LEINES MEDÉCIGO
 DIRECTOR DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA UAEH**

Con fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV; Título Quinto, Capítulo II, Capítulo V Fracción IX del Estatuto General de nuestra Institución, por este medio le comunico que el Jurado asignado al Pasante de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental José Eduardo Alvarado Escobedo, quien presenta el trabajo de titulación **“Caracterización hidrogeoquímica e isotópica y balance hídrico de la subcuenca Río Laxaxalpan (RH27BC:CONAGUA) Chignahuapan, Puebla: Implicaciones geotérmicas en relación con el reservorio de Acoculco”**, después de revisar el trabajo en reunión de Sinodales ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación, firman de conformidad los integrantes del Jurado:

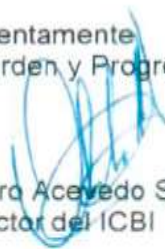
- Presidente:** Dr. Thomas Kretzschmar
- Secretario:** Dra. Ingrid Árcega Santillán
- Vocal:** Dr. Enrique Cruz Chávez (Director)
- Suplente:** Dr. José Cruz Escamilla Casas



Sin otro particular por el momento, reciba un cordial saludo.

Atentamente
 “Amor, Orden y Progreso”

Dr. Otilio Arturo Acevedo Sandoval
 Director del ICBI




Ciudad del Conocimiento
 Carretera Pachuca-Tlaxianguillo km 4.5 Colonia
 Carboneras, Mineral de la Reforma, Hidalgo,
 México, C.P. 42184
 Teléfono: 771 71 720 00 ext. 2231 Fax: 2109
 direccion_icbi@uaeh.edu.mx

OAAS/AEM



RESUMEN

En este trabajo se presentan los resultados del estudio de la subcuenca Río Laxaxalpan (RH27BC), desde diversos enfoques con el objetivo de caracterizarla. En el trabajo de campo se recolectaron datos fisicoquímicos de 22 muestras de agua tomadas, en su mayoría, de manantiales; los valores de pH oscilan de 7.7 hasta 3.1. El análisis de muestras de aniones, cationes e isótopos permitió establecer las implicaciones con el reservorio de Acozulco, logrando determinar concentraciones anómalas, representadas como familias sulfatadas en un diagrama de Piper, se reportan también valores negativos de isótopos ligeros $\delta^{18}\text{O}$ (Oxígeno 18) y $\delta^2\text{D}$ (Deuterio), evidenciando que las muestras son una mezcla de agua meteórica, siendo así que la implicación geotérmica no es tan notoria en isótopos estables, más bien en muestras con altas concentración iónica. Los resultados del balance hídrico muestran que la subcuenca se encuentra en condiciones de satisfacer sus necesidades hídricas, condición interpretada por el excedente que muestra el sistema.

ABSTRACT

In the present work, the results of the study of the Río Laxaxalpan (RH27BC) sub-basin are presented, from various approaches in order to characterize it. In the field work, physicochemical data were collected from 22 water samples taken, mostly, from springs; pH values range from 7.7 to 3.1. The analysis of samples of anions, cations and isotopes allowed to establish the implications with the Acozulco reservoir, managing to determine anomalous concentrations, represented as sulphated families in a Piper diagram, negative values of light isotopes $\delta^{18}\text{O}$ (Oxygen 18) and $\delta^2\text{D}$ (Deuterium), evidencing that the samples are a mixture of meteoric water, being so that the geothermal implication is not so noticeable in stable isotopes, rather in samples with high ionic concentration. The results of the water balance show that the sub-basin is in a position to satisfy its water needs, a condition interpreted by the surplus shown by the system.

ÍNDICE

CAPÍTULO I GENERALIDADES	6
1.1 INTRODUCCIÓN	6
1.2 ANTECEDENTES	8
1.2.1 Antecedentes	8
1.3 JUSTIFICACIÓN	10
1.4 OBJETIVOS	11
1.4.1. Objetivo General	11
1.4.2 Objetivos Específicos	11
CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO	12
2.1 AGUA	12
2.1.1 Ciclo hidrológico.....	12
2.1.2 Cuencas hidrológicas	13
2.1.3 Tipos de agua	14
2.2 GEOTERMIA	18
2.2.1 Reservorios geotermales	23
2.2.2 Química de reservorios geotérmicos	28
2.2.3 Geotermometría	32
2.2.4 Usos de reservorios geotérmicos	35
2.3 ISOTOPIA	38
2.3.1 Isótopos en el agua	38
2.3.2 Relación de la isotopía en la geotermia	41
2.4 BALANCE HIDRÍCO	44
CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO	53
3.1 ZONA DE ESTUDIO	53
3.2 GEOLOGÍA REGIONAL	55
3.3 GEOLOGÍA LOCAL	56
3.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA	60

3.5 HIDROLOGÍA	62
CAPÍTULO IV METODOLOGÍA	63
4.1 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS	63
4.2 MUESTREO	64
4.3 ANÁLISIS DE ANIONES	68
4.4 ANÁLISIS DE CATIONES	70
4.5 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS	71
4.6 BALANCE HÍDRICO	72
CAPÍTULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN	77
5.1 LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIO	77
5.2 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS	78
5.3 ANÁLISIS DE ANIONES, CATIONES E ISÓTOPOS	83
5.3.1 Diagrama de Piper	84
5.3.2 Isotopía	87
5.3.3 Elementos traza	89
5.4 BALANCE HIDRÍCO	91
CAPÍTULO VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	98
REFERENCIAS	101

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Ciclo Hidrológico	12
Figura 2.2 Diagrama de Piper	15
Figura 2.3 Mezclas de Agua	18
Figura 2.4 Estructura Interna de la Tierra.....	20
Figura 2.5 Mapa del flujo preferencial de calor global (mWm ²).....	22
Figura 2.6 Sección transversal de la Tierra.....	23
Figura 2.7 Representación de un sistema geotérmico ideal	24
Figura 2.8 Modelo de un sistema geotérmico de temperatura media	26
Figura 2.9. Principales especies carbonatadas en disolución	31
Figura 2.11. Esquema de una planta geotermal back pressure.	37
Figura 2.12 Esquema de una planta geotermal de ciclo binario	37
Figura 2.13. Línea Meteórica mundial,.....	39
Figura 2.14. Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en aguas naturales	40
Figura 2.15. Intervalos de valores para $\delta^{18}\text{O}$ en varios tipos de rocas y aguas	43
Figura 2.16. Intervalos de valores para $\delta^2\text{H}$ en los principales reservorios de hidrógeno .	43
Figura 2.17 Representación de un sistema Hidrológico	44
Figura 2.18 Número máximo de horas de luz, en base a la latitud y el mes, en el hemisferio Norte	49
Figura 3.2. Litológica del pozo EAC-1.....	59
Figura 3.3. Estructuras Volcánicas de la zona de Acoculco	61
Figura 4.1. Muestreo y envasado,.....	65
Figura 4.2. Filtro Whatman de 0.45 μm	66
Figura 4.3. Conservación de las muestras en frascos de 50ml a 4°C	66
Figura 4.4. Cromatógrafo Iónico; marca Thermo Scientific.modelo Dionex ICS-5000	68
Figura 4.5. Espectrómetro de Emisión Atómica de Plasma por Microondas (4200 MP-AES).	70
Figura 4.6. Espectrómetro de Masas de Relaciones Isotópicas (IRMS); marca Picarro modelo L2130-i; con detector Cavity Ringdown Spectrometer (CRDS).....	71
Figura 4.7. Cobertura de los sensores TRMM y FLDAS,	73
Figura 5.1 Mapa de ubicación de puntos de muestreo en la zona de estudio	77
Figura 5.2. Diagrama de Piper	86
Figura 5.3. Diagrama de Isotopía.....	88
Figura 5.4 Comparativa de valores de P vs ETR	93

Figura 5.5 Distribución espacial de precipitación total acumulada anual durante el periodo 2009-2019 en la subcuenca RH27BC.....	94
Figura 5.6 Distribución espacial de la ETP total acumulada anual durante el periodo 2009-2019 en la subcuenca RH27BC.....	95
Figura 5.7 Histogramas de P y ETP sin transformación.	96
Figura 5. 8 Análisis de tendencia de P y ETP.	97

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Clasificación de los recursos geotérmicos.....	27
Tabla 2.2. Síntesis generalizada de los tipos químicos de aguas en los sistemas geotérmicos	29
Tabla 2.3 Origen de los iones mayoritarios en el agua.....	30
Tabla 2.4 Origen de los iones minoritarios en el agua.....	31
Tabla 2.5 Geotermómetros más utilizados.....	33
Tabla 2.3 Fórmulas para calcular Evapotranspiración (ETP)	47
Tabla 2.4 Coeficiente de Escurrimiento.....	51
Tabla 4.1. Tiempo de conservación de muestras de agua para aniones por análisis por cromatografía iónica	68
Tabla 4.2 Precipitación media mensual (2010-2019)	74
Tabla 4.3 ETP media mensual (2010-2019).....	74
Tabla 5.1. Resultados de los análisis fisicoquímicos.....	80
Tabla 5.2. Datos obtenidos de la titulación en campo	82
Tabla 5.3. Resultados de la concentración de elementos.	89
Tabla 5.4 Resultado de las estimaciones del Balance Hídrico Directo (BHD)	91

CAPÍTULO I GENERALIDADES

1.1 INTRODUCCIÓN

La creciente misión de satisfacer las necesidades básicas de recursos energéticos de la comunidad mundial, implica innovación y búsqueda de nuevas maneras de cumplir con esta demanda, generalmente siempre beneficiando los recursos naturales de diversas maneras con un enfoque sustentable. Existe una gran cantidad de opciones que se han propuesto para satisfacer estas necesidades de manera sustentable y amigable con el ambiente, denominadas energías limpias; como la eólica, solar, hidráulica y la energía geotérmica por mencionar algunas.

La producción nacional de energías en México es referente a nivel mundial, desde la producción de energía fósil como el petróleo, hasta innovación en energías alternativas como la geotermia, debido a las condiciones que han permitido campos de calidad internacional, este tipo de energía genera una producción y beneficio constante, pues no requiere de factores externos (lluvia, oleaje, viento, etc.) más que el lograr aprovechar el calor interno y constante del interior de la tierra en el sitio, generalmente de larga duración con una alta calidad y diversos usos.

México es parte de una serie de países con gran potencial geotérmico instalado, es decir que esta energía ya es utilizada con algún beneficio, justo por detrás de grandes países como Estados Unidos; Hasta el 2015, México contaba con una capacidad instalada de 1,061 MW (MegaWatts), distribuidos en una limitada cantidad de zonas de plantas geotérmicas, que se reduce a un pequeño número de zonas geotérmicas potenciales, las cuales en su mayoría se encuentran relacionadas al vulcanismo y tectónica del territorio mexicano, particularmente a la actividad de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), como es el caso del campo geotérmico objeto de este estudio denominado Aocolco al Este de la FVTM, donde ha encontrado los factores idóneos para su emplazamiento (Hiriart-Le Bert, 2011).

La energía geotérmica es uno de los beneficios que la ciencia ha encontrado al explotar los recursos del subsuelo, específicamente el calor que por diversos factores se encuentra ahí, este recurso ha sido aprovechado en numerosos ámbitos a lo largo del tiempo en todo el mundo.

El calor geotérmico, como su nombre lo evidencia, es aquel que proviene del interior de la tierra el cual está asociado a una serie de procesos geológicos relacionados a la actividad de alguna fuente de calor, naturalmente una cámara o aparato magmático en profundidad y los diversos eventos que este pueda generar, como emplazamiento de cuerpos intrusivos, actividad volcánica, los cuales generan un aumento y cambio en las condiciones de presión y temperatura de la zona de influencia, desde unos metros hasta kilómetros.

Los fluidos que se encuentran cercanos a la fuente de energía son los principales afectados por estos procesos, mismos que son aprovechados de acuerdo con sus características fisicoquímicas, determinando así diversos tipos de yacimientos geotérmicos, que de acuerdo con su clasificación se usan directa o indirectamente. Es importante mencionar que para determinar la utilidad o aprovechamiento de un reservorio de este tipo se requiere un estudio multidisciplinario, desde el modelado geológico del yacimiento hasta la parte química de los fluidos.

Para determinar y clasificar como explotable una zona geotérmica debe someterse a distintos estudios y evaluaciones multidisciplinarias, geológicamente para determinar su morfología, termodinámicamente para su clasificación que junto con la geoquímica de sus fluidos se logra un proceso integral de caracterización del sitio, realizando un balance hídrico y una caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la porción Oeste de la subcuenca Río Laxaxalpan (RH27BC), en Chignahuapan Puebla, en busca de establecer las implicaciones geotérmicas en relación con el reservorio de Acoculco.

1.2 ANTECEDENTES

1.2.1 Antecedentes

La geología de la caldera de Acoculco fue reportada en su carácter estructural por Morales y Garduño (1984), quienes analizaron mediante datos estructurales (fallas, pliegues, etc.) entre la zona Tulancingo, Hidalgo y Huauchinango, Puebla determinando una serie de lineamientos regionales que atraviesan la caldera y otros de carácter local.

López-Hernández (2009), establece el emplazamiento del complejo Tulancingo-Acoculco en la intersección de dos sistemas de fallas inferidas (NE-SE/NW-SE) por métodos indirectos, delimitando así un par de calderas sobrepuestas: Tulancingo, la más antigua (Plioceno) con 32 km de diámetro y Acoculco (Pleistoceno) con 18 km de diámetro. El sistema hidrotermal activo pertenece a la más reciente de estas, asociado con el enfriamiento de un intrusivo reciente (0.2 Ma) ajeno al vulcanismo de caldera, tiene una descarga lateral hacia el SE, zona donde se ubican los manantiales termales de Chignahuapan y Quetzalpan, sus aguas se reportan como carbonatadas de 49°C y 30°C respectivamente.

Solana-López (2010), presenta un panorama general del vulcanismo de la zona circundante a Tulancingo, caracterizando a este como vulcanismo silíceo e identifica estructuras no metálicas (caldera Acoculco, Chichicuautila y domos de Ahuazotepec), las cuales relaciona con manifestaciones hidrotermales, identificadas por la mineralogía de arcillas en bancos de material, situados en los alrededores de la caldera de Acoculco, generando un carácter de sitio prospectivo al complejo volcánico “El Yolo”.

González-Manzano (2013), realizó un balance hídrico de la RH27BC, determinando que las variaciones de secas en el año afectan totalmente a las entradas y salidas del sistema hidrológico de una cuenca, mientras que en la zona de Acoculco–Tulancingo, distinguió que los parámetros fisicoquímicos se presentan con muy baja conductividad eléctrica lo que interpreta como bajo contenido de sales disueltas, el pH en su mayoría es neutro o básico, concluyendo así que el agua que se encuentra en esta zona puede ser utilizada para las actividades diarias de las personas en estas poblaciones no sin antes descartar el estudio de materia orgánica disuelta en el agua.

Ceballos (2014), en su reporte: "Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acoculco y El Aguajito-La Reforma: estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental", cita varios trabajos relevantes: De la Cruz-Martínez y Castillo-Hernández (1986), sugieren que la actividad geotérmica está relacionada a magmatismo, Tello-Hinojosa (1986), mediante un mapa geológico de Acoculco refiriendo trabajos de geoquímica de fluidos en manantiales utilizados para perforar el primer pozo exploratorio EAC1 en donde se midieron temperaturas superiores a los 200°C a 2,000 m de profundidad. Cita de igual manera a Gama *et al.*, 1995, quien con la integración de esta información propuso la localización de dos pozos, EAC-1 y EAC-2, alcanzando una profundidad de 1,810 y 1,900 m respectivamente, identificando una anomalía termal conductiva de 307-263°C, de interés geotérmico, pero con la carencia de zonas permeables susceptibles de explotación, lo cual lo hace de interés para el desarrollo de los sistemas de roca seca caliente.

Sáenz-Pita (2017), retoma estudios geológicos previos y realiza análisis de rocas volcánicas e intrusivas, determinando variedades y anomalías de tierras raras para llegar a la conclusión de que existe la presencia de un yacimiento metálico a profundidad al norte de Tulancingo.

Avendaño-Cortés (2017), propone un modelo obtenido al analizar el comportamiento de los campos de temperatura y conductividad eléctrica del subsuelo en la zona geotérmica de Acoculco, esto con el fin de simular el comportamiento de las curvas de temperatura en los pozos EAC-1 y EAC-2, los cuales presentan muy baja resistividad asociada a la alteración por sistemas hidrotermales.

Jiao, *et al.*, (2018), propone una caracterización geoquímica de los fluidos geotérmicos en una zona de alta temperatura al oeste de los Himalayas, sugiriendo un origen de precipitación o derretimiento del hielo de las montañas para sus aguas, debido a la relación estable entre $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con base en la gráfica de sus valores en la Línea de Agua Meteorica Global y dándole un carácter alcalino bicarbonatada a su agua, debido a la interacción con la roca, mientras que la presencia de iones como Li, F, B y As, denotan el mismo origen del agua geotérmica que el agua superficial.

Furkan-Şenera y Baba (2019), estudiaron la geoquímica de fluido geotérmicos en Kozakli, Turquía, donde basado en la isotopía de su agua, observan un origen meteórico, lo que indica una recarga local del sistema y circulación profunda, esta llega al sistema geotérmico

determinado por fallas, agua que se caracteriza como Ca-Mg-HCO₃ en los manantiales de la zona, mientras que el agua dentro del sistema pertenece más al extremo SO₂, también agrega un estudio basado en geotermómetros de sílice el cual indica la temperatura del reservorio entre 103 a 173°C.

1.3 JUSTIFICACIÓN

Mediante el balance hídrico y la caracterización hidrogeoquímica e isotópica de la Subcuenca Río Laxaxalpan (RH21BC) Puebla, se determinará su origen y como interactúa dentro del reservorio geotérmico para una interpretación desde el punto de vista de la geoquímica de sus fluidos, acerca de su relación con el reservorio geotérmico de Aocolco, esta zona ha sido clasificada con un alto potencial geotérmico y debido a esta característica se podría utilizar como una fuente de energía limpia de gran impacto en la región, este trabajo también ayudará a complementar los diversos estudios que se han realizado sobre la caldera de Aocolco con fines de prospección geotérmica, dentro del proyecto Modelos Hidrogeológicos “Cooperación México-Europa para la investigación de Sistemas Geotérmicos Mejorados y Sistemas Geotérmicos Supercalientes, PT 3.3 (GEMex) que realiza el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE).

1.4 OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo General

Caracterizar hidrogeoquímica e Isotópica y balance hídrico de la subcuenca Río Laxaxalpan (RH27BC: CONAGUA), Chignahuapan Puebla; mediante análisis fisicoquímicos para determinar las implicaciones geotérmicas en relación con el reservorio de Acoculco.

1.4.2 Objetivos Específicos

- Clasificar e interpretar el tipo de agua de mediante la concentración de aniones, cationes (B^{+3} , Al^{+3} , Mn^{+2} , Fe^{+3} , NO_3^- , SO_4^{-2} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{+2} , K^+ , Mg^{+2} , Cl^- de las aguas de manantiales y pozos seleccionados de la porción SW de la subcuenca Río Laxaxalpan, Puebla, para identificar la familia de esas aguas.
- Determinar las relaciones isotópicas (δ^2H , $\delta^{18}O$) en las aguas de la subcuenca para determinar el origen de las aguas de la zona, con la finalidad de evaluar su relación con el reservorio geotérmico de Acoculco.
- Realizar el balance hídrico por medio de la implementación y ajuste al método de Thornthwaite para determinar los aportes y pérdidas del sistema.
- Verificar la zona de influencia del reservorio geotérmico de Acoculco, mediante la integración e interpretación del análisis físico químico de las muestras tomadas.

CAPÍTULO II MARCO TEÓRICO

2.1 AGUA

2.1.1 Ciclo hidrológico

Compuesto por diferentes variables relacionadas entre sí por procesos propios del ciclo, los cuales están asociados con fenómenos que intervienen tanto en el movimiento del agua como en los cambios que sufre ésta en sus características físicas, químicas y biológicas al desplazarse por diversos medios, puede entonces representarse como un sistema, donde sus componentes interactúan entre sí y con otros sistemas cercanos. Podemos considerar los factores hidrológicos como variables y como sistemas adyacentes, las rocas, animales e incluso la atmósfera. Este sistema global se puede subdividir en tres: en un subsistema atmosférico, en un subsistema de agua superficial y en un subsistema de agua subterránea como se muestra en la Figura 2.1, las tres divisiones tienen una gran importancia dentro del sistema, pues en cada subsistema se presentará una capacidad de retención de volúmenes de agua, en cualquiera de sus fases, durante un determinado intervalo de tiempo. La capacidad de retención en un medio también recibe el nombre de almacenamiento y el intervalo de tiempo que permanece un volumen recibe el nombre de tiempo de residencia (Breña-Puyol y Jacobo-Villa, 2006).

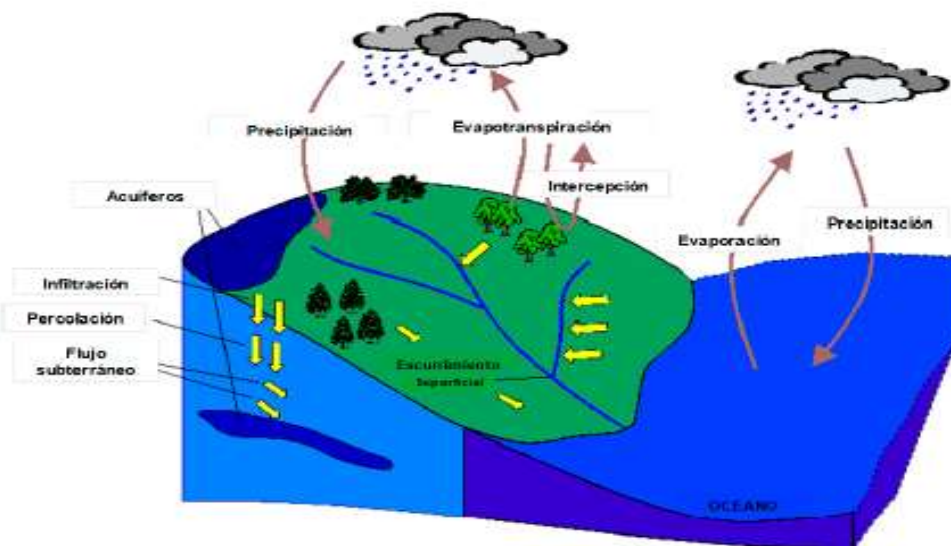


Figura 2.1 Ciclo Hidrológico, se muestra el flujo del ciclo mediante la influencia de los tres subsistemas (Musy y André, 2005).

2.1.2 Cuencas hidrológicas

Una cuenca es aquella superficie en la cual el agua precipitada se transfiere a las partes topográficas bajas mediante el sistema de drenaje, fluyendo generalmente en un colector que descarga a otras cuencas aledañas, o finalmente al océano (Breña-Puyol y Jacobo-Villa, 2006).

Desde el punto de vista de su salida existen dos tipos de cuencas: endorreicas (cerradas): el punto de salida se ubica dentro de los límites de la cuenca y generalmente es un lago. Exorreicas (abiertas): el punto de salida se localiza en los límites de la cuenca y a su vez la descarga se vierte en una corriente o en el mar.

Existe otra clasificación de acuerdo con su arreglo de la composición espacial:

Cuencas alóctonas y autóctonas: La primera división indica diversidad de diseños en el arreglo de la composición espacial y la segunda la homogeneidad del paisaje. Las cuencas alóctonas se caracterizan por presentar nacientes lejanas o distantes, en las cuales las corrientes se han perfilado cruzando por varias regiones naturales, con diferentes climas, así como por diversos terrenos geológicos de relieve distinto, donde es evidente la complejidad espacial.

Por su parte una cuenca alóctona tendrá la ventaja respecto de una cuenca autóctona de recibir un gasto constante del escurrimiento base, que se traduce en un medio con flujo de amplio rango que asegura una gran conectividad para captar, almacenar, concentrar, asimilar, transformar y transferir energía y materia, mediante los canales abiertos de intercambios costeros, estuarinos, laterales, ribereños, de bañados en planicies bajas de inundación, entre cuerpos de agua y las orillas o con los acuíferos (Cotler-Ávalos,2010).

2.1.3 Tipos de agua

Las aguas subterráneas pueden ser agrupadas en tres tipos, según su contenido total de sales y el tipo de aniones que los acompañan:

- **Bicarbonatadas**, aguas hipotermales, con salinidades inferiores a 1 g/L, que caracterizan circuitos hídricos poco profundos constituidos por depósitos aluviales, materiales volcánicos y formaciones carbonatadas.
- **Sulfatadas**, pertenecen a manifestaciones termales con salinidad entre 0,5 y 3 g/L, con valores medios de temperatura, las cuales corresponden a circulaciones de profundidad media en rocas carbonatadas y formaciones de evaporitas.
- **Cloruradas**, suelen estar relacionadas con procesos de circulación más profunda que las de los otros tipos y corresponde a acuíferos relacionados con las rocas del basamento regional.

En la investigación y caracterización de aguas subterráneas es necesario graficar datos, para esto se conocen múltiples diagramas, los diagramas triangulares son los más utilizados, estos expresan la proporción de tres componentes de un conjunto o de una sustancia (aniones y cationes). Cuya suma debe representar el 100% de la composición de lo que se considera.

El diagrama de Piper, formado por dos triángulos equiláteros y un rombo, manifiesta la composición aniónica y catiónica en cada triángulo respectivamente, luego se proyecta esta información hacia el rombo, donde se evalúa el punto de intersección de ambos triángulos, proponiendo la familia a la que pertenece la muestra (Figura 2.2). Es necesario manejar las concentraciones en meq/L, los cuales a su vez son transformados a porcentaje en el diagrama. Donde cada uno de los vértices en los triángulos corresponde un 100% de un anión o catión. Por el contrario, los puntos que contengan 0% de ese componente estarán en el lado opuesto al vértice correspondiente. (Sánchez, 2017).

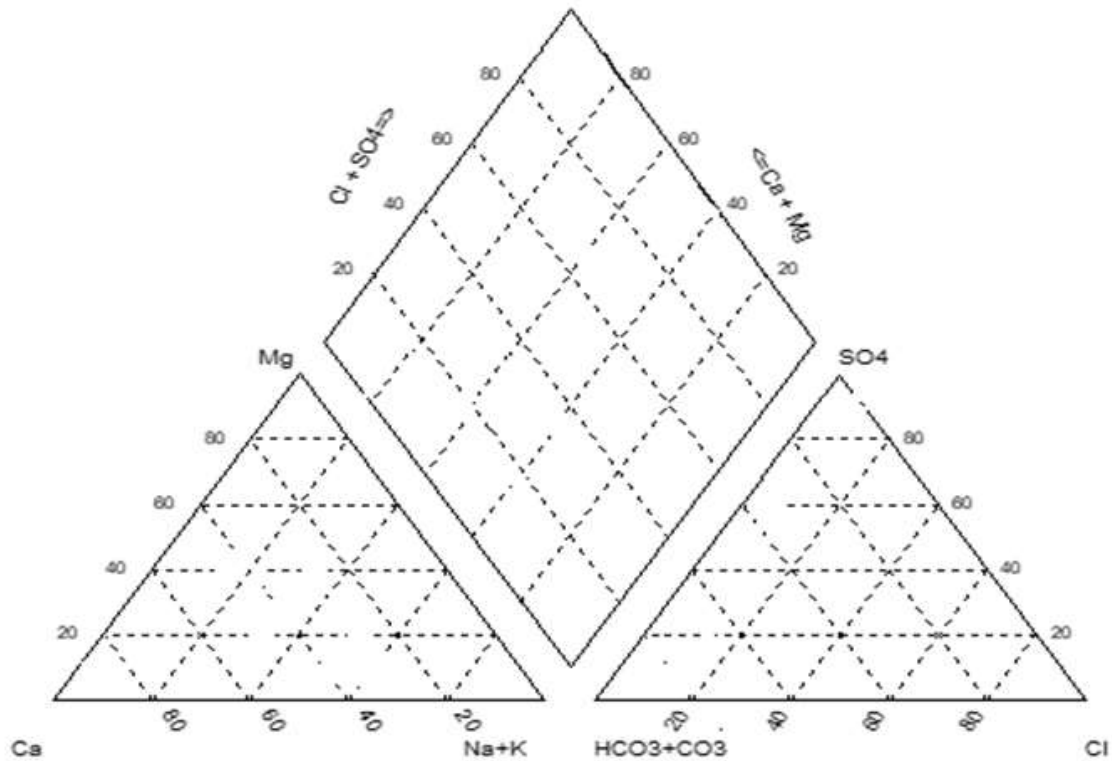


Figura 2.2 Diagrama de Piper, formado por dos triángulos que representan la concentración de los iones disueltos en el agua y un rombo que muestra la familia de agua (Sánchez, 2017).

El proceso del agua geotermal inicia con el agua meteórica, la cual se caracteriza por diversos iones: Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , las concentraciones dependen del sitio y los procesos que ha sufrido la muestra, a medida que el fluido se calienta por el contacto con la fuente de calor este reacciona con la roca, generando incremento en algunos componentes como el Na^+ , K^+ , Li , SiO_2 y el Cl^- disminuyendo el contenido de Ca^{2+} y Mg^{2+} , al igual que la concentración de algunos gases que aumenta con la presión y las reacciones que ahí suceden.

El incremento de TSD (Sólidos Totales Disueltos) y las concentraciones de Ca^{2+} , SO_4^{2-} , HCO_3^- y F^- por encima de los valores de agua meteórica, y la disminución al rango de 0.5 mg/l de Mg son indicativos del aumento del tiempo de circulación por el sistema.

Aguas tipo $\text{SO}_4^- \text{Na}^+$ a $\text{HCO}_3^- \text{SO}_4^-$ son característicos de reservorios de alta temperatura, las soluciones de vapor y gas en aguas meteóricas dan como resultado aguas ricas SO_4^- , cuando un de este tipo reacciona con la roca tiende a incrementar su concentración en todo tipo de iones y en procesos de disolución este fluido se neutraliza en un carácter $\text{Na}^+ \text{HCO}_3^-$ a SO_4^- (IGME, 1985).

Existen tres factores físicos que pueden afectar la composición de un fluido geotérmico durante su ascenso a la superficie: pérdida de calor por conductividad, procesos de dilución con agua meteórica y ebullición.

La mezcla que se genera en el ascenso de aguas calientes con las aguas frías en la parte superior resulta en una temperatura mayor o menor a la de ebullición a presión atmosférica, lo que puede originar un reequilibrio químico parcial o completo siendo muy probable a temperaturas resultantes mayores a 100°C , este proceso tiene varios indicadores (Figura 2.3):

- Variaciones muy grandes de B/Cl de fuentes de ebullición como para ser expresadas como pérdidas por vapor.
- Variaciones en el contenido de isótopos de oxígeno y tritio.
- Fuentes frías con un gran flujo y temperaturas superiores a 50°C indicadas por geotermómetros químicos.
- Variaciones sistemáticas de la composición de las fuentes y de las temperaturas.
- La dilución de agua fría es mayor a la del agua caliente, pero las concentraciones son mayores en el agua caliente, este fenómeno puede notarse en diferencias composicionales de fuentes cercanas o variaciones estacionales en una misma fuente.

La ebullición se lleva a cabo tanto en superficie como en profundidad, originando cambios fisicoquímicos de los fluidos, por ejemplo, se presenta una concentración de los elementos químicos no volátiles cuando un fluido en ebullición se enfría, donde la pérdida del CO_2 genera un aumento del pH de entre 7.5 a 8.5 y la pérdida de Ca^+ provoca la deposición de CaCO_3 , se enlistan algunas características que genera el proceso de ebullición:

- Incremento de pH, actividad del Cl^- y estado de oxidación, decrece la temperatura, las concentraciones de CO_2 y H_2S en la solución.
- El incremento del pH genera una reducción de la solubilidad de la mayoría de los minerales.

- La solución se enfriará, quedando así que la entalpía del líquido y vapor después de la ebullición será igual que la entalpía del líquido antes de la ebullición.
- El proceso de evaporación es más rápido en sistemas abiertos a temperaturas bajas.
- El proceso de aumento de pH se debe a la volatilización de especies como HCO_3^- y H_2S con valores de pH superior a 4 y temperaturas menores a 300°C .
- En temperaturas mayores a 350°C los volátiles son más bajos dando lugar a que los gases ácidos se disuelvan en la fase gaseosa.
- La profundidad del punto de ebullición del agua es proporcional al incremento de la concentración de CO_2 en el agua y es a menor profundidad cuando incrementa la salinidad del agua.
- Por encima de estas zonas de ebullición es común la presencia de áreas con lixiviación ácida, fenómeno que no ocurre en las zonas de mezcla.
- Este proceso de ebullición favorece la precipitación de óxidos, metales nativos, sulfuros y cuarzo, en menor proporción carbonatos y sulfatos.
- Los carbonatos son disueltos a menos que los procesos de mezcla vengan con incremento importante del pH (IGME, 1985)

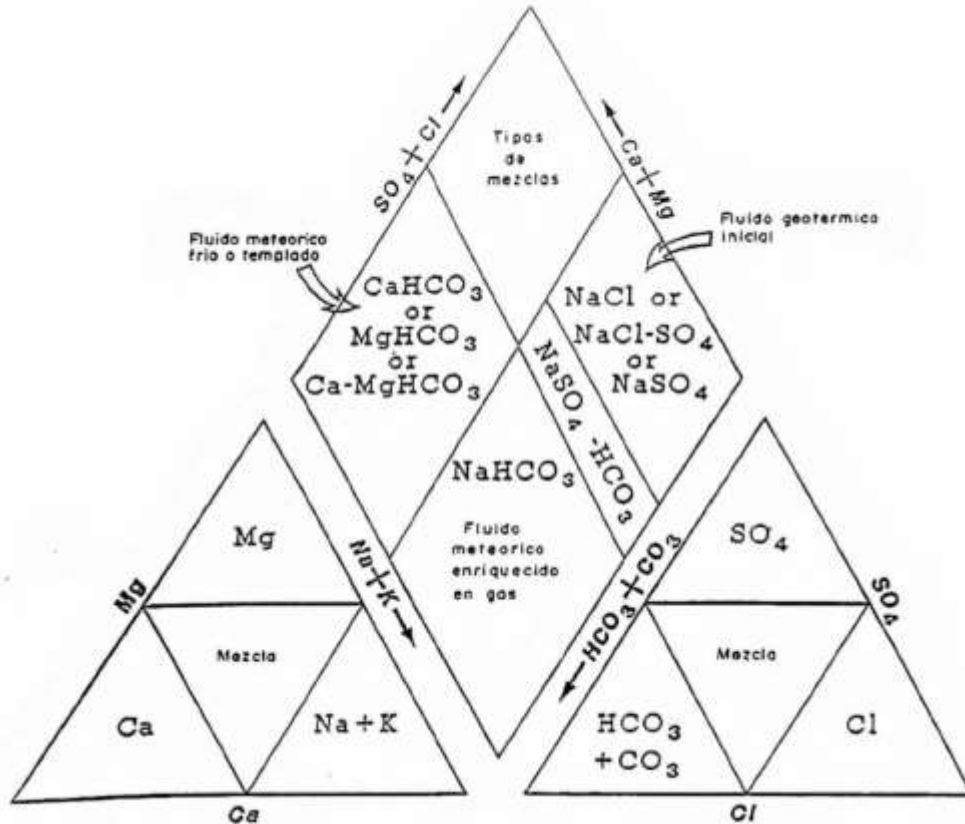


Figura 2.3 Mezclas de agua y su posible origen en un diagrama de Piper según IGME en 1985.

2.2 GEOTERMIA

La palabra Geotermia de origen griego, deriva del vocablo “geos” que significa tierra y de “thermos” que significa calor “el calor de la tierra”. El término es empleado tanto para designar a la ciencia que estudia los fenómenos térmicos internos del planeta como al conjunto de procesos industriales que intentan explotar ese calor para producir energía eléctrica y/o calor útil al ser humano.

Los orígenes del calor interno de la Tierra se encuentran en los siguientes hechos:

- **Desintegración de isótopos radiactivos** presentes en la corteza y en el manto, principalmente, U^{235} , U^{238} , Th^{232} y K^{40} .
- **Calor inicial** que se liberó durante la formación del planeta hace 4,500 millones de años, y que todavía está llegando a la superficie.

- **Movimientos diferenciales** entre las diferentes capas que constituyen la Tierra, principalmente entre manto y núcleo.
- **Cristalización del núcleo (latente o de cristalización).** El núcleo externo (líquido) está cristalizando continuamente, y en la zona de transición con el núcleo interno (sólido) se libera calor (Calzada-Olivares y Olivares-Garcés, 2015).

La litosfera terrestre está constituida por tres capas en las cuales la temperatura se comporta de manera decreciente (Figura 2.4):

- **Núcleo**, externo e interno, de los cuales el interno está en estado sólido mientras que la parte líquida es el núcleo externo, con temperatura cercana a los 4200 °C.
- **Manto**, cubre al núcleo, es sólido por completo y su temperatura fluctúa de 300°C en la parte inferior mientras más exterior se aproxima a 1000°C,
- **Corteza**, es la parte más superficial de la litosfera, su temperatura se estima sobre los 1000°C en los límites con el manto hasta una profundidad de 15 o 20km, su espesor es variable desde los 5 hasta los 20km en las zonas más delgadas como la corteza oceánica y de 30 a 70km en las zonas continentales, formando los pequeños fragmentos de masa sólida conocidos como placas litosféricas las cuales se desplazan lenta y constantemente para continuar el proceso, generando así algunas anomalías térmicas considerables en sus bordes.

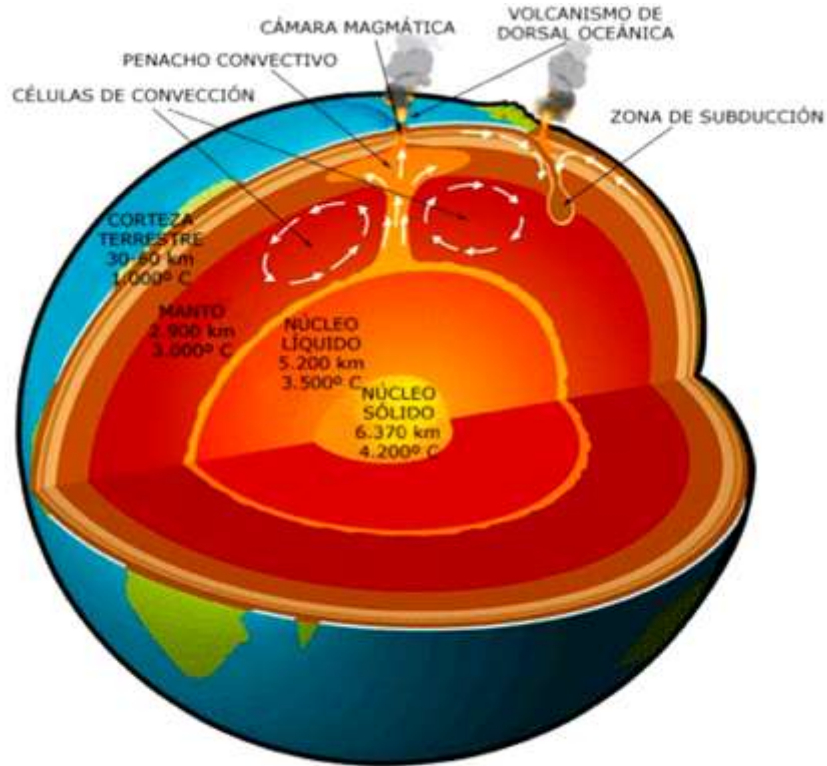


Figura 2.4 Estructura Interna de la Tierra. Se muestran sus temperaturas, espesores y algunos procesos generados por su actividad (Angulo y Llopis-Trillo, 2008).

La diferencia de temperaturas entre las capas internas y externas de la tierra originan un flujo continuo de calor hacia la superficie, este se estima en 42×10^{12} J/s generada por conducción, convección y radiación, donde 8×10^{12} J/s provienen de la corteza, 32.3×10^{12} J del manto y 1.7×10^{12} J/s del núcleo, representando un 2%, 82% y 15% respectivamente del volumen total del planeta (Angulo y Llopis-Trillo, 2008).

Este calor ha sido irradiado desde el origen de la Tierra desde su centro hace unos 4500 millones de años. Se estiman un flujo de 42 millones de megavatios (MW) ($1 \text{ MW} = 10^6 \text{ J/s}$) desde el interior de la Tierra, principalmente por conducción (GEA, 2014).

En cada capa el origen del calor se deriva de diferentes procesos, en la corteza continental el calor es generado por la actividad volcánica reciente, proveniente del manto y del decaimiento radioactivo en la corteza superior, su flujo de calor es originado por el proceso que sufre este mismo al fluir desde el manto por debajo de la litosfera, entonces el calor

generado por decaimiento radioactivo puede ser considerado solo como la mitad de total de la tierra (Barbier, 2002).

Este flujo de calor viaja a lo largo de todas las capas de la tierra y va cambiando en ellas, a lo que se le conoce como gradiente geotérmico vertical, el cual en promedio es de 25°C por cada kilómetro de profundidad o 3°C cada 100m en las zonas más someras, considerándolo como constante a profundidad se puede estimar una temperatura 2500°C a 100km, esta temperatura extrema puede ser considerada a profundidad la causante de la fusión de las rocas del manto (Kearey *et al.*, 2009).

Mientras que la conductividad térmica es una propiedad que caracteriza a cada material indicando su capacidad para conducir el calor, esta se expresa en W/m°C, al generar el producto de estos dos factores se forma el flujo de energía, expresado en forma de calor por unidad de superficie y por unidad de tiempo mW/m².

Davies y Davies en el 2010 determinaron en su estudio sobre el flujo de calor de la superficie terrestre que este está distribuido en la tierra de manera heterogénea dada sus condiciones geológicas de cada sitio (Figura 2.5), siendo agrupadas en cuatro principales categorías:

- **Corteza oceánica joven:** flujo de 23.1 TW (128 m W/m²), refiriéndose a edades de corteza de 66.5 Ma.
- **Resto de corteza oceánica y continental:** el valor del flujo de calor para los continentes es de 13.8 TW (73 mW/m²) y de 7.8 TW (66 mW/m²) para el resto de la corteza oceánica.
- **Glaciares:** estos tienen un valor de 65 mW/m² basado en la profundidad del punto de Curie usando datos de análisis de datos aerománticos.
- **Regiones Hot-spot:** no exhiben típicamente grandes valores de flujos de calor comparado con los esperados para su edad cortical, algunos autores estiman su aporte al flujo global en el rango de 2 a 4 TW.

La estimación total del valor de flujo de calor de la superficie terrestre es de 47±3TW, de lo cual la corteza continental es un 14.7 TW mientras que la superficie oceánica es de 31.9 TW (Davies y Davies, 2010).

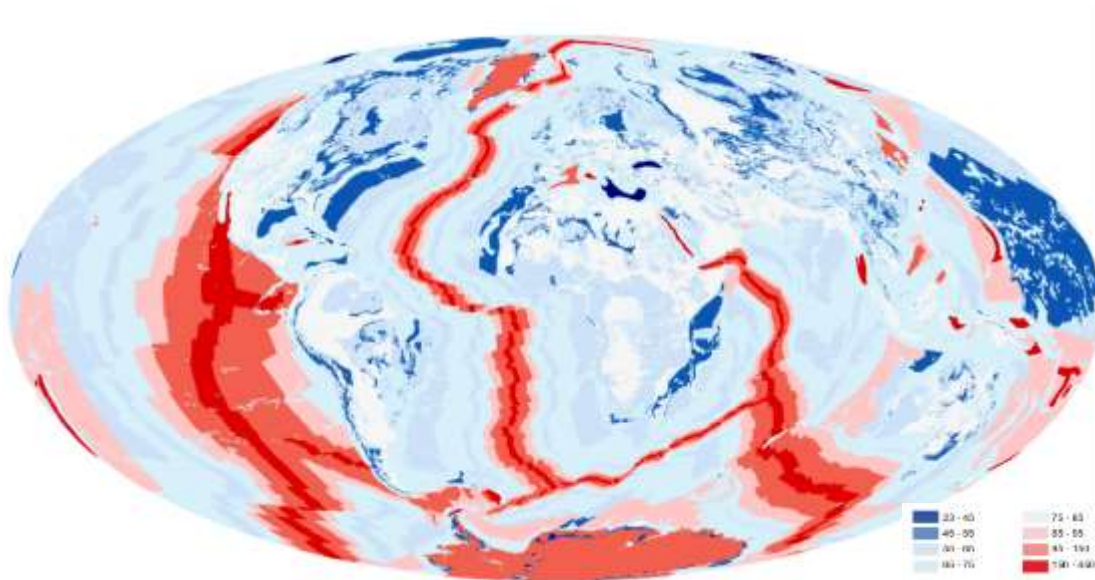


Figura 2.5 Mapa del flujo preferencial de calor global (mW/m^2) a partir de estimaciones para cada categoría geológica, utilizando técnicas de interpolación (underlying estimates). Modificado de Davies y Davies, 2010.

Este flujo de calor se distribuye a lo largo de todo el planeta mediante tres procesos (Figura 2.6):

- **Conducción:** mediante la transferencia de energía cinética entre moléculas adyacentes en un mismo medio, este choque genera una vibración que aumenta progresivamente generando calor, tanto en sólidos, líquidos o gases, aunque es más característico de los sólidos, dada la conductividad alta de los metales como en el caso de la corteza terrestre. Este fenómeno es el característico en las rocas impermeables entonces es por defecto la manera de transferencia de calor de la litosfera (Barbier, 2002)
- **Convección:** proceso mezclado entre la conducción y el movimiento de un fluido de un lado a otro provocado por las diferencias de densidad, por eso es considerado más eficiente en el proceso de transferencia de calor; dadas las características plásticas del manto este proceso convectivo es característico de esta zona generando el movimiento y origen de las placas tectónicas (Stober y Bucher, 2013).
- **Radiación:** asociado al proceso convectivo del manto y la falta de muestras de rocas de más de 200 km no se tiene tan estudiado este proceso, pero se basa en el decaimiento radiactivo de los isótopos radiactivos de la corteza.

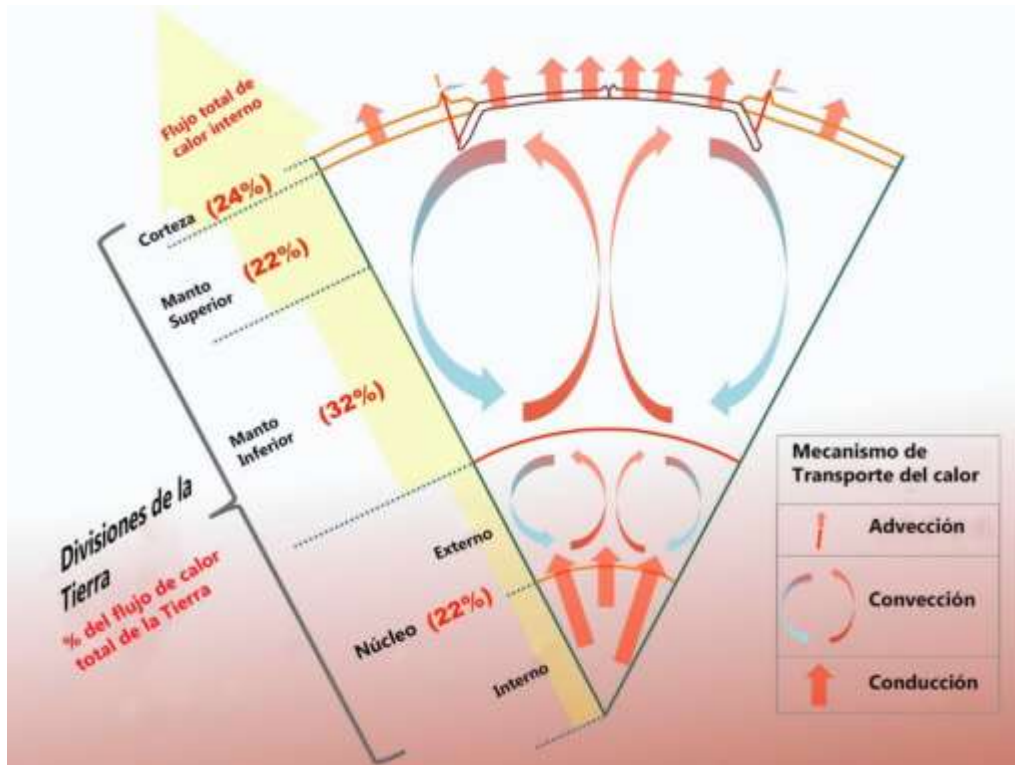


Figura 2.6 Sección transversal de la Tierra que muestra sus principales divisiones, contribuciones aproximadas al flujo de calor interno total de la Tierra a la superficie, y los mecanismos dominantes de transporte de calor dentro de la Tierra. Modificado de Commons, 2013.

2.2.1 Reservorios geotermales

Se habla de reservorio geotermal cuando hay un gran volumen de agua caliente subterránea o vapor en roca caliente porosa y fracturada. El agua caliente en los depósitos geotérmicos ocupa solo del 2 al 5% del volumen de roca, cuando el depósito es lo suficientemente grande y caliente, puede ser una gran fuente de energía. Los depósitos geotérmicos a veces están cubiertos por una capa de roca impermeable, mientras que los reservorios geotérmicos generalmente tienen manifestaciones superficiales como aguas termales o fumarolas (GEA, 2014).

Cuando este es económicamente rentable se define como: concentración de calor que existe en la corteza terrestre en forma y cantidad tales que su extracción económica potencialmente posible (Angulo y Llopis-Trillo, 2008).

Esta acumulación es generada por diferentes procesos de naturaleza geológica, en algunas regiones con gradientes de alta temperatura, existen profundas fallas subterráneas que permiten que el agua de lluvia y el deshielo se filtren bajo tierra, a veces a grandes profundidades donde el agua es calentada y circula de regreso a la superficie.

Un yacimiento geotermal se compone de tres elementos principales: una fuente de calor, un reservorio y un fluido que transporte el calor; la fuente de calor puede ser por alguna intrusión magmática o por el flujo normal de calor que incrementa a profundidad, cualquiera que sea el caso un reservorio es un volumen de roca caliente permeable de las cuales es extraído el fluido caliente, generalmente cubierto por un volumen de roca impermeable que actúa como sello, conectado con el proceso de recarga de agua meteórica que entrará al sistema y reemplazará a los fluidos geotérmicos que han salido del sistema en alguna de sus manifestaciones. (Figura 2.7).

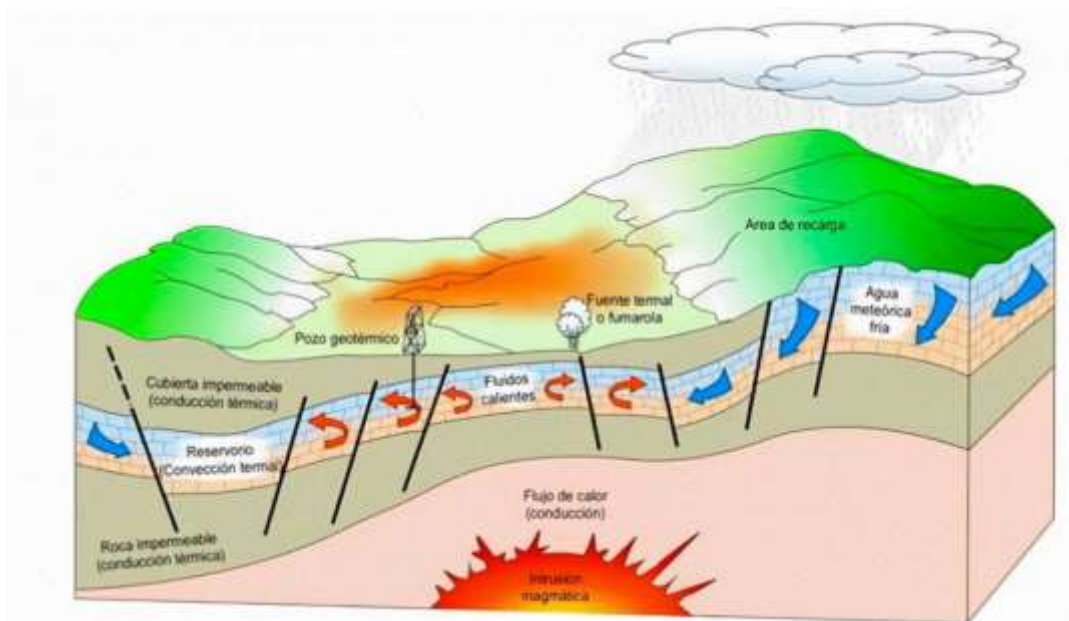


Figura 2.7 Representación de un sistema geotérmico ideal, se observa un sistema alimentado por agua de precipitación, un sistema de fracturas que permite el intercambio de energía con la intrusión magmática (Dickson y Fanelli, 2004).

La clasificación de los yacimientos geotérmicos está basada en cuatro factores: contexto geológico, nivel de temperatura, modo de explotación y tipo de utilización, pero la clasificación más utilizada es la de su entalpía o temperatura.

- **Yacimientos de muy baja temperatura:** son los más abundantes, con temperaturas menores a los 30°C. Este tipo de yacimientos se encuentra en cualquier zona del planeta, pues el suelo intercambia calor con la atmósfera sufriendo las variaciones diarias de temperatura hasta una profundidad de 0.5m, a algunos metros de profundidad la temperatura permanece estable entre 7 y 13°C, debido al calor recibido y la gran inercia térmica de suelos y rocas (Calzada-Olivares y Olivares-Garcés, 2015).
- **Yacimientos de temperatura baja:** temperaturas entre 30 y 90°C, pueden encontrarse en cuencas sedimentarias donde el gradiente geotérmico sea normal o ligeramente superior. La única condición geológica requerida es que se encuentren a la profundidad adecuada, entre 1,500 y 2,500 m.
- **Yacimientos de temperatura media:** temperaturas entre 90 y 150°C. Se encuentran en numerosos lugares del planeta, a profundidades entre 2,000 y 4,000 m, en un gran número de zonas donde, debido a discontinuidades y fallas, el agua puede remontar hasta la superficie.
- **Yacimientos de temperatura alta:** temperaturas mayores de 150°C en zonas con gradiente geotérmico extraordinariamente elevado, hasta de 30°C cada 100 m. Dichas zonas suelen coincidir con la existencia de fenómenos geológicos notables. Se suelen explotar a profundidades entre 1,500 y 3,000 m (Angulo y Llopis-Trillo, 2008).

Los sistemas geotérmicos están presentes en la naturaleza bajo sus propias condiciones, pero influenciados fundamentalmente por la convección de fluidos, debido al constante calentamiento y expansión de los fluidos dentro del sistema y el remplazo de fluidos calientes por fríos circundantes del sistema, de los elementos que componen el sistema solamente la fuente de calor puede ser natural, pues el agua puede ser introducida al sistema mediante inyección en condiciones ideales, este proceso que reduce el impacto ambiental de una planta (Figura 2.8).

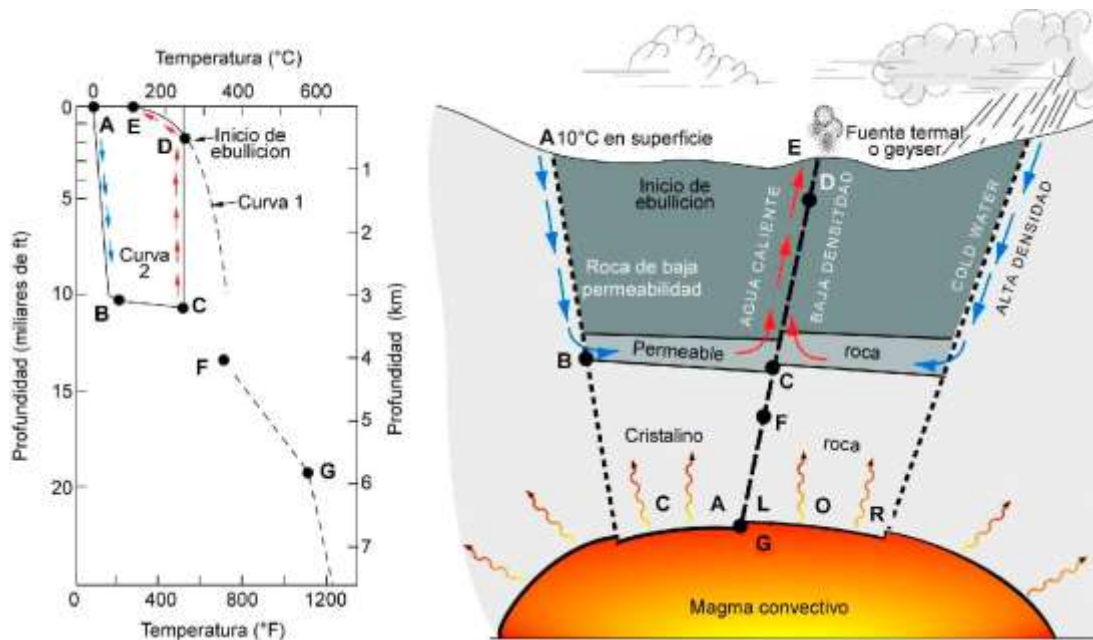


Figura 2.8 Modelo de un sistema geotérmico de temperatura media; curva de referencia para el punto de ebullición del agua pura (curva 1). La curva 2 muestra el perfil de temperatura a desde la recarga en el punto A hasta la descarga en el punto White, 1973.

Existe también la clasificación de recursos basados en la entalpía del fluido, es la más utilizada en todo el mundo. La entalpía puede considerarse más o menos proporcional al calor expresando el término “energía térmica” que es el contenido de calor del fluido, que al igual que los yacimientos se clasifican en de baja, media y alta entalpía.

- **Recursos Hidrotermales:** generados por la circulación convectiva del agua caliente en fase líquida o gaseosa hacia la superficie con fuentes de calor entre 300 a 1100°C o bien como resultado de circulación del agua por fracturas dentro del acuífero permeable en profundidades de temperaturas elevadas, se generan dos fases principales que suben el calor: vapor y agua dominantes, se manifiestan en superficie como geyser, fumarolas o simple alteración química de las rocas. (Tabla 2.1).
- **Recursos asociados a Roca Seca Caliente:** es el calor almacenado en rocas a profundidades cercanas a 10 km, pero no se puede extraer directamente por algún fluido caliente, debido a la baja o nula porosidad y fracturas, en este caso lo más utilizado y viable para su explotación es la generación de un sistema de fracturas artificiales por métodos hidráulicos, generado así un sistema EGS (Enhanced Geothermal System).

- **Recursos geopresurizados:** fluidos almacenados a gran profundidad en rocas sedimentarias permeables que han sido calentados por gradiente geotérmico natural, se encuentran confinados entre rocas impermeables generando una presión superior a la hidrostática, poseen tres tipos de energía (calor, energía mecánica y metano).
- **Recursos Radiogénicos;** estos recursos están asociados a intrusiones magmáticas a capas de sedimentos, el calor generado en este proceso se asocia al contenido elevado de elementos radiactivos (U,Th y K), son considerados de baja o media temperatura. IGME (1985).

Tabla 2.1. Clasificación de los recursos geotérmicos, de acuerdo a su origen y temperatura. Modificado de IGME, 1985.

TIPO DE RECURSO	TEMPERATURAS
1. Recursos de convención hidrotermal: calor llevado a la superficie mediante convección de agua o vapor.	
a. Vapor dominante	Cerca de los 240°C
b. Agua caliente dominante	
i. Alta Temperatura	De 150°C a 350°C
ii. Intermedia	De 90°C a 150°C
iii. Baja Temperatura	Menos de 90°C
2. Recursos asociados a rocas calientes: intrusiones en estado fundido	
a. Parte de la masa rocosa aún en estado fundido	Superior a 600°C
b. Roca ya solidificada (Roca seca caliente)	De 90°C a 650 °C
3. Otros recursos	
a. Cuencas sedimentarias (Fluido caliente en rocas sedimentarias)	De 30°C a 150°C
b. Geopresurizados (Fluido caliente a altas presiones)	De 150°C a 200°C
c. Radiogénicos (Calor generado por procesos radioactivos)	Variable

2.2.2 Química de reservorios geotérmicos

Los fluidos geotérmicos poseen una alta concentración de constituyentes disueltos. La química de un reservorio geotermal está dividida en tres fases: sólida, líquida y gaseosa. De las cuales la sólida es naturalmente la roca que almacena e integra la estructura rocosa del reservorio, mayormente de naturaleza ígnea.

Esta fase se logra entender mediante la petrología y petrografía. La primera busca entender la naturaleza de las rocas y su origen, la roca es el producto generado de procesos geológicos dinámicos el cual graba estos en sus relaciones de campo, matriz y composición, puede variar dependiendo la naturaleza de la roca y dichos procesos que la generaron. Mientras que la petrografía intenta obtener datos precisos sobre la composición mineralógica de la roca, tipos de minerales, alteraciones, etc, mediante el uso de láminas delgadas (Best, 2003).

La composición química tanto de la fase líquida como gaseosa está generada por los procesos y reacciones que ha sufrido la composición natural del agua, por la interacción agua-roca y el enriquecimiento que obtuvo por la interacción con el medio, las concentraciones de estos solutos son variables en gran medida, se deben a la diferencia de presión y temperatura, contenido de gases, fuente de calor, tipo de roca, permeabilidad, edad del sistema hidrotermal y la mezcla o fluidos presentes.

Los compuestos mayoritarios presentes se agrupan de esta manera:

- **Aniones:** Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} .
- **Cationes:** Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Mn^{2+}

Algunos otros componentes de interés geotérmico son los contenidos de SiO_2 , B y algunos elementos menores como Li^+ , Rb^+ , Cs^+ , Fe^{2+} , Sr^{2+} , Al^{3+} , F^- , Hg^{1+} y algunos otros traza como el Ba, Pb, V, Br, I.

La porción gaseosa es el resultado de la evaporación de fluidos en estado líquido y volatilización producto de algunas reacciones producidas por las temperaturas del yacimiento, que junto con la fase líquida se encargan de transmitir el calor, los principales gases disueltos generalmente son CO_2 , NH_4 (IGME, 1985).

Todos los sistemas geotérmicos, están relacionados con fuentes de calor generalmente de origen magmático, localizadas a varios kilómetros de profundidad donde coexisten con aguas mayormente de origen meteórico que igual están en movimiento ahí abajo.

Cuando estas aguas calientes ascienden se generan reacciones con las rocas disolviendo diferentes componentes, esto se puede notar en superficie por las alteraciones, en la tabla 2.2 se definen algunas de las tipologías más comunes de los sistemas geotérmicos.

Tabla 2.2. Síntesis generalizada de los tipos químicos de aguas en los sistemas geotérmicos, así como los iones dominantes y rangos de pH (IGME, 1985).

	Rango de pH	Principales aniones
Agua Subterránea	6-7.5	Trazas de HCO_3^-
Agua clorurada	4-9	Cl^- y algo de HCO_3^-
Cloruro-bicarbonato	7-8.5	Cl^- y HCO_3^-
Aguas calentadas por vapor	4.5-7	SO_4^{2-} , HCO_3^- y trazas de Cl^-
Sulfato-ácido	1-3	SO_4^{2-} y trazas de Cl^-
Sulfato-cloruro-ácido	1-5	Cl^- , SO_4^{2-}
Bicarbonato	5-7	HCO_3^-
Cloruro diluida	6.5-7.5	Cl^- y algo de HCO_3^-

Para un estudio geoquímico convencional dirigido a la exploración de áreas geotérmicas, se requiere la ejecución de análisis químicos de diferentes muestras de aguas subterráneas, que incluyen la determinación de los constituyentes inorgánicos, medidas del pH, conductividad eléctrica, gases disueltos y radionucleidos

IGME en 1985 Determinó las relaciones entre los iones presentes en el agua y su posible origen (tabla 2.3), con el objetivo de hacer una posible correlación con factores geotérmicos que generen anomalías considerables.

Tabla 2.3 Origen de los iones mayoritarios en el agua, se muestran las características geológicas que favorecen su presencia, concentración, así como la relación y equilibrio con otros iones (IGME.1985).

ION	CONCENTRACIÓN (ppm)	ORIGEN
Na ⁺	8000 a 14000	Alteración de plagioclasas por intercambio catiónico con el medio, permaneciendo diluido en condiciones normales.
K ⁺	Igual al Na ⁺	Rocas ígneas silicatadas por alteración de feldespatos
Ca ²⁺	En relación con el Na ⁺	Dilución de rocas sedimentarias y minerales ricos en Ca, Los fluidos geotérmicos presentan sales de calcio solubles como CO ₃ Ca, SO ₄ Ca, siendo la calcita indicadora de altas temperaturas
Mg ²⁺	0.01 a 0.1 ppm debido a altas temperaturas y baja salinidad. <ul style="list-style-type: none"> • Sólido a T° altas • Soluble a T° baja • Relación Mg/Ca baja es indicativa de ambiente geotermal 	Disolución de rocas sedimentarias, olivinos, biotitas y piroxenos en rocas ígneas. Relaciones Ca/Mg <ul style="list-style-type: none"> • 5:1 contacto con carbonato cálcicos • 1:1 relación con olivino • 1:2 asociado a dolomitas • 1:5 aguas salinas
SiO ₂	Depende del pH, T° y velocidad de flujo.	Disolución de silicatos De acuerdo con la estabilidad entre la sílice y el agua, la solubilidad aumenta con la temperatura, 180°C
Cl ⁻	<ul style="list-style-type: none"> • Hasta 20000 ppm en agua de mar. • 1 a 10 ppm en aguas superficiales. • Hasta 200 ppm en aguas subterráneas. 	Origen ígneo cuando hay bajas concentraciones de Cl ⁻ y SO ₄ ²⁻ . Y altas concentraciones sugieren ambientes evaporíticos
CO ₃ ⁻ , HCO ₃ ⁻	Variable acompañando al Ca y Mg.	Mediante disolución, depende del pH, CO ₂ disuelto y especie carbonatada presente, pues cada especie tiene equilibrio a diferente temperatura (figura 2.9)
F ⁻	En aguas termales se ve limitada su concentración a la solubilidad de la fluorita. En presencia de la sílice es del orden de 10ppm entre 200y 300°C.	Derivado de minerales con flúor, solubilidad similar al cuarzo. Relación Cl/F indica elevas temperaturas a profundidad
NO ₂ ⁻	No supera los 0.1 mg/L, aumentando en zonas anóxicas.	Poco estable químicamente, indicador de contaminación de carácter fecal reciente.
NO ₃ ⁻	No sobrepasa los 10 mg/l.	Disolución de rocas y minerales, descomposición de materia orgánica, orígenes contaminantes industriales y agrícolas.
SO ₄ ⁻²	En función de P, T° y salinidad La precipitación depende de la fugacidad del oxígeno.	Son indicativos de un posible origen en relación con materiales ígneos, en valores de pH muy cercanos a 7 y temperaturas inferiores a 200°C.

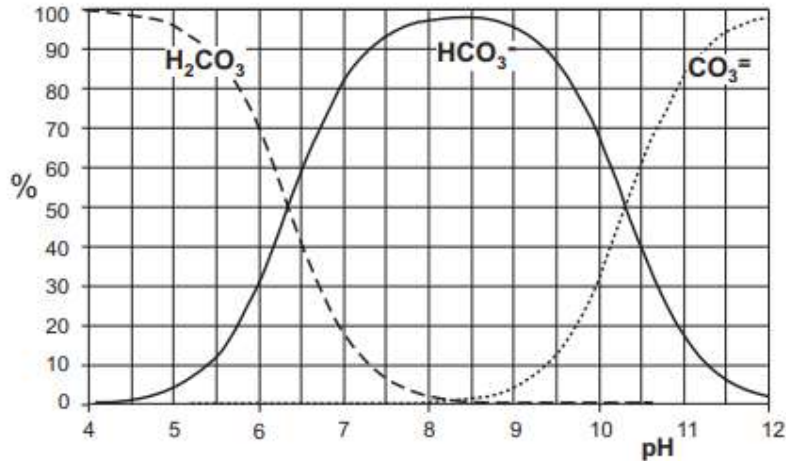


Figura 2.9. Principales especies carbonatadas en disolución, se presentan en relación al pH, mientras más ácido sea el ambiente menor presencia de la especie CO₃²⁻ (Sánchez, 2017).

Componentes minoritarios; el enriquecimiento de estos elementos en sistemas geotérmicos se relaciona a la termalidad anómala de la zona y el tiempo de permanencia en el subsuelo, además de informar sobre el tipo de roca de la cual migró el fluido (tabla 2.4).

Tabla 2.4 Origen de los iones minoritarios en el agua, se presentan algunos de lo más representativos, su origen geológico y estimación de concentraciones (Sánchez 2017).

ION	CONCENTRACIÓN (ppm)	ORIGEN
B	La presencia de ácido bórico en sistemas geotérmicos es mayormente en sistemas agua-vapor de alta temperatura, cuya concentración aumenta con el incremento de la fase vapor.	Relacionado a pegmatitas, granitos y gabros. De gas puede proceder de BO ₃ H ₃ y F ₃ B de origen volcánico, indicando actividad volcánica reciente o fallas a profundidad.
NH ₃	Mayor en ambientes sedimentarios a los volcánicos en sistemas geotérmicos.	Su distribución es mayor a mayor temperatura, bajo pH.
Li ⁺ , Rb ⁺ , Cs ⁺ ,	Li y Rb disminuye hacia la superficie. Relación Li ⁶ /Li ⁷ incrementa en aguas calientes hacia la superficie debido a que el Li ⁷ tiene una inclusión preferencial con los materiales de alteración hidrotermal.	Refleja abundancia de tierras raras en la roca encajonante, entre 500 y 600°C es cuando se liberan contenidos importantes, mayor en zonas basálticas con respecto a riolítica-andesítica.

Fe ²⁺	En aguas geotérmicas se presenta como traza.	Lixiviación de minerales asociado a ambientes ígneos. <ul style="list-style-type: none"> • 4 especies dentro de las aguas termales: Fe (OH)₄⁻, Fe²⁺, FeOH⁺ y Fe(OH)₂, a temperatura de entre 100 a 150°C
P	Trazas	Por lixiviación de fluidos de descomposición algunos tejidos orgánicos y por contaminación.

2.2.3 Geotermometría

La geotermometría se basa en aplicar diversas metodologías, mediante el tratamiento de los datos de la composición química convencional, isotopía y las fases gaseosas del agua, el análisis de estos datos permite establecer la temperatura base de los fluidos en su circulación a profundidad y su relación con la geología que alberga al reservorio.

Es de gran importancia conocer las temperaturas de surgencia del sistema y sus variaciones estacionales pues de esto depende el desarrollo y explotación del recurso, se puede realizar mediante sondeos o el análisis geoquímico e isotópico de los fluidos respectivamente. Los métodos directos se usan para una vista preliminar y temperaturas actuales del sistema a las diferentes profundidades, mientras que los métodos indirectos generan información sobre los regímenes de temperatura que ha sufrido el sistema.

Existen diferentes tipos de geotermómetros empíricos citados por el IGME en 1965 (Tabla 2.5), a temperaturas relativamente altas la mayoría del quimismo de los fluidos viene controlado por las reacciones que dependen de la presión/temperatura.

Los geotermómetros químicos son los más utilizados, deben cumplir algunas premisas para su utilización:

- Las reacciones químicas que controlan las proporciones de los constituyentes químicos disueltos en el agua solo deben pertenecer a la temperatura.
- Las reacciones agua-roca del yacimiento y la fase gaseosa deben haber alcanzado el equilibrio, pues condicionan la cantidad y características de los constituyentes disueltos.
- El equilibrio agua roca refiere a un proceso o permanencia larga de este contacto, pues el equilibrio se alcanza a la temperatura del yacimiento.
- Los procesos de reequilibrio de las condiciones geoquímicas o variaciones en la composición en relación con las temperaturas más bajas de la del yacimiento se

deben excluir del planteamiento de los modelos de circulación del agua en su trayecto a la superficie. (IGME, 1985)

Tabla 2.5 Geotermómetros más utilizados, basados en la composición química convencional, isotópica y gaseosa del fluido.

Geotermómetro	Autores	Características	Temperaturas
<p>Sílice</p> $\text{SiO}_2(\text{cuarzo}) + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4$ $T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1309}{(5.19 - \log S) - 273.15}$	<p>Fournier y Rowe (1966)</p> <p>Fournier (1977)</p>	<ul style="list-style-type: none"> Saturación (mg/kg) de la SiO₂ en equilibrio con el cuarzo a temperaturas elevadas. Variaciones en la solubilidad de las especies de la sílice (P y T°). Varios tipos (Adiabático / Conductivo / Calcedonia) 	<p>Estabilidad >180°C <870°C</p> <p>Se usa en sistemas >150°C</p>
<p>Na-K</p> $\frac{\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{K}^+}{\text{Albita}} = \frac{\text{KNaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Na}^+}{\text{Feldespato K}}$	<p>Fournier y Potter (1979)</p> <p>Giggenbach (1988)</p>	<ul style="list-style-type: none"> La relación Na/K disminuye con el aumento de la temperatura, mediante la relación albita y adularia. Yacimientos de aguas cloradas son los más adecuados. Reservorios de largos tiempos en residencia. En aguas con pH casi neutro 	<p>Desde 100°C hasta 350°C por el lento reequilibrio de Na/K, dando información de las zonas más profundas.</p>
<p>Na – K – Ca</p> $t^{\circ}\text{C} = \frac{1647}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + \beta \log\left(\frac{\sqrt{\text{Ca}}}{\text{Na}}\right) + 2.24} - 273.15$	<p>Fournier y Truesdell (1973)</p>	<ul style="list-style-type: none"> Aguas con altas concentraciones de Ca. No aplica en aguas ácidas, pues afecta al equilibrio de feldespatos. La ebullición afecta, pues la calcita precipita por la pérdida de CO₂ 	<p>Aguas <100°C o ligeramente térmicas. Fluidos >180°C (Bajo corrección)</p>
<p>Na -Li</p> <p>Arcilla-Li+ H⁺ = Arcilla-H+ Li⁺</p> $t^{\circ}\text{C} = \frac{1195}{0.130 + \log(m\text{Na}/m\text{Li})} - 273.15$ <p>(valido para concentraciones de Cl >0.3 mol/kg)</p>	<p>Fouillac y Michard (1981)</p>	<ul style="list-style-type: none"> Existen dos: <11000 mg/kg de Cl y >11000 mg/kg Cl El equilibrio se basa en reacciones de intercambio entre zeolitas y arcillas La relación es constante, hasta que el fluido asciende y se enfría, pierde Li en la alteración. 	<p>Su aplicación es variable de acuerdo con la temperatura y arcillas presentes.</p>

$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{0.389 + \log(m\text{Na}/m\text{Li})} - 273.15$ <p>(valido para concentraciones de Cl <0.3 mol/kg)</p>			
<p>K – Mg</p> $0.8\text{K-mica} + 0.2\text{clorita} + 5.4\text{silice} + 2\text{K}^+ = 2.8\text{K-feldespatos} + 1.6\text{H}_2\text{O} + \text{Mg}^{2+}$	Giggenbach (1988)	<ul style="list-style-type: none"> • Cuando no hay equilibrio fluido – roca. 	Temperaturas más frías relacionadas a la reacción mencionada
<p>Albita – Anortita</p> $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 2\text{Na}^+ + 4\text{H}_4\text{SiO}_4 = 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{Ca}^{2+} + 8\text{H}_2\text{O}$	Lopoukhine (1973) Giggenbach y Mtasuo (1991)	<ul style="list-style-type: none"> • Relación entre feldespatos sódicos / cálcicos (zonas de albitización). • En ambientes donde se encuentre el equilibrio en sus fases de plagioclasa(albita-anortita), granitos, basaltos o sus análogos. 	Temperaturas de equilibrio entre albita y anortita
<p>Gases</p> <ul style="list-style-type: none"> • Gas-gas • Gas-mineral • Mineral: equilibrio de gases (CH₄, H₂, H₂S) 	Arnorsson <i>et al.</i> , (1983)	<ul style="list-style-type: none"> • Cuando no está disponible la capa freática • seis geotermómetros aplicados a fumarolas. Basados en las concentraciones de CO₂, H₂S y H₂. También en las relaciones CO₂ / H₂ y H₂/H₂S en mmol / kg de vapor. 	Basado en equilibrios gas-gas o gas-mineral
<p>Isótopos</p> <ul style="list-style-type: none"> • Oxígeno • Dióxido de carbono – metano • Dióxido de metano – hidrógeno • Gas de agua 	Ellis y Mahon (1977) Karingithi (1977)	<ul style="list-style-type: none"> • Mediante reacciones de intercambio de isótopos que logran equilibrio en el sistema con relación a la temperatura • Afecta a elementos ligeros (He, H, C, O y S). • El intercambio puede ser entre las distintas fases, gaseosa, mineral, agua, soluto 	Desde los 100 °C hasta los 400°C

2.2.4 Usos de reservorios geotérmicos

El uso de la energía geotérmica depende de los aspectos que caracterizan a cada tipo de yacimiento, pero la característica que determina su uso es el contenido de calor que puede intercambiar (entalpía), se expresa en kJ/kg o en kcal/kg. La entalpía es proporcional a la temperatura, medida mediante sondas térmicas que determina el uso industrial de la energía geotérmica (IGME, 1985).

La generación de electricidad es la forma de utilización más importante de los recursos geotérmicos de alta temperatura ($> 150^{\circ}\text{C}$). Las temperaturas medias a bajas ($<150^{\circ}\text{C}$), tienen muchos tipos diferentes de utilización; estos usos los clasificó Lindal en 1973 (Figura 2.10) su trabajo muestra los posibles usos de los fluidos geotermiales de diferentes temperaturas, aún se mantiene válido, pero la generación de electricidad mediante plantas de ciclo binario puede actualmente permitir la utilización de fluidos sobre 85°C .

El diagrama de Lindal enfatiza dos aspectos importantes de la utilización de los recursos geotérmicos (a) con usos combinados y en línea es posible mejorar la factibilidad de un proyecto geotérmico y (b) la temperatura del recurso puede limitar los posibles usos. (Dickinson y Fanelli, 2004).

Arellano-Gómez *et al.*, (2008), mencionan que los usos actuales de este tipo de energía no solamente son susceptibles de ser aprovechados en la generación de electricidad, sino también en una gran variedad de actividades agrupadas bajo el nombre genérico de usos directos, los define como los usos que se les dan a los sistemas geotérmicos de baja entalpía (temperaturas $< 180^{\circ}\text{C}$).



Figura 2.10. Clasificación de los recursos geotérmicos según su temperatura, se observan los usos más comunes (Lindal, 1973).

Generación de electricidad

La generación de electricidad depende de las características del recurso geotérmico, este proceso se realiza generalmente mediante el uso de turbinas de vapor convencionales y plantas de ciclo binario. Las turbinas de vapor convencionales requieren fluidos cercanos a 150°C, en las cuales el flujo entra hace girar las turbinas directamente de los pozos, hasta llegar a un separador donde el agua se reingresa al sistema y el vapor sigue hacia la turbina, así se produce la energía cinética y los desechos se liberan a la atmósfera en forma de vapor de agua (back-pressure) (Figura 2.11).

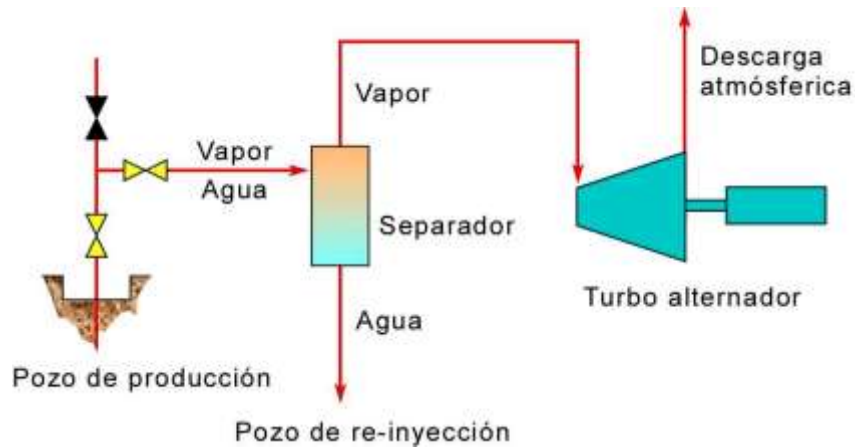


Figura 2.11. Esquema de una planta geotermal back pressure. El flujo del fluido geotermal está en rojo, el fluido secundario en verde y el agua fría en azul. Tomado de Arellano-Gómez et al., (2008).

Las plantas de ciclo binario (Figura 2.12) no utilizan directamente el fluido geotérmico, si no utilizan un fluido externo orgánico (n-pentano), caracterizado por un bajo punto de ebullición y alta presión de vapor a bajas temperaturas, donde este es manejado en un ciclo convencional Rankine (ORC), este adquiere el calor por transferencia térmica del fluido geotermal a través de intercambiadores de calor, donde el fluido secundario es calentado y vaporizado, el vapor se incide en una turbina que gira y produce electricidad, posterior a esto el vapor es condensado para iniciar de nuevo el proceso. Este sistema puede trabajar con fluidos de entre 85 y 170°C dependiendo del fluido secundario.

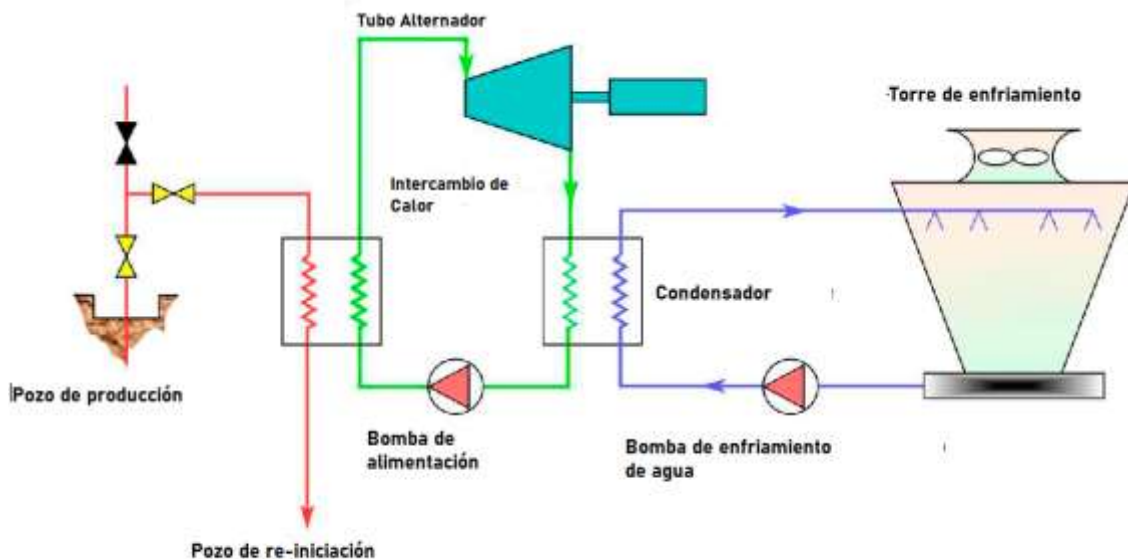


Figura 2.12 Esquema de una planta geotermal de ciclo binario. El flujo del fluido geotermal está en rojo, el fluido secundario en verde y el agua fría en azul. Tomado de Arellano-Gómez et al., (2008).

2.3 ISOTOPIA

2.3.1 Isótopos en el agua

La molécula de agua está compuesta de dos elementos: hidrógeno y oxígeno, los cuales en estado natural se pueden presentar de diferentes formas isotópicas, el hidrógeno se presenta de manera estable en dos isótopos, el protio ($\delta^1\text{H}$) y el deuterio ($\delta^2\text{H}$ o D) y una variedad que es radioactiva llamada Tritio ($\delta^3\text{H}$ o T). Mientras que el oxígeno posee tres isótopos estables ($\delta^{16}\text{O}$, $\delta^{17}\text{O}$ y $\delta^{18}\text{O}$) (Plata, 1996).

Esta composición isotópica es de gran utilidad dada la propiedad conservativa que tienen, pues no se mezclan con los demás compuestos del agua, así es que la proporción de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno en aguas naturales $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son efectivos como trazadores del ciclo de agua terrestre, y proveen ideas claras de los procesos hidrológicos, climáticos y ecológicos en escalas locales, regionales y continentales, así como para localizar zonas de recarga, determinar el origen de las aguas subterráneas (meteórica, agua marina, fósil, magmática y metamórfica) (IAEA, 2009).

Existe para estos fines una relación lineal establecida por Harmon Craig en 1961, entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para las aguas superficiales a escala global las cuales denominada por el mismo como "Craig's global meteoric water line" (Línea Meteórica Global de Craig), (Figura 2.13) representada por la siguiente ecuación:

$${}^{TM_2}H = 8{}^{TM_8}O + 100/00\sigma\mu\omega\omega$$

Donde $\delta^2\text{H}$ es la relación isotópica de Deuterio y $\delta^{18}\text{O}$ es la relación isotópica de Oxígeno 18. Ecuación que ha quedado estandarizada por un patrón internacional para el análisis de información isotópica SMOW (Standard Mean Ocean Water), pues el agua del mar es una parte importante del ciclo hidrológico y la cual alberga la mayor cantidad de agua del planeta (98%).

Entonces toda concentración de isótopos estables en la molécula de agua se presenta como la desviación (δ) con referencia al SMOW de la siguiente manera:

$$\delta = \frac{R - R_{SMOW}}{R_{SMOW}}$$

Donde R es la relación isotópica y representa el cociente entre los isótopos estables tanto del hidrógeno como del oxígeno.

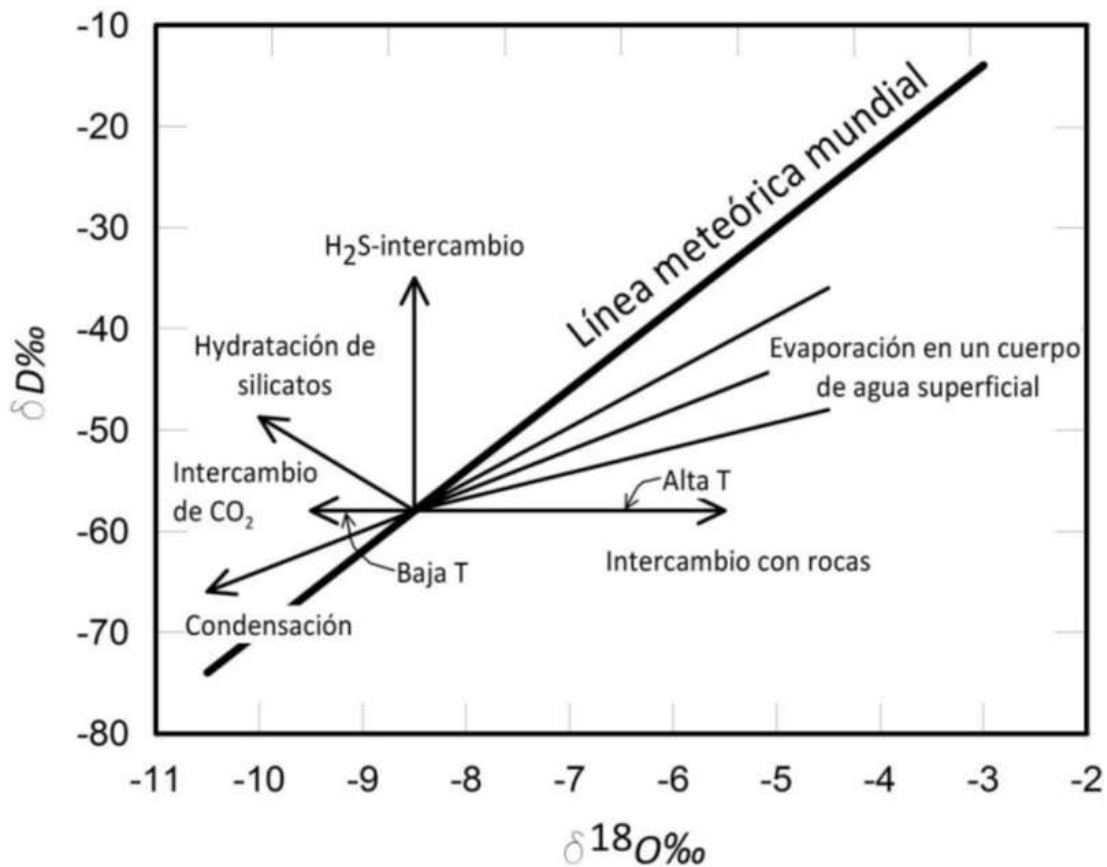


Figura 2.13. Línea Meteórica mundial, comparada con los cambios de la composición isotópica del agua producida por diferentes procesos como evaporación o condensación. Modificada de Domenico y Schwartz, 1997.

Posteriormente el patrón SMOW fue cambiado por el VSMOW (Viena Standard Mean Ocean Water) el cual es utilizado en la actualidad en conjunto con la OIEA (Organismo Internacional de Energía Atómica), el cual hace un monitoreo de la precipitación mundial a través de la red global para isótopos en la precipitación (GNIP) la cual refino esta relación obteniendo esta ecuación (Clark y Fritz, 1997):

$$\delta^2 = 8.13\delta^{18}O + 10.8\text{‰ VSMOW}$$

Esta línea meteórica mundial es un referente global, los comportamientos del agua se pueden aproximar gracias a las diferencias de la generación de líneas meteóricas locales, las cuales difieren de esta por las condiciones geográficas y climáticas, esto se puede notar gracias al cálculo de la pendiente y a la intersección con el deuterio (ordenada al origen), características que estarán determinadas por la isotopía de las muestras tomadas.

También se observa que las aguas empobrecidas isotópicamente están relacionadas a zonas frías mientras que las aguas enriquecidas isotópicamente se relacionan a zonas calientes. La composición de la precipitación depende de la temperatura a la cual el agua del océano fue evaporada dentro del aire y aún más importante es la temperatura de condensación a la que se formaron las nubes y la lluvia, topografía, altitud, latitud, continentalidad (transporte de las masas húmedas desde el mar hacia el continente), la época del año y la cantidad de precipitación Clark y Fritz (1997). (Figura 2.14).

El agua con una mayor proporción de isótopos ligeros tiende a evaporarse más rápido, dejando en el agua las moléculas más pesadas sin evaporar, esto genera que el aire que está en contacto con el agua se enriquezca en moléculas ligeras por el proceso de cambio de fase, esto se ve reflejado en valores relativamente negativos al calcular $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, es decir los valores calculados para el agua que aún no se evapora serán más positivos (Mazor, 2004).

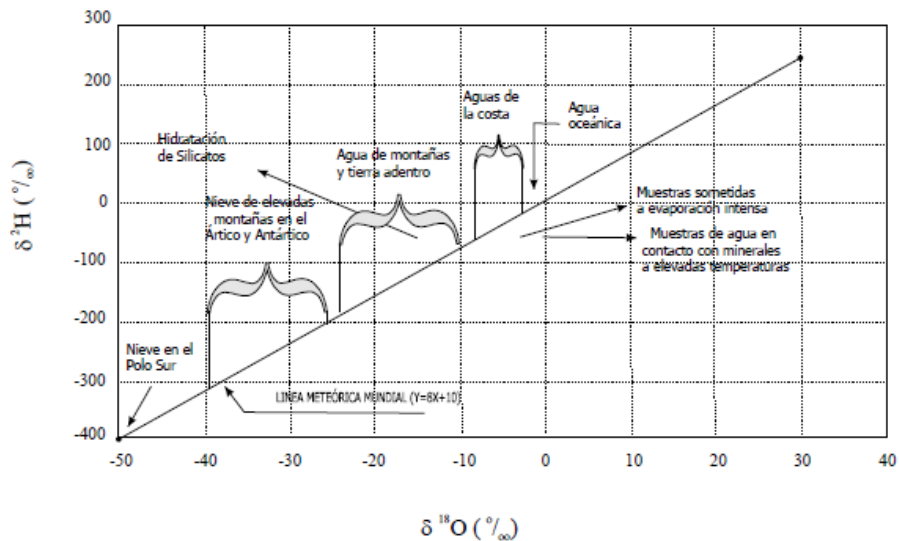


Figura 2.14. Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en aguas naturales, se observa una relación entre zonas más cálidas a un enriquecimiento isotópico y un empobrecimiento en zonas como el polo sur. (Ferronsky y Polyakov, 2012).

Uno de los efectos de gran influencia es la altitud, pues controla la composición isotópica, generando una relación muy útil que permite identificar la elevación a la que se produce la recarga y así reconocer la incidencia de la infiltración local en la recarga, donde a medida que las masas de aire se mueven sobre las montañas, se van enfriando y el contenido de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ va disminuyendo. En mayores altitudes con una temperatura baja, la

precipitación tiene una isotopía pobre, para el $\delta^{18}\text{O}$ la disminución varía entre -0.15 a -0.5 ‰ por cada 100m de elevación, mientras que un para el $\delta^2\text{H}$ corresponde un decremento entre -1 y -4 ‰.

Las variaciones estacionales influyen también, pues las variaciones durante las estaciones principalmente en la temperatura se ven aumentadas con la continentalidad del sitio. Las temperaturas extremas son proporcionales a los cambios en los isótopos de la precipitación, pues está directamente relacionado con las tasas de evaporación. Estas variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, proveen una importante herramienta para determinar las tasas de la circulación del agua subterránea, la respuesta de la cuenca a la precipitación, y el tiempo que dura el año cuando ocurre la mayoría de recarga (Clark y Fritz, 1997).

2.3.2 Relación de la isotopía en la geotermia

Cuando se abordan estudios hidrogeológicos con aplicación de técnicas isotópicas utilizando isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y deuterio, un factor importante a tomar en cuenta y que origina el fraccionamiento isotópico de la molécula de agua es la temperatura y qué provoca la evaporación la que tiene lugar en condiciones de no equilibrio (atmósfera no saturada), donde el efecto cinético relativo es mayor para el $\delta^{18}\text{O}$ que para el deuterio. IGME (2002)

Los fluidos geotermiales, eran considerados como fluidos provenientes del magma los cuales encontraron su camino hacia la superficie terrestre, pero con la isotopía se ha demostrado que estos son fluidos principalmente meteóricos.

La interacción con las rocas puede ser observadas sistemáticamente a través de los isótopos $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, en la figura 2.15 se observan intervalos de valores para $\delta^{18}\text{O}$, las rocas con las que interactúa el fluido poseen también altas concentraciones de oxígeno es por eso por lo que son comparadas con las proporciones del fluido en el reservorio, debido a esto es que el fluido toma la característica de $\delta^{18}\text{O}$ de la composición de la roca. Existen intervalos también para los valores del $\delta^2\text{H}$ (Figura 2.16) (Clark y Fritz, 1997).

Cuando se lleva a cabo la exploración geotérmica de un sistema hidrotermal se efectúan determinaciones de las relaciones de isotopía: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y de D/H, de las aguas de precipitación como de las subterráneas termiales. Esto permite establecer el origen y altitud del área de recarga y los procesos de intercambio con rocas a elevadas temperaturas.

La interacción entre isótopos sirve de trazador natural para estudiar las variaciones de las características isotópicas del agua termal, en relación con los valores definidos por las aguas meteóricas, lo que puede generar premisas sobre el origen e historia de las aguas.

Las aguas de precipitación en zonas templadas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ variables entre -5 y -8, esto es indicativo de que las manifestaciones con marcados valores negativos son meteóricas y que no han estado sometidas a intercambios isotópicos con rocas oxidadas a altas temperaturas. La fracción de estos isótopos está determinada naturalmente por la evaporación y condensación. La especie isotópica más ligera y volátil es la $\delta^2\text{H}$, $\delta^{16}\text{O}$ por lo que en los procesos de evaporación el vapor resultante tendrá una relación $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ más baja que la original de la cual procede, mientras que, en los procesos de condensación, la fase líquida que se forma presenta contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ más elevados que el vapor.

En el estudio de las aguas subterráneas se supone, generalmente, que, durante el flujo subterráneo, el contenido de isótopos estables es una propiedad permanente, por lo que el contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de estas aguas es normalmente igual o próximo al contenido de las precipitaciones que han tenido lugar en la zona de recarga.

Las diferencias que se observan en las aguas subterráneas que tienen más o menos la misma composición estará en consonancia con las precipitaciones de las respectivas zonas de recarga (IGME, 1985).

La isotopía además y la composición química de los fluidos geotermales proporcionan información sobre la evolución del sistema; por otra parte, las variaciones de contenidos de sales y gases disueltos nos proporcionan información sobre la temperatura y la historia de la solución además de los tipos de rocas con los que el fluido ha interactuado. El origen está determinado por las relaciones isotópicas que contenga cada agua, pues varían según su origen (meteóricas, subterráneas, superficiales, etc.) (Clark y Fritz, 1997).

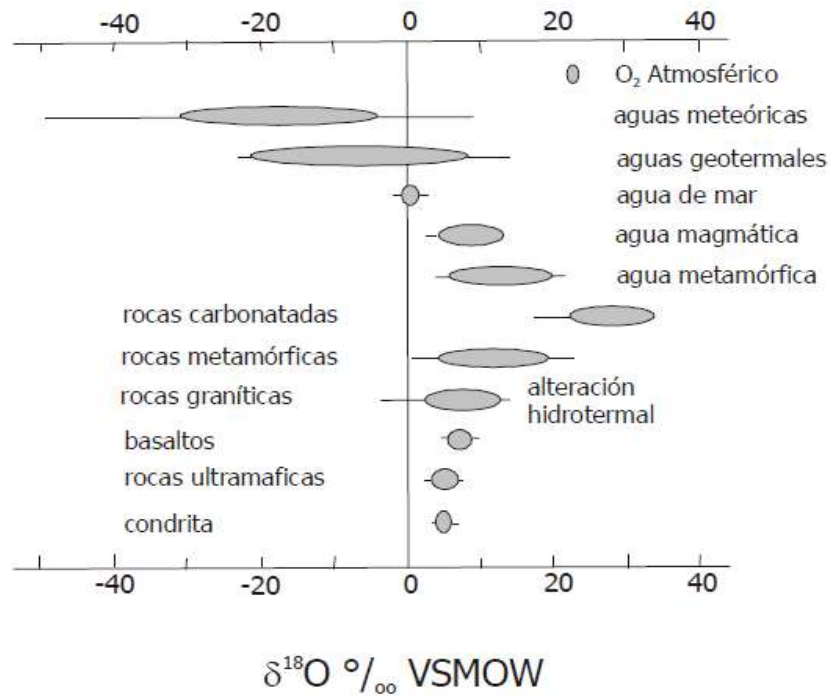


Figura 2.15. Intervalos de valores para $\delta^{18}\text{O}$ en varios tipos de rocas y aguas, se observa que en aguas geotermales predominan los valores negativos mientras que el enriquecimiento es mayor en rocas carbonatadas. Modificado de Clark y Fritz, 1997.

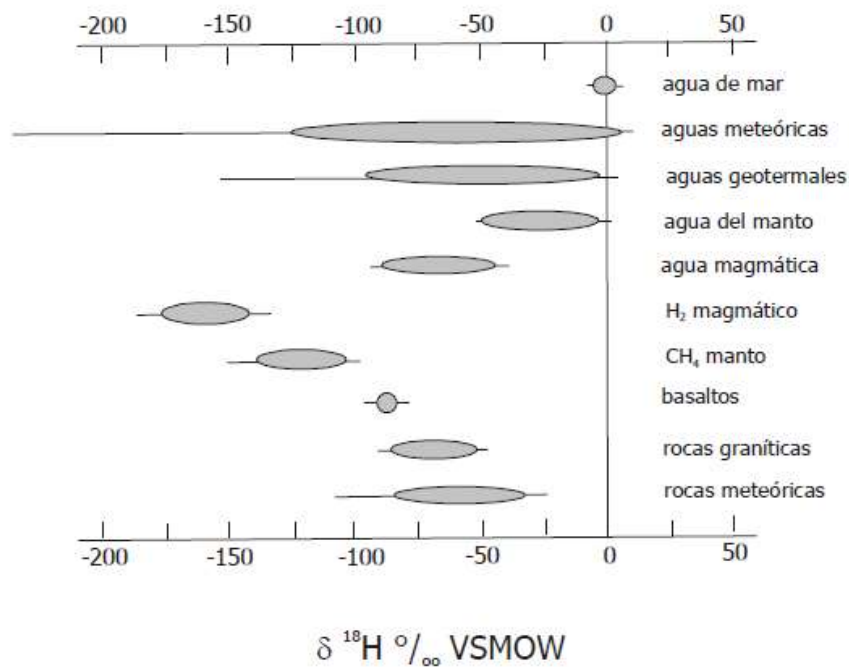


Figura 2.16. Intervalos de valores para $\delta^2\text{H}$ en los principales reservorios de hidrógeno. El contenido de $\delta^2\text{H}$ en las rocas es muy pequeño, tanto que los feldespatos y basaltos tienen una cantidad insignificante de hidrógeno. Modificado de Clark y Fritz, 1997.

2.4 BALANCE HIDRÍCO

Esta es una de las herramientas más importantes dentro de la hidrología, basada en la dinámica e interacciones del agua con el medio en diferentes procesos en su mayoría son bastante complejos, pueden ser conceptualizados como un sistema hidrológico cuyos componentes son: precipitación, evaporación, escorrentía, y otras fases variables del ciclo (Figura 2.17).

Es una gran cantidad de masas de agua que se mueven de un estado físico a otro y de un lugar a otro, el volumen de esta agua que es desplazado a lo largo de un año se denomina balance hídrico global. Esta ecuación es simple de calcular siempre y cuando se tengan los datos necesarios, en análisis históricos se requieren datos de diferentes variables de periodos prolongados en el pasado histórico de la zona (Ordoñez-Gálvez, 2011).

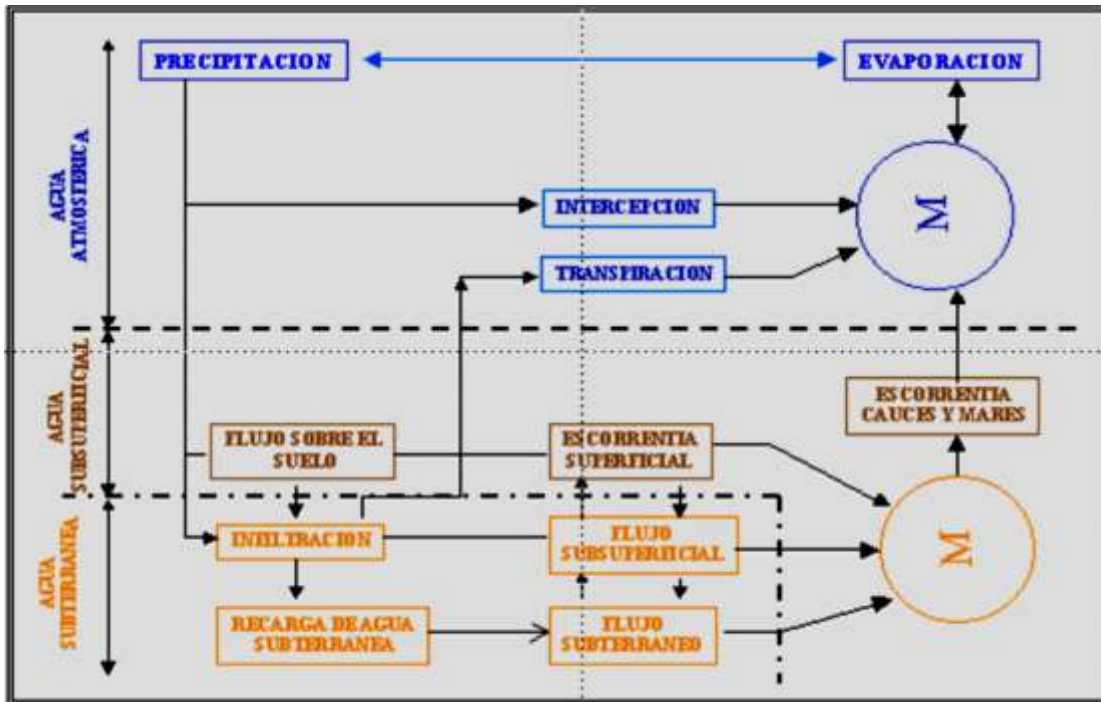


Figura 2.17 Representación de un sistema Hidrológico, se observan todos los componentes en los diferentes niveles que resultan como acción M (movimiento) para desplazarse entre ellos, tomado de Estrela-Montreal (1992).

Los aportes son generados por las precipitaciones mientras que las pérdidas son suma de procesos más complejos combinados entre sí, la evaporación y transpiración (procesos que se generan en las plantas), que en conjunto se denomina evapotranspiración. Ambos son

evaluados en cantidad de agua por unidad de superficie siendo los milímetros (mm) la unidad más utilizada, al ser variables homogéneas se pueden trabajar ambas en las mismas unidades y así compararlas en diferencia (Durand-Dastes, 2005).

El balance hídrico puede estimarse de varias maneras, existen varios modelos para ello, uno de los más populares desarrolladores es Thornthwaite y sus múltiples metodologías, este es un método empírico que estima el balance de todo el sistema. El proceso se realiza a partir del conocimiento solo de valores medios de la precipitación mensual y la estimación de evapotranspiración mensual se puede estimar el balance del agua en el suelo a lo largo de un año. El saber estos datos de un área de interés es de gran importancia para evaluar la disponibilidad de agua.

Este método directo se basa en obtener valores mensuales del año hidrológico en cuestión de estas estimaciones:

P: precipitación media mensual

ET: evapotranspiración potencial o de referencia

P - ET: diferencia entre la P y la ET

R: reserva

VR: variación de la reserva

ETR: evapotranspiración real

F: falta de agua

Ex: exceso de agua

Para realizar la cuantificación de este balance hídrico, se ponen en comparación los aportes y las pérdidas de agua en el sitio:

Disponibilidad de agua – Demanda del agua = Cantidad de agua (Déficit/Exceso)

Ecuación 1. Cálculo de la cantidad de agua disponible.

Otra manera de plantear esto factores en una fórmula se representa a continuación en:

$$P = ETR - IF - Escu$$

Ecuación 2. Ecuación 2 de balance hídrico.

Donde:

P = precipitación.

ETR = evapotranspiración real.

IF = infiltración o almacenamiento.

Escu = escurrimiento.

Del Toro-Guerrero *et al.*, (2014)

Estas variables se definen a continuación.

Precipitación: agua que cae en la superficie de la tierra en diferentes formas (lluvia, llovizna, granizo o nieve). Esto es provocado por los cambios de temperatura y presión en la atmósfera que generan la precipitación del agua condensada Musy (2005).

Evapotranspiración (ET): Es el total de agua convertido en vapor por una cobertura vegetal; incluye la evaporación desde el suelo, la evaporación del agua interceptada y la transpiración por las estomas de las hojas.

La evaporación se produce desde:

- La superficie del suelo y la vegetación inmediatamente después de la precipitación.
- Desde las superficies de agua (ríos, lagos, etc).

La transpiración es el fenómeno biológico por cual las plantas pierden agua a la atmósfera. Toman el agua del suelo a través de sus raíces, usando una pequeña parte para su crecimiento y el resto lo transpiran (Allen, *et al.*, 1998).

Para este cálculo se distinguen 2 tipos de evapotranspiración:

- **Evapotranspiración Potencial (ETP):** se produce si la humedad del suelo y la cobertura vegetal están en condiciones óptimas.
- **Evapotranspiración Real (ETR):** volumen de agua que realmente se evapotranspira en relación con el agua disponible para evaporar (la **ETP** es siempre mayor o igual a la **ETR**). Esta agua disponible será la que precipita durante el mes considerado y se mantiene como reserva en el suelo (Pereyra-Díaz *et al.*, 2011).

Este proceso está controlado por diversos factores: radiación solar, temperatura, humedad, viento, salinidad y temperatura del agua, tipo de suelo y cobertura vegetal, así como las variaciones estacionales.

Existen diversas fórmulas para calcular la ETP (Tabla 2.3), todos como una aproximación, teniendo en cuenta que la $ETR \leq ETP$, en función de los factores mencionados. Estas fórmulas calculan la ETP mes a mes para datos medios de una serie de años, que junto con las precipitaciones mensuales se realiza un balance mensual del agua del suelo obteniéndose la $ETP-ETR$ =déficit y los excedentes (el agua que no puede ser retenida en el suelo y escapa en forma de escorrentía) (Sánchez-San Román, 2006):

Tabla 2.3 Fórmulas para calcular Evapotranspiración (ETP), mostrando los datos necesarios para su cálculo (modificado de Sánchez-San Román ,2006).

	Medidas Necesarias	Otros datos
Thornthwaite, 1948	Temperatura	Tablas de n° teórico de horas de sol
Jensen y Heise. 1968	Temperaturas, altitud, radiación solar	Tablas de n° teórico de horas de sol La radiación solar se puede estimar
Hargreaves y Allen 2003	Temperatura, Radiación solar	La radiación solar se puede estimar con temperaturas máximas y mínimas diarias
Blanney-Griddle,1950	Temperatura	Tablas de n° teórico de horas de sol Coeficiente que depende del cultivo,
Turc, 1954	Temperatura, Horas reales de sol	De las horas de sol se obtiene la radiación global incidente (cal/cm ² .dia)
Penman, 1948	Temperatura, Horas reales de sol, Velocidad del viento, Humedad relativa	Por tablas se obtienen otros parámetros

Thornthwaite (1948) realizó cálculos basados en la determinación de la evapotranspiración en función valores medios de temperatura, con una corrección en función de la duración astronómica del día y el número de días del mes, es el más común en hidrología y en estimación de balance hídrico para climatología e hidrología de cuencas.

Estimación de la ETP según Thornthwaite:

1. Se determina el índice de calor mensual (i):

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1.514}$$

Ecuación 3. Índice de calor mensual.

2. Se determina el índice de calor anual (I):

$$I = \sum_{12}^1 i$$

Ecuación 4. Índice de calor anual

4. Se determina la ET mensual “sin corregir” mediante la fórmula:

$$ETPsincorr = \left(\frac{10 * t}{I}\right)^a$$

Ecuación 5 ETP sin corregir

Dónde:

$ETPsincorr.$ = ETP mensual en mm/mes para meses de 30 días y 12 horas de sol.

t = temperatura media mensual °C.

I = índice de calor anual obtenido en el punto 2.

$$a = 675 * 10 - 9 * I3 - 771 * 10 - 7 * I2 + 1792 * 10 - 5 * I + 0.49239$$

Ecuación 6 Constante a.

4. Corrección para el n de días del mes y el n° de horas de sol:

$$ETP = ETPsincorr * \frac{N}{12} * \frac{d}{30}$$

Ecuación 7 ETP corregida.

Dónde:

N = número máximo de horas de sol, dependiendo del mes y de la latitud (Figura 2.18).

d = número de días del mes.

Hemisferio Norte												Lat
Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Grad
0.0	6.6	11.0	15.6	21.3	24.0	24.0	17.6	12.8	8.3	2.3	0.0	70
2.1	7.3	11.1	15.3	19.7	24.0	22.3	17.0	12.7	8.7	4.1	0.0	68
3.9	7.8	11.2	14.9	18.7	22.0	20.3	16.4	12.7	9.0	5.2	1.9	66
5.0	8.2	11.2	14.7	17.9	20.3	19.2	16.0	12.6	9.3	6.0	3.7	64
5.7	8.5	11.3	14.4	17.3	19.2	18.4	15.7	12.6	9.5	6.6	4.8	62
6.4	8.8	11.4	14.2	16.8	18.4	17.7	15.3	12.5	9.7	7.1	5.6	60
6.9	9.1	11.4	14.1	16.4	17.8	17.2	15.1	12.5	9.9	7.5	6.2	58
7.3	9.3	11.5	13.9	16.0	17.3	16.8	14.8	12.4	10.1	7.9	6.7	56
7.7	9.5	11.5	13.8	15.7	16.8	16.4	14.6	12.4	10.2	8.2	7.1	54
8.0	9.7	11.5	13.6	15.4	16.5	16.0	14.4	12.4	10.3	8.5	7.5	52
8.3	9.8	11.6	13.5	15.2	16.1	15.7	14.3	12.3	10.4	8.7	7.9	50
8.6	10.0	11.6	13.4	15.0	15.8	15.5	14.1	12.3	10.6	9.0	8.2	48
8.8	10.1	11.6	13.3	14.8	15.5	15.2	14.0	12.3	10.7	9.2	8.5	46
9.1	10.3	11.6	13.2	14.6	15.3	15.0	13.8	12.3	10.7	9.4	8.7	44
9.3	10.4	11.7	13.2	14.4	15.0	14.8	13.7	12.3	10.8	9.6	9.0	42
9.5	10.5	11.7	13.1	14.2	14.8	14.6	13.6	12.2	10.9	9.7	9.2	40
9.6	10.6	11.7	13.0	14.1	14.6	14.4	13.5	12.2	11.0	9.9	9.4	38
9.8	10.7	11.7	12.9	13.9	14.4	14.2	13.4	12.2	11.1	10.1	9.6	36
10.0	10.8	11.8	12.9	13.8	14.3	14.1	13.3	12.2	11.1	10.2	9.7	34
10.1	10.9	11.8	12.8	13.6	14.1	13.9	13.2	12.2	11.2	10.3	9.9	32
10.3	11.0	11.8	12.7	13.5	13.9	13.8	13.1	12.2	11.3	10.5	10.1	30
10.4	11.0	11.8	12.7	13.4	13.8	13.6	13.0	12.2	11.3	10.6	10.2	28
10.5	11.1	11.8	12.6	13.3	13.6	13.5	12.9	12.1	11.4	10.7	10.4	26
10.7	11.2	11.8	12.6	13.2	13.5	13.3	12.8	12.1	11.4	10.8	10.5	24
10.8	11.3	11.9	12.5	13.1	13.3	13.2	12.8	12.1	11.5	10.9	10.7	22
10.9	11.3	11.9	12.5	12.9	13.2	13.1	12.7	12.1	11.5	11.0	10.8	20
11.0	11.4	11.9	12.4	12.8	13.1	13.0	12.6	12.1	11.6	11.1	10.9	18
11.1	11.5	11.9	12.4	12.7	12.9	12.9	12.5	12.1	11.6	11.2	11.1	16
11.3	11.6	11.9	12.3	12.6	12.8	12.8	12.5	12.1	11.7	11.3	11.2	14
11.4	11.6	11.9	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.7	11.4	11.3	12
11.5	11.7	11.9	12.2	12.5	12.6	12.5	12.3	12.1	11.8	11.5	11.4	10
11.6	11.7	11.9	12.2	12.4	12.5	12.4	12.3	12.0	11.8	11.6	11.5	8
11.7	11.8	12.0	12.1	12.3	12.3	12.3	12.2	12.0	11.9	11.7	11.7	6
11.8	11.9	12.0	12.1	12.2	12.2	12.2	12.1	12.0	11.9	11.8	11.8	4
11.9	11.9	12.0	12.0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.0	12.0	11.9	11.9	2
12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	12.0	0

Figura 2.18 Número máximo de horas de luz, en base a la latitud y el mes, en el hemisferio Norte. (Allen *et al.*, 1998).

Es el balance mensual de entradas y salidas de agua del suelo. La diferencia nos clasifica los meses en secos ($P-ET < 0$) y en húmedos ($P-ET > 0$) según las entradas superen o no a las salidas.

Para desarrollar el método directo hay que tener claros diferentes conceptos bajo este proceso:

Reserva del Suelo (R): pensando en un mes donde se produzcan más entradas que salidas donde $P > ET$, existe entonces un excedente de agua que no alcanzó a ser evapotranspirado, este sobrante pasara a formar parte de las reservas del suelo, pero en el caso contrario cuando $P < ETP$ la reserva se verá afectada.

Esta reserva se ve afectada por dos procesos, cuando existe un agotamiento o punto de marchitez de la reserva disponible en el suelo, por el otro lado cuando se alcance una reserva máxima el agua no podrá ser retenida en el suelo y escurrirá, esta reserva máxima está definida como la cantidad de agua por unidad de superficie (mm) que el suelo es capaz de almacenar en su perfil, el valor teórico que se toma es de 100 mm (100 litros/metro cuadrado), sin distinguir entre tipo de suelo y cobertura vegetal, esta sufre una variación cada mes, sus valores de la reserva se irán acumulando mes a mes en el período húmedo, según los incrementos $P-ET > 0$, y disminuirán al llegar el período seco, disminuyendo mes a mes según los valores mensuales $P-ET < 0$. La reserva nunca tendrá como valor uno mayor que la reserva máxima, ni un número negativo.

Falta de agua (F): volumen de agua que falta para cubrir las necesidades potenciales de agua (para evaporar y transpirar).

Exceso de agua (Ex): Es el agua que excede de la reserva máxima y que se habrá perdido por escorrentía superficial o profunda. Como es lógico sólo puede haber exceso si la precipitación ha compensado previamente la **ET**, es decir, en los meses húmedos (Thornthwaite y Mather, 1955).

Durand-Dastes (2005), considera: si $P < ETP$, la evaporación real será igual a P ; habrá reducción sobre las reservas y ausencia de escurrimiento por lo que el período se denominará deficitario. Si $P > ETP$, la evaporación real será igual a la ETP , habrá escurrimiento y constitución de reservas; el período se llamará excedente.

Escorrentía: porción de la precipitación que llega a alimentar a las corrientes superficiales, continuas o intermitentes, de una cuenca. Se clasifican dependiendo de su procedencia:

- Escorrentía Superficial o Directa.
- Escorrentía Hipodérmica o Subsuperficial.
- Escorrentía Subterránea.

El escurrimiento superficial se refiere al volumen de las precipitaciones que caen sobre una cuenca, menos la retención superficial y la infiltración, está en función: intensidad de la precipitación, permeabilidad del suelo, duración de la precipitación, tipo de vegetación, extensión de la cuenca hidrográfica considerada, profundidad del nivel freático y de la pendiente de la superficie del suelo.

La escorrentía total es igual a la precipitación total menos las pérdidas causadas por la evapotranspiración y el almacenamiento (Aparicio-Mijares, 1992).

Se pueden calcular dos tipos de escurrimiento: escurrimiento medio, ayudando a estimar el volumen de agua por almacenar o retener y el escurrimiento máximo instantáneo, que sirve para diseñar obras de excedencia como vertederos, cauces, empastados, canales, etc.

Su cálculo puede ser de dos formas de acuerdo con el área de la cuenca para (pequeñas y grandes). Es necesario conocer el valor de la precipitación media en el área, en cualquier caso, así como el área de drenaje y el coeficiente de escurrimiento:

Dónde:

V_m = volumen medio que puede escurrir.

A = área de la cuenca (ha).

C = coeficiente de escurrimiento (adimensional).

P_m = precipitación media (mm).

Ecuación 8 Volumen medio de escorrentía.

El valor de C dependerá del tipo de suelo, uso del suelo y de la pendiente, si el área de estudio tiene diferentes tipos de suelo se tendrá que obtener el coeficiente de escurrimiento para cada área en particular (Tabla 2.4).

Tabla 2.4 Coeficiente de Escurrimiento (González-Manzano, 2018).

Uso del suelo y pendiente del terreno	Textura del Suelo		
Bosque			
Plano (0-5% pendiente)	0.1	0.3	0.4
Ondulado (6-10% pendiente)	0.25	0.35	0.5
Escarpado (11-30% pendiente)	0.3	0.5	0.6
Pastizales			
Ondulado (6-10% pendiente)	0.1	0.3	0.4
Ondulado (6-10% pendiente)	0.16	0.36	0.55
Escarpado (11-30% pendiente)	0.22	0.42	0.6
Terrenos Cultivados			
Plano (0-5% pendiente)	0.3	0.5	0.6
Ondulado (6-10% pendiente)	0.4	0.6	0.7
Escarpado (11-30% pendiente)	0.52	0.72	0.82

Infiltración es el paso del agua de la superficie hacia el interior del suelo, este proceso depende fundamentalmente del agua disponible a infiltrar, la naturaleza del suelo, el estado de la superficie y las cantidades de agua, si el agua infiltrada alcanza el nivel de acuífero, continuará incrementando el volumen acumulado anteriormente.

La humedad de las capas se modifica gradualmente, a medida que el agua infiltra desde la superficie; el perfil de humedad tiende a la saturación en toda la profundidad, siendo la superficie el primer nivel a saturar. (ITSON, 1985)

Esta se calculará según los datos más accesibles en el terreno requerido.

La ecuación o Ley de Darcy se utiliza como la ecuación general de infiltración, para un terreno no saturado, el cual está condicionado por la gravedad:

$$q = K * \nabla\phi$$

Ecuación 9 Ecuación de Darcy.

Dónde:

q = flujo por unidad de superficie, m^3m^2/s , o velocidad de Darcy.

K = permeabilidad del medio no saturado, m/s, o conductividad hidráulica del suelo.

$\nabla\phi$ = gradiente hidráulico, m/m, o carga piezométrica.

A partir de los experimentos realizados por Darcy se concluye que:

1. La velocidad de flujo a través de un medio poroso es directamente proporcional a la diferencia de gradiente hidráulico.
2. La velocidad de descarga es inversamente proporcional a la distancia del flujo, en este caso, si se mantiene constante el gradiente hidráulico, a mayor distancia de flujo, menor será la velocidad de este. (Unda-Calvo *et al.*,2020).

CAPÍTULO III MARCO GEOLÓGICO

3.1 ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se localiza en la porción en el centro-este del territorio nacional, al norte de Puebla y Tlaxcala y al este de Hidalgo (figura 3.1), tiene una superficie total de 1608.95 km² pertenece a la región hidrológica 27 Tuxpan- Nautla (INEGI, 2000), la cual abarca desde grandes elevaciones del centro del país como el monte Tláloc y la Malinche, extendiéndose hacia el oriente de estas elevaciones por una gran porción de la Sierra Norte de Puebla hasta su desembocadura en el Golfo de México.

La ciudad más importante dentro de la zona de estudio es Chignahuapan, está comunicado por carreteras federales y autopistas con los estados de Tlaxcala e Hidalgo; los principales accesos al municipio son la carretera federal Tlaxco - Chignahuapan en la porción sur, así como la autopista Tlaxco – Zacatlán pasando por Chignahuapan y la carretera federal Tejocotal – Ahuazotepec-Chignahuapan.

Para acceder a los sitios de muestreo la mayoría de los accesos fueron caminos vecinales, carreteras pavimentadas al sur, caminos de terracería al poniente, así como veredas, siendo la carretera 122 que va de Chignahuapan a Terrerillos la más ocupada en este estudio.

Es importante mencionar que la porción oeste de la zona cuenta con muchos caminos y veredas, por lo que fue necesario contar con guías, comúnmente personas de la localidad, dada la situación social de la zona y la complejidad de esos caminos.

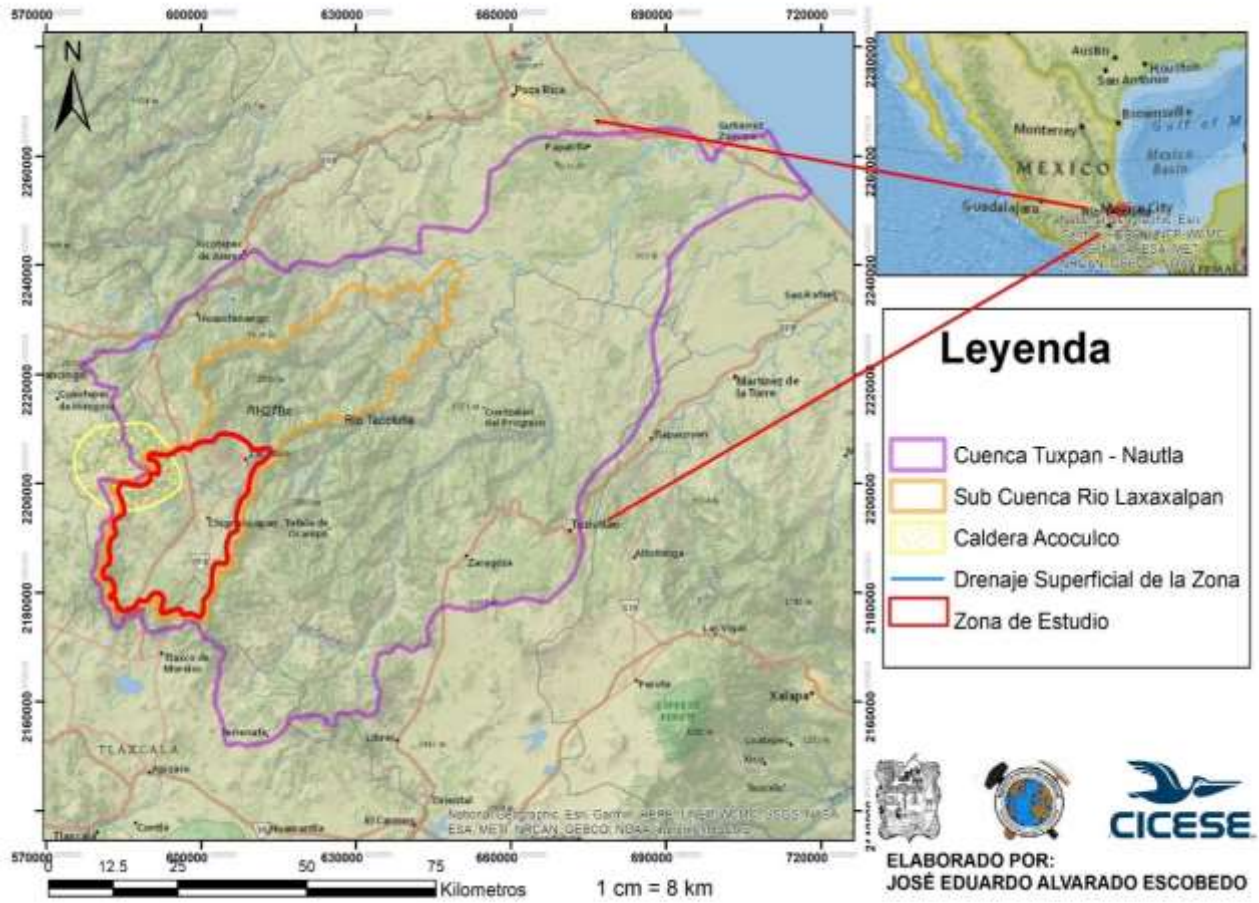


Figura 3.1 Mapa de localización de la zona de estudio, las áreas marcadas en el mapa corresponden la cuenca en color morado y subcuenca en color naranja, a las que pertenece la zona de estudio en color rojo, mostrando también algunas vías de acceso, drenajes y principales localidades.

3.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La geología regional de la zona de influencia del sitio de estudio tiene origen desde etapas de formación del Golfo de México, hasta manifestaciones recientes de vulcanismo local, pues en esta zona convergen diferentes provincias fisiográficas, con diferentes evoluciones y ambientes geológicos.

La zona de estudio corresponde al llamado complejo calderico Tulancingo-Acocolco, considerado uno de los más grandes de la Faja Volcánica Trans mexicana (FVTM) junto con Amealco, La Primavera, Los Azufres, Los Humeros y Huichapan (López- Hernández *et al.*, 2009).

Tectónica y petrográficamente la FVTM es considerada como un arco magmático continental, generador de material volcánico cuyas edades van del Mioceno hasta la actualidad, posee un sistema geológico muy basto y complejo; con alrededor de 8000 estructuras volcánicas, cuerpos intrusivos, fallamiento activo y diversos sistemas hidrotermales, abarcando aproximadamente 1,000 km de longitud y una amplitud que varía de 80-230 km. Su basamento está constituido por una serie rocas gnéissicas del precámbrico. Se encuentra orientada W-E y desde las costas del Pacífico en Nayarit y Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Veracruz. Ha sido dividida en 3 sectores (occidental, central y oriental) (Demant, 1978)

Su orientación está condicionada por la subducción de las Placas de Cocos y Rivera, por consecuencia también su vulcanismo. Actualmente la porción occidental del arco se encuentra subyacida por la Placa de Rivera, mientras que la porción central y oriental se encuentran subyacidas por la Placa de Cocos en forma subhorizontal (Gómez-Tuaena *et al.*, 2005).

Su carácter convergente genera un vulcanismo que propicia el desarrollo de calderas con una composición que va de andesítica-dacítica, riolítica y de ignimbritas. En México se han detectado 9 importantes calderas en la FVTM: Santa María del Oro, La Primavera, Los Azufres, Amealco, Mazahua, Huichapan, Acocolco, Los Humeros, Chiconquiaco (Anguita., *et al.*, 2001) y diversas calderas de origen tectónico (graben-calderas) sobre la Sierra Madre Occidental (SMO), cuya relación con los grandes volúmenes ignimbríticos es muy estrecha (Gómez-Tuaena *et al.*, 2005).

Otra delimitación es el anticlinorio de Huayacocotla al NE de Acozulco, esta estructura tectónica que está orientada 45° al NW, la cual cruza el Estado de Hidalgo al oriente, cuyo núcleo presenta una asociación charnockítica-gabroica-antrósitica y el un gneis cuarzo feldespático llamado Gneis Huiznopala, consideradas como las rocas más antiguas del Estado de Hidalgo según su datación radiométrica U- Pb en circón: 1 121 ±132 M.a (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995)

Esta estructura ha sido determinada por Schmidt-Effing (1980) como un aulacógeno desarrollado durante la apertura del Golfo de México, debido a que está formado por una gran acumulación de sedimentos jurásicos marinos de aproximadamente 3km de espesor.

La porción sedimentaria de la región comprende afloramientos desde el Pérmico temprano, al NE de Hidalgo, lo que corresponde a una secuencia de areniscas, calizas y lutitas de unos 200 m de potencia. Para el Mesozoico con un espesor de 2000 m aproximadamente que varía desde lutitas hasta limolitas y conglomerados de la Formación Huizachal, secuencias el triásico las cuales son cubiertas por rocas marinas del Jurásico Medio y Tardío (Solana-López, 2010)

3.3 GEOLOGÍA LOCAL

El complejo volcánico Tulancingo-Acozulco se encuentra conformado por una serie de derrames de lava, domos y piroclastos sobre yacientes al basamento cretácico sedimentario (lutitas y calizas), perteneciente a la SMO. Estos depósitos representan la historia evolutiva de dos importantes calderas sobrepuestas, la caldera de Tulancingo con un diámetro de 32 km y una edad ligeramente mayor de 3.0 Ma (Plioceno Medio); y la más reciente la caldera de Acozulco, con 18 km de diámetro y un periodo de actividad de 1.7 a 0.24 Ma (Pleistoceno), formándose a la par otro centro eruptivo de gran importancia, las Navajas al NW de la Zona (López-Hernández, 2009).

La geología de la zona es bastante diversa lo que generó un vulcanismo en su mayoría calco-alcalino, con grandes variaciones composicionales, de estilo y distribución durante 2.76 Ma, desde el Plioceno hasta el Pleistoceno. El emplazamiento de este vulcanismo y la orientación de los depósitos están íntimamente asociada a los lineamientos y fallas regionales que afectan a la zona.

López-Hernández, *et al.*, (2009) determinaron tres importantes episodios volcánicos mediante la cartografía, datación y descripción de las siguientes unidades, con la finalidad de reconstruir la historia geológica de la región, en la figura 3.2, se observa la columna que representa todos los eventos.

- Inició con el vulcanismo de Tulancingo generando la emisión de lavas riodacíticas (Unidad La Minas); cuyos derrames fueron cubiertos parcialmente por la emisión de la Ignimbrita Alcholoaya-Barranca/Los Azufres responsable del colapso caldérico, algunos derrames dacíticos, domos riodacíticos e ignimbritas riolíticas, distribuidos a lo largo del borde de la caldera (Complejo Yolo, Acaxochitlan) dieron fin al primer evento.
- El segundo corresponde a las manifestaciones volcánicas en Acoculco de 1.46 Ma (1.7- 0.24 Ma), fue dividido en 4 episodios relacionados por (López-Hernández, 2009):
 - Actividad volcánica pre-caldérica (1.7-1.6 Ma) después de un hiato volcánico local de 0.9 Ma. La actividad volcánica efusiva al principio de este evento permitió que se generaran algunos derrames de diferentes composiciones: lavas andesíticas-basálticas (Los Laureles) al Norte, lavas dacíticas (Cruz Colorada, 1.6 Ma) al E y en el centro, al S fluyeron lavas basálticas (Cuautelulco), al oeste se emplazaron los primeros domos riolíticos a los 1.7 Ma, después el vulcanismo efusivo fue reemplazado por uno explosivo, lo que provocaría el colapso de la caldera y la presencia de depósitos de naturaleza ácida por toda la zona, como ignimbritas, depósitos de caída y depósitos de oleada (Ignimbrita Acoculco).
 - Colapso caldérico (1.4 - 1.26 Ma). Se ve representado en campo porque las unidades inferiores contienen mayores cantidades de líticos de andesita que disminuyen hacia la cima, incrementándose los líticos de riolita y de vitrófidos, al igual que el contenido de pómez dentro de los depósitos de flujo piroclástico presentan lentes de líticos, posiblemente formados por segregación y turbulencia durante el flujo.

- Actividad post-caldérica (1.3 – 0.8 Ma) Se generó un proceso de resurgencia debido al reajuste de la presión de la cámara que tuvo su centro al oeste del poblado de Acozulco, al igual que un proceso sinsedimentario lacustre. Como resultado de este fenómeno de resurgencia se generó un graben producto de una serie de fallas normales, generando que los sedimentos lacustres se bascularon y deformaron. La inclinación de estos depósitos con diferentes orientaciones muestra que el levantamiento no se concentró en un solo sitio.
- Evento terminal de Acozulco. Después de un lapso inactivo de 0.5 Ma, el ciclo volcánico de la caldera concluye con el emplazamiento de un cono monogenético en el NW conocido como La Paila NW, de composición andesita basáltica (0.24 Ma) y algunos domos riolíticos. 0.2 Ma
- Actualmente, esta caldera se encuentra en la etapa hidrotermal que constituye la fase terminal del ciclo volcánico, generando una modificación local como la deposición de minerales secundarios, disminución de la permeabilidad y generando un auto sellamiento del sistema hidrotermal. Es por esto por lo que no existe la formación de manifestaciones termales superficiales y en su lugar sólo se liberan a la atmósfera gases fríos de origen magmático que logran ascender a través de fisuras muy reducidas, perdiendo casi toda su temperatura.
- El tercer episodio se concentra en la parte SE de la caldera Acozulco, definido por la actividad volcánica del campo Tezontepec-Apan (Chignahuapan), constituido por conos de ceniza monogenéticos, volcanes escudo, domos y derrames de lava basáltico-andesíticos, considerados como los últimos eventos de la caldera Acozulco, debido a la similitud entre mineralógica y de edad (Basaltos la Paila, Basaltos Cuatelolulco, Basaltos Potrerillos).

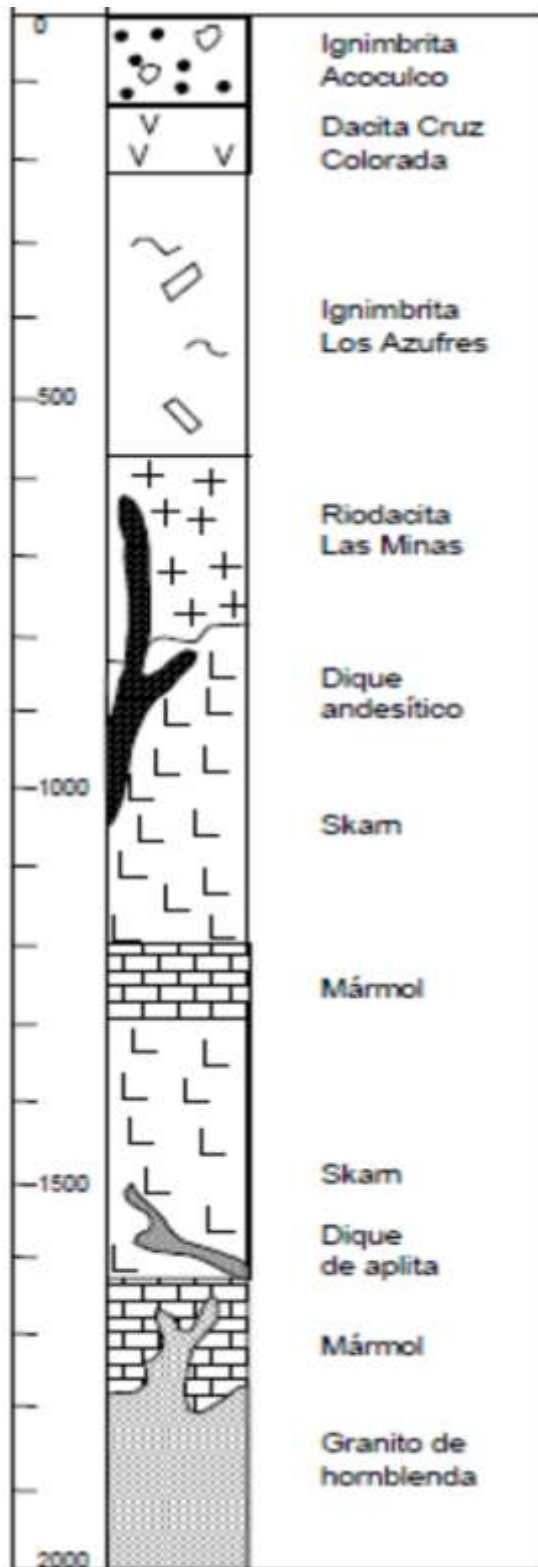


Figura 3.2. Litológica del pozo EAC-1 propuesta por López-Hernández, 2009, dónde se observa a una profundidad de 2 km el basamento granítico, subyaciendo a los eventos volcánicos posteriores que albergan el reservorio de Acoculco.

3.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Mediante geofísica regional han inferido varios lineamientos, entre ellos dos sistemas de fallas de gran dimensión que atraviesan el complejo Acoculco: Apan-Piedras Encimadas con rumbo NE-SW y Tulancingo-Tlaxco con rumbo NW-SE (López-Hernández, 2009).

Según López-Hernández et al., (2000) y Anguita *et al.*, (2001), los lineamientos circulares presentes en la zona corresponden a conos volcánicos, domos riolíticos y calderas formadas por emisiones lávicas, mientras que la fosa tectónica de un semigraben en Tecocomulco controla el alineamiento de varios conos cineríticos (Ledezma-Guerrero, 1987).

Un par de lineamientos asociados a fracturas paralelas al complejo el Yolo orientadas N55°W, propiciaron el emplazamiento del complejo, mismo trabajo que logró ubicar manifestaciones de otro campo volcánico que se determinó complejo dómico: Huayacocotla-Canaleja de Otates.

Se han distinguido mediante diversos autores la presencia de diversas estructuras como resultado de la evolución de la caldera de Tulancingo (López-Hernández, 2009):

Caldera de Tulancingo: Mega estructura volcánica semicircular de 97 km de longitud en su eje mayor, 74 km de diámetro en el eje menor y 100 m de altura, fallada (rumbo NW - SE) en su parte central. Paleo derrames lávicos (riolíticos, andesíticos y basálticos) y cubierta vegetal la tornan indistinguible en superficie, estructuras mostradas en la figura 3.3):

- Calderas de Chichicuatla, Acoculco y Chignahuapan
- Complejos dómicos El Yolo, El Napateco y Jihuingo
- Conos volcánicos Las Navajas, Tío Lolo, Coatzetzingo, La Minilla, Las Tetillas y La Paila
- Fosa tectónica de Tecocomulco
- Parte del campo volcánico de Apan

Y el último proceso de este tipo surgió durante el proceso de resurgencia de la caldera de Acoculco, debido al empuje vertical se generó un esfuerzo de tensión que formó un conjunto de fallas normales escalonadas de dirección E-W que dieron lugar a un graben apical.

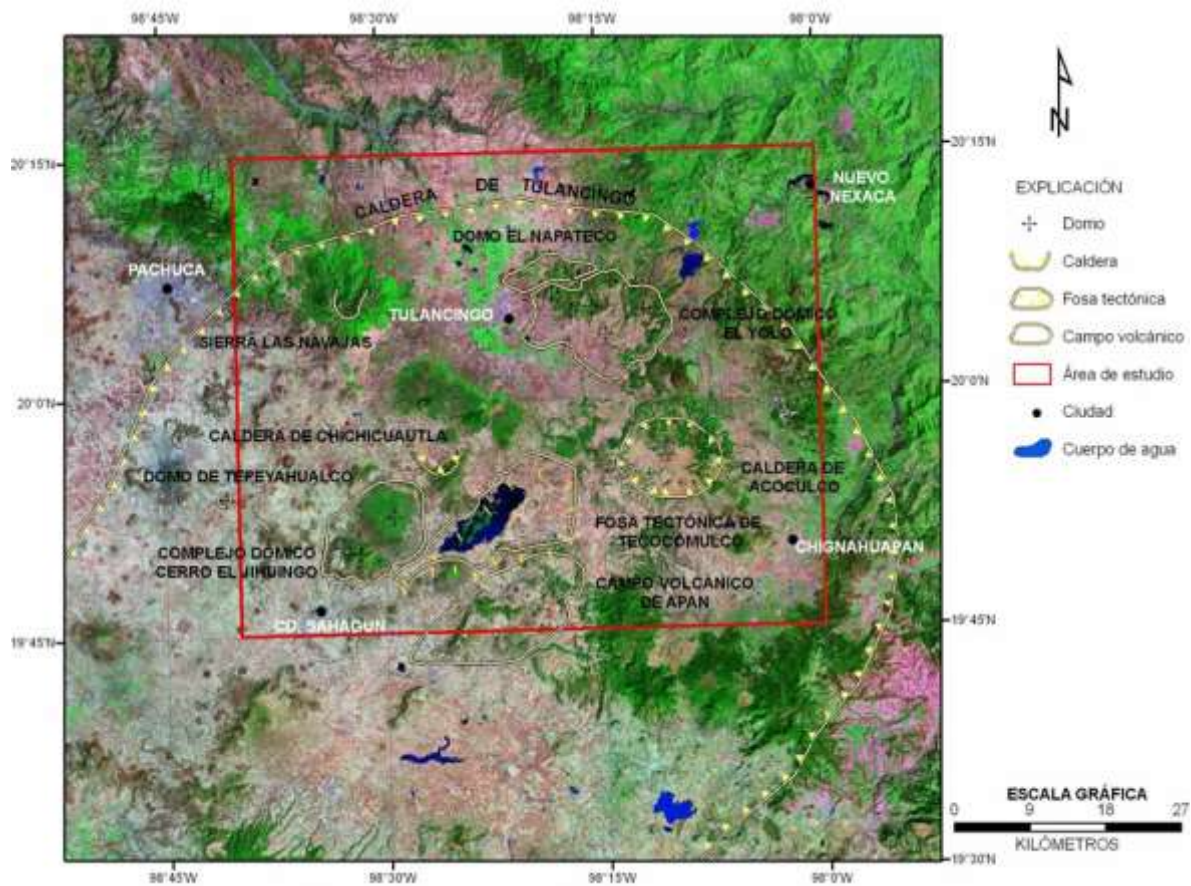


Figura 3.3. Estructuras Volcánicas de la zona de Acapulco, la circunferencia de mayor tamaño corresponde a la caldera de Tulancingo, la cual alberga todas las estructuras mencionadas, incluida la caldera de Acapulco al Este del recuadro rojo (Solana-López, 2010).

3.5 HIDROLOGÍA

Existen definidas 731 cuencas hidrológicas, con fines de administración de las aguas nacionales. Organizadas en 37 regiones hidrológicas (RH), las cuales se agrupan en 13 regiones hidrológico-administrativas (RHA). Estas representan los límites naturales de las grandes cuencas de México y se emplean para el cálculo del agua renovable (CONAGUA, 2014).

La zona de estudio pertenece a la RH denominada TUXPAN-NAUTLA (RH27), dentro de la cuenca denominada Río Tecolutla (118) con un área de 7821.78 km² y un perímetro de 559.61 km, a su vez esta cuenca se encuentra dividida en sub cuencas, siendo la RH27BC “Río Laxaxalpan” el objeto de este estudio, es de tipo exorreica, con un área de 1608.95 km² y perímetro de 289.34 km.

Los rasgos geomorfológicos como: pendiente, elevación media, características de drenaje, características del cauce principal, tipo de suelo, vegetación presente, usos de suelo y red hidrográfica, influyen directamente en el comportamiento del agua superficial. (Rosas-Verdugo, 2017).

El Río Moctezuma es uno de los principales del estado de Hidalgo, tiene diversos afluentes a lo largo de todo su curso hasta su desembocadura, uno de estos se origina en la zona de Acozulco, bajo el nombre de río San Lorenzo, Grande o Tulancingo. Cruza el valle de Tulancingo, se precipita en el cauce de una profunda barranca (de Alcholoya), y finalmente sus aguas escurren en el río Venados hasta verterlas en la Laguna Metztitlán.

Es de importancia resaltar que el parteaguas de la cuenca de este estudio se encuentra en el punto triple en las fronteras de Hidalgo y Puebla al SW de Acozulco, con elevaciones cercanas a los 3000 msnm y el resto de la cuenca está en su mayoría en el estado de Puebla con una tendencia aguas abajo debido al terreno y los drenajes que se direccionan hacia el E para desembocar en el Golfo de México.

CAPÍTULO IV METODOLOGÍA

4.1 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS FISICOQUÍMICOS

En el proceso de muestreo para agua se ha considerado la medición de parámetros fisicoquímicos in situ:

- pH.
- Conductividad Eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$).
- Oxígeno Disuelto (% sat).
- Temperatura del Agua ($^{\circ}\text{C}$).

Los cuales se midieron en campo con un equipo multiparamétrico de la marca Thermo Scientific modelo Orion Star A329, el cual cuenta con diferentes electrodos para la medición individual de cada parámetro.

Previo a iniciar las mediciones el equipo multiparamétrico se calibró con soluciones buffer para pH 4,7 y 10, así como su estándar de conductividad de $1413 \mu\text{S}/\text{cm}$.

Para la medición de cada uno de estos parámetros se introdujo el electrodo correspondiente en un vaso de precipitado de plástico previamente lavado con agua desionizada, posteriormente se vertieron 100 ml de muestra de agua y se obtuvo la lectura, el equipo tiene la posibilidad de medir más de un parámetro a la vez, pero lo recomendable es medir cada parámetro por separado. Los datos medidos se tabularon y anotaron en la libreta de campo para su ordenamiento y posterior procesamiento.

4.2 MUESTREO

La campaña de muestreo se realizó en el periodo comprendido del 23 de agosto al 4 de septiembre del 2019; realizada dentro de la zona de influencia de interés del proyecto GEMex dentro de la cuenca RH27, asociada a la zona geotérmica de Acoculco; siendo un total de 22 muestras de agua: 19 manantiales, 2 pozos y 1 arroyo para la porción de estudio de la subcuenca RH27BC.

Para identificar los sitios potenciales de muestreo se hizo un análisis espacial con ayuda de sistemas de información geográfica (SIG), ubicando sitios reportados por la CONAGUA en su base de datos REDPA (Registro Público de Derechos de Agua, 2019), en donde se encuentran los datos de cuerpos de agua (arroyos, presas, lagunas, manantiales, pozos) y sus coordenadas con algunos datos estadísticos, sumando con las ubicaciones reportadas por una base de datos proporcionada por el CICESE.

Una vez obtenido el análisis espacial de los sitios preliminares de muestreo, se solicitaron los permisos necesarios con las autoridades responsables, en este caso al Sistema Operador de Agua Potable y Alcantarillado del Municipio de Chignahuapan (SOSAPACH) y la Presidencia Municipal de Chignahuapan, Puebla, dirigiéndose así con las autoridades de cada comunidad (Juez, Fontanero, Presidente, etc.) en donde se encontraba el sitio de muestreo, por seguridad y de lo contrario no se podrían localizar o acceder fácilmente a las zonas de muestreo.

Toma de Muestras para Laboratorio:

Una vez en el punto de muestreo; se georreferenció la ubicación precisa de dicho punto en el cual se colectó la muestra utilizando frascos de polipropileno de 1 L (Figura 4.1), estos fueron enjuagados 3 veces con la misma agua que se iba a muestrear y se llenaron hasta el borde, posterior a esto se filtraron las muestras de agua, utilizando una bomba de presión manual, a través de un filtro de $0.45\mu\text{m}$ esto con el fin de eliminar partículas residuales que pudieran interferir con las lecturas de los equipos en laboratorio (Figura 4.2).

El siguiente paso fue llenar cada frasco de polipropileno de 50 ml con la muestra filtrada, evitando la presencia de oxígeno en la muestra pues de existir alguna burbuja de aire funcionaría como catalizador que favorecería algunas reacciones y procesos que cambiarían la composición y estado original de la muestra, esto para el caso de aniones e isótopos, pues la muestra correspondiente para cationes, el frasco no se llenó hasta el límite

y se acidificó con 10 gotas de HNO_3 bidestilado, con el fin de poder mantener en estado de equilibrio de la muestra hasta el momento de su análisis en laboratorio.



Figura 4.1. Muestreo y envasado, se observa el proceso de muestreo en frascos de 1L y el llenado de frascos de 50ml (muestra del manantial el contadero).

El volumen de muestra recolectado fue el equivalente a 3 frascos de 50ml y uno más de 1L para titulación.

Todas las muestras se almacenaron en hieleras a 4°C para mantenerlas en el mejor estado previo a su análisis en los SLECICESE (Figura 4.3).



Figura 4.2. Filtro Whatman de $0.45\mu\text{m}$, en la izquierda se observa el filtro nuevo en su empaque, a la izquierda el filtro en la boquilla de la bomba de presión posterior a su uso mostrando una gran cantidad de partículas atrapadas (muestra CH12).



Figura 4.3. Conservación de las muestras en frascos de 50ml a 4°C , se observan separados en bolsas con claves de zona y objetivo de muestreo (aniones, cationes, isótopos), dentro de una hielera para controlar la temperatura.

El último proceso realizado únicamente a una muestra por sitio de muestreo fue una titulación, con el fin de obtener la alcalinidad de la muestra mediante la obtención de HCO_3^- , que es la parte experimental del proceso llamado Alcalinidad Total como $\text{CaCO}_3/\text{HCO}_3^-$.

La titulación se llevó a cabo utilizando 50 ml de muestra de agua y HCl (0.1 N) la muestra (50 ml) se vertía en un vaso de precipitado donde el sensor de pH debía detectar el pH inicial de la muestra el cual podía diferir un poco del pH medido inicialmente, posterior con ayuda de una bureta llena de HCl vertía por goteo controlado el ácido a la muestra para acidificarla y llegar a un pH de 4.3, se tomó nota del valor de pH más próximo al que se llegaba pues no siempre fue exacto así como el volumen de ácido utilizado en la titulación, otro valor importante que se consideró es la normalidad del ácido para los cálculos de alcalinidad del agua .

La titulación terminó cuando el pH se aproximó a 4.3; el tiempo de titulación fue variable y proporcional a la cantidad de CO_3^{2-} que tuviera la muestra y también en relación al volumen de ácido que se ocupó, dado que los valores de pH de las muestras presentaron un rango de valores entre 3 y 7.7 en esa escala el procedimiento fue rápido para los valores cercanos a los 5.5, más tardado para los valores más alejados del pH neutro en dirección a las bases, mientras que para algunos valores inferiores a 4 como pH inicial se interpretó como ausencia de carbonatos que se debe a que la especie dominante es el H_2CO_3

4.3 ANÁLISIS DE ANIONES

Los aniones se analizaron en la Unidad de Isótopos Geotermales del SLECICESE, utilizando un equipo de Cromatografía Iónica; marca Thermo Scientific.modelo Dionex ICS-5000 +Eg mostrado en la figura 4.4.



Figura 4.4. Cromatógrafo Iónico; marca Thermo Scientific.modelo Dionex ICS-5000

Analito	Conservación	Tiempo de Conservación
Bromato	No requerido	28 días
Bromuro	No requerido	28 días
Clorato	No requerido	28 días
Cloruro	No requerido	28 días
Clorito	Enfriado a 4°C	Inmediatamente
Fluoruro	No requerido	28 días
Nitrato-N	Enfriado a 4°C	48 horas
Combinado (Nitrato/Nitrito)	H ₂ SO ₄ a un pH <2	28 días
Nitrito-N	Enfriado a 4°C	48 horas
0-Fosfato-P	Enfriado a 4°C	48 horas
Sulfato	Enfriado a 4°C	28 días

Tabla 4.1. Tiempo de conservación de muestras de agua para aniones por análisis por cromatografía iónica según Pfaff, (1993).

Las 22 muestras, fueron analizadas en el cromatógrafo de acuerdo con el protocolo de análisis y la curva de calibración específica, es importante aclarar que las muestras no recibieron ningún tratamiento previo, pero en base a los rangos de conductividad y pH se generaron diluciones.

La recolecta, almacenaje, preprocesamiento y procesamiento fueron realizados de acuerdo con lo estipulado por el Método 300.0 de la EPA (Pfaff, 1993), la cual dice que la muestra debió haber sido preservada a una temperatura de 4°C y no ser analizada en un periodo determinado de tiempo posterior al muestreo según el analito de interés (Tabla 4.1)

Una vez en laboratorio las muestras se dejaron a temperatura ambiente por un tiempo de 2 horas aproximadamente mientras se prepararon las diluciones, para este caso fueron 1:10 debido a los pH tan ácidos que presentaron las muestras CH13 y CH14. Una vez hecho esto cada muestra se vertió en viales de 1.8 ml con ayuda de una micropipeta, posteriormente se colocaron en una gradilla las 22 muestras tomadas para la lectura, al inicio del set de muestras se incluyeron los estándares y los blancos para asegurar la correcta medición de los analitos.

4.4 ANÁLISIS DE CATIONES

Los cationes se analizaron en la Unidad de Geoquímica Avanzada de Fluidos Geotérmicos del mismo laboratorio, con la técnica de Espectroscopia de Emisión Atómica de Plasma por Microondas (MP-AES); con un equipo de la marca Agilent Technologies 4200 MP-AES con un generador de nitrógeno de la misma marca modelo 4107. (Figura 4.5).



Figura 4.5. Espectrómetro de Emisión Atómica de Plasma por Microondas (4200 MP-AES).

El protocolo de análisis para las muestras fue de una corrida para las 22 muestras, las cuales tuvieron un procesamiento previo, algunas diluciones en algunos casos para que pudieran entrar en la curva de detección, las muestras fueron preparadas con agua desionizada y pequeñas trazas de ácido nítrico de grado metálico (AGILENT, 2019), al igual que los demás equipos posee un rack para muestras las cuales son tomadas por un auto muestreador y se calibra con estándares de referencia del laboratorio y del equipo así como calibración para las muestras.

4.5 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS

No hubo procesamiento previo por que el mezclarlo con otra sustancia puede afectar en el balance de masas de los isótopos y cambiar por completo la relación isotópica de la muestra, a menos que se conociera la relación isotópica para el agente externo que se le agrega.

Los isótopos se analizarán en la Unidad de Isótopos Geotermiales de los Laboratorios Especializados del CICESE, utilizándose un Espectrómetro de Masas de Relaciones Isotópicas (IRMS); marca Picarro modelo L2130-i; que utiliza un detector Cavity Ringdown Spectrometer (CRDS). (Figura 4.6)



Figura 4.6. Espectrómetro de Masas de Relaciones Isotópicas (IRMS); marca Picarro modelo L2130-i; con detector Cavity Ringdown Spectrometer (CRDS).

La muestra fue colocada en viales de análisis de 2ml, de dónde el auto muestreador toma una pequeña porción, a diferencia del análisis de aniones o cationes, las muestras de isótopos no deben haber sido mezcladas con alguna otra sustancia pues esto genera cambios en la relación isotópica natural de la muestra, por esta razón no fueron diluidas, las boquillas de las micropipetas y los viales deben estar completamente nuevos, así como las septas de borosilicato que cubren los viales de muestra intercalados con los blancos y los estándares tanto internos como internacionales, Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW).

4.6 BALANCE HÍDRICO

El balance hídrico se basa en la relación de los aportes de agua que entran a la cuenca con la cantidad de agua que sale del sistema, para esto fue necesario primero determinar los procesos dentro de la cuenca en base a características propias, mediante el análisis del sitio a realizar el balance, se conjuntaron todos los datos necesarios para sustituir los valores en las ecuaciones posteriores, para calcular las variables requeridas, éstas pueden ser calculadas en periodos de tiempo, según sea el interés.

Los datos de los procesos físicos que se llevan a cabo en la zona de interés (P y ETP), se obtuvieron de la base de datos de la NASA, de dos diferentes sensores, en el mismo periodo de 2009 a 2019, la base de datos de la NASA (NASA y LDAS, 2020) cubre la superficie terrestre con diferentes sectores, según sea la variable consultada en la figura 4.7 se muestra un ejemplo:

1. TRMM; satélite de investigación que fue diseñado para mejorar la comprensión de la distribución y la variabilidad de la precipitación dentro de los trópicos como parte del ciclo del agua en el sistema climático actual, del conjunto de datos 3B43, que corresponde a la tasa de lluvia; esta es una medida de la intensidad de la lluvia. Se mide calculando la cantidad de lluvia que cae sobre la superficie terrestre por unidad de área por unidad de tiempo (mm/mes).
2. La misma base de datos proporcionó datos de Evapotranspiración, generados por el sensor FLDAS. Este conjunto de datos contiene una serie de parámetros de superficie terrestre simulados del modelo Noah 3.6.1 en el Sistema de asimilación de datos terrestres (FLDAS) de la Red de sistemas de alerta temprana de hambruna GES DISC (2020).

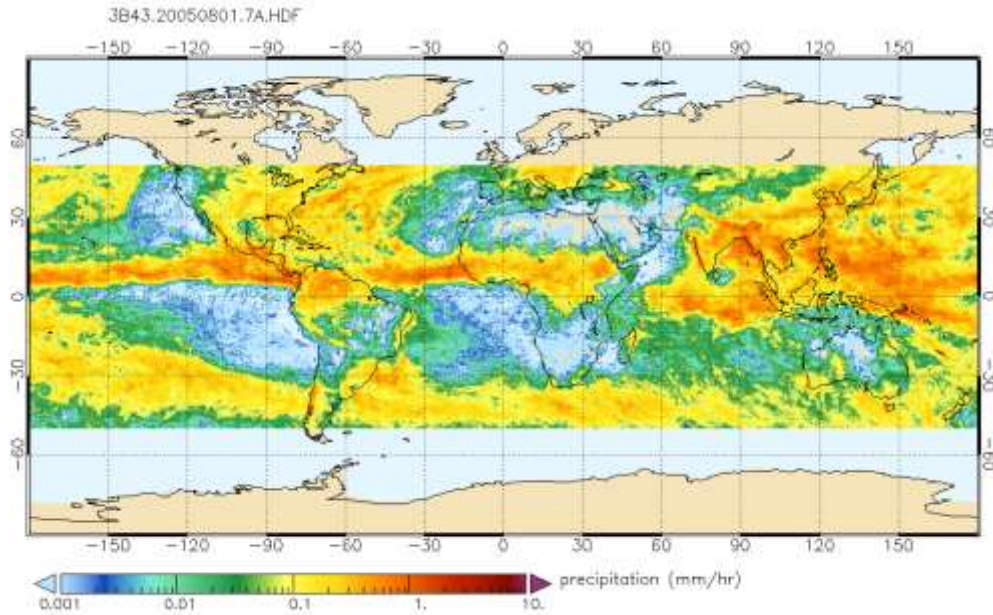


Figura 4.7. Cobertura de los sensores TRMM y FLDAS, al centro en la escala de colores que muestra la simbología se muestra la cobertura que tienen ambos satélites en un ejemplo de precipitación (mm/hr). Tomada de NASA, 2020.

Los datos de ambas variables que se obtuvieron fueron en escala temporal mensual, donde los pixeles que cayeron dentro del área de estudio fueron considerados como las estaciones meteorológicas, es decir se obtuvieron los totales mensuales de los 12 meses de cada año desde enero del 2010 hasta el diciembre del 2019.

Las diferentes metodologías planteadas para calcular ETP fueron omitidas, dado que los datos sacados de los sensores facilitan pues dieron los datos directos para poder operarlos tras la conversión mencionada, pues el sensor opera con cuatro componentes de la evapotranspiración total en los datos del modelo NLDAS-2:

- Evaporación directa del suelo [w/m^2]
- Evaporación del agua del dosel [w/m^2]
- Sublimación (evaporación de la nieve) [w/m^2]
- Transpiración [w/m^2]

(NASA, 2020)

Una vez obtenidos todos los valores correspondientes, se realizó el ordenamiento de datos y homologación de las unidades de P (precipitación) y ETP (Evapotranspiración) bajo el

método propuesto por Nkiaka (2016), 12 valores de cada variable por año para cada uno de los 10 años del periodo, después se obtuvo la media de los datos de cada mes, una vez realizado este proceso se utilizó el método directo el balance hídrico, siguiendo la metodología de Thornthwaite y Mather de 1955 presentada en la revisión de Black en 2007.

Supone que el agua del suelo se va perdiendo con el pasar del tiempo hasta agotar la reserva y así cubrir las necesidades hídricas del sistema.

Para llevarlo a cabo se calcularon mes a mes los siguientes parámetros:

- (P) se obtuvieron los valores medios mensuales para el periodo determinado, promediando los datos mensuales de cada año.

Tabla 4.2 Precipitación media mensual (2010-2019)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
P (mm)	41.75	22.27	37.80	47.66	67.07	173.32	176.13	176.30	154.58	89.39	43.04	15.22

- (ETP), se obtuvieron los valores medios mensuales para el periodo determinado de la misma manera que se obtuvieron los promedios de precipitación.

Tabla 4.3 ETP media mensual (2010-2019)

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
ETP (mm)	60.17	56.57	59.82	68.60	84.77	97.93	125.71	126.47	112.45	105.66	82.34	71.16

- Diferencia entre aportes y pérdidas (P-ETP), o también llamada precipitación útil, se realiza la diferencia entre la media mensual de precipitación y la ETP, para definir a los meses secos y los meses húmedos (déficit o exceso de agua), recordando que la cantidad de agua que se evapora está en relación con la cantidad de agua que está disponible para ser evaporada.

Meses húmedos $P > ETP$

Meses áridos/secos $P < ETP$

- Reserva (R): Cálculo de la reserva de cada mes, sólo cuando son meses húmedos. Se realizó sumando los incrementos de (P-ETP); a estos incrementos se le agregó la reserva del mes anterior al mes que se está calculando:

$$R = R_{i-1} + (P-ETP)$$

- Para las reservas del mes anterior: cuando el valor es mayor que la reserva máxima establecida inicialmente (100 mm) el sobrante se añade como excedente (No se acumula año tras año) y se toma como reserva de ese mes el valor de la reserva máxima.
 - Cuando este valor resulta negativo se considera como déficit para ese mes, por lo tanto, el valor de la reserva es 0.
- Variación de la reserva (VR): se calculó con la diferencia entre la reserva del mes en el que se realiza el cálculo y la reserva del mes anterior:

$$VR = R_i - R_{i-1}$$

- Evapotranspiración real (ETR): este es el volumen de agua que realmente se evapora mes con mes, en relación con la P del mes y la R disponible, puede calcularse de dos maneras, según sea el caso:
 - **ETP = ETR** en los periodos húmedos, es decir cuando la P cubre la demanda potencial o no existe déficit.
 - **ETR = P + |VR|**, Si la **ETP > P** (periodo seco), es decir en los meses donde hay déficit.
- Falta de agua (F): volumen de agua faltante para cubrir las necesidades hídricas potenciales del sistema (ET):

$$F = ETP - ETR$$

- Exceso de agua (Ex): exceso de agua sobre la reserva máxima (100 mm), perdido por escurrimiento superficial:

$$Ex = P - ETP - VR$$

- Desagüe (D): el exceso de agua se dirigirá hacia los cauces naturales y una parte engrosará el manto freático. Thornthwaite señaló que el 50% del excedente de agua de un mes en cuestión escurre hacia los ríos, mientras que el resto se infiltra:

$$D = 0.5 * (D_{i-1} + Ex)$$

Al final todos estos factores se reemplazaron en la ecuación para estimar el balance hídrico de la subcuenca:

$$P = ETR + \text{infiltración} + \text{escurrimiento superficial}$$

La estimación es correcta cuando $P = ETR + D$

CAPÍTULO V RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 LOCALIZACIÓN DE LAS MUESTRAS DE ESTUDIO

Fueron un total de 22 puntos muestreados de la siguiente manera 19 manantiales, 2 pozos y 1 arroyo, en la figura 5.1 se observa la distribución dentro de la zona de estudio con respecto al reservorio de Acoculco, es importante resaltar que el área cubierta por el muestreo fue determinada por la accesibilidad de las zonas y logística de la campaña de muestreo.

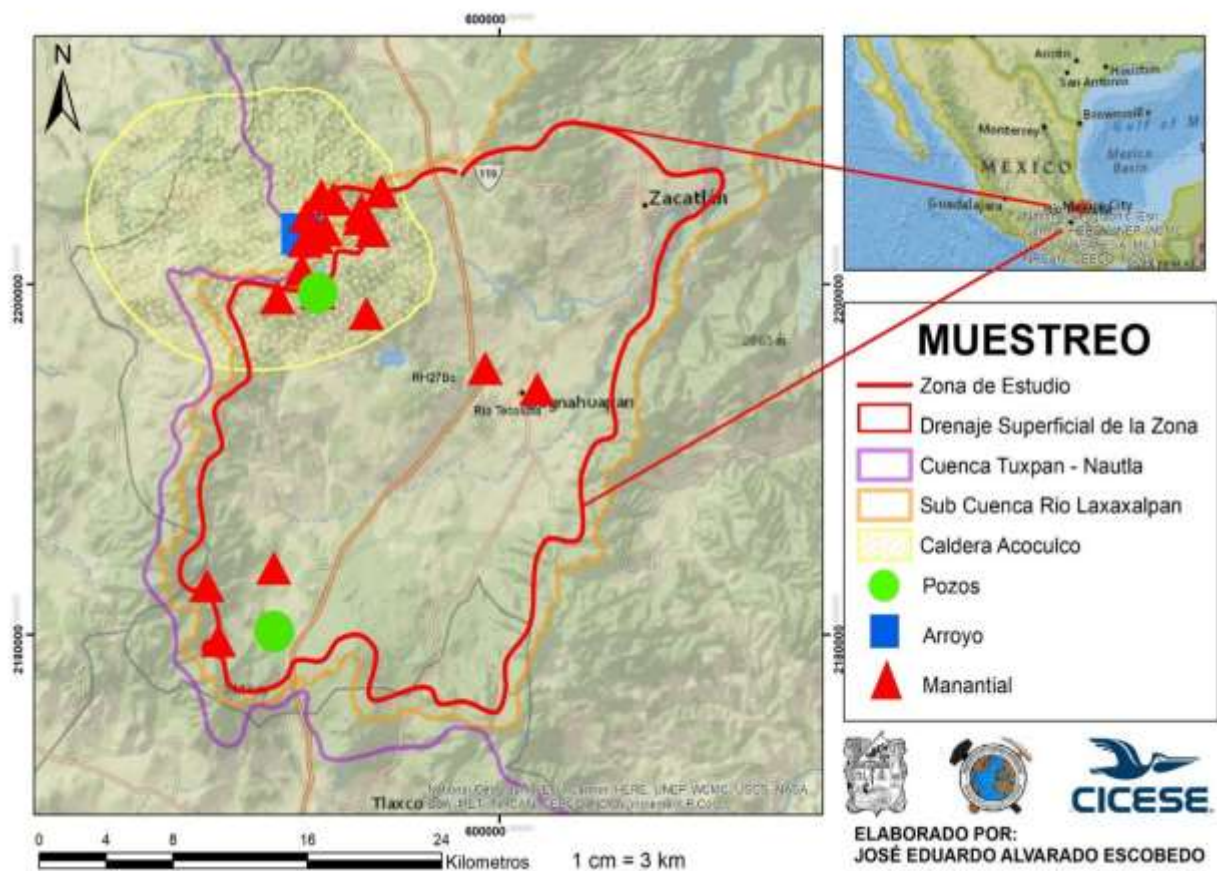


Figura 5.1 Mapa de ubicación de puntos de muestreo en la zona de estudio, se observa la densidad de puntos dentro de la zona de estudio.

5.2 DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS FÍSICOQUÍMICOS

En la Tabla 5.1 se muestran los parámetros fisicoquímicos obtenidos de las 22 muestras de agua analizadas, en las primeras columnas aparecen los datos tomados in situ, distribuidos en estaciones identificados con un ID desde CH1 a CH22, de las cuales 19 fueron manantiales, 2 pozos y solamente un arroyo, esto se puede notar en las muestras CH5 y CH9 que corresponden a muestras de pozos mientras que la muestra CH11 es de arroyo alimentado por una serie de manantiales de la zona, y el resto de las muestras son manantiales.

Se observa en los resultados que existe una influencia de diversos factores, como: mecanismos de transporte y cambios de estado del agua en el ciclo de transferencia en la atmósfera, lo que dio lugar a diversos procesos químicos, afectados por un gran número de factores ambientales, por ejemplo, la temperatura, que en los puntos muestreados varía desde los 14.5°C hasta 22.4°C, con un promedio de 18°C, es de importancia especificar que el muestreo fue en verano durante el mes de agosto.

Para el pH los valores que predominan se encuentran en el rango ácido, siendo el valor más bajo de 3.1 corresponde a la muestra CH13, este valor es resultado de los procesos que tienen lugar en sitios de emanación del reservorio de Acoculco, como la oxidación o precipitación de especies de sulfuros, pero a partir de los gases que se observaban ahí la actividad del hidrógeno con valores ácidos es normal en aguas termales, mismos procesos que describe López-Hernández *et al.*, 2009. En un estado natural los arroyos tienden a valores básicos pero es de notarse la influencia del agua termal en la muestra CH11 con un pH de 4.37 demostrando que la influencia del reservorio disminuye al entrar en contacto con procesos y factores externos durante el transporte natural de esta corriente de agua, mientras que en las demás muestras los valores están en el rango neutro (pH 7), representado por los pozos muestreados y el valor más alto se encuentra en el 7.76 para la muestra CH8, descartando que estas puedan estar implicadas con los efectos del reservorio.

Los valores de conductividad, oscilan desde los 62.8 hasta los 2230 $\mu\text{s}/\text{cm}$, esto indica que aún están dentro del rango de aguas potables, este valor está directamente relacionado a la cantidad de iones (sales) disueltas en el medio, pues el agua por si sola tiene valores de conductividad inferiores a estos, los valores más altos de conductividad pertenecen a las muestras CH13 y CH14 (2237 y 2233 $\mu\text{s}/\text{cm}$) mismas que corresponden a los valores más

bajos de pH, como se menciona en la literatura (IGME, 19685), esto es un claro indicador de una anomalía, derivada de la concentración de iones disueltos en el agua principalmente de la familia SO_4^{2-} y probablemente iones metálicos o trazas que se analizan más adelante, esto se puede referir a las implicaciones que tiene el sistema geotérmico sobre esta zona en particular, es por esta razón que los valores con una conductividad menor en su mayoría concuerdan con los de pH más cercano al límite neutro, indicando una baja concentración de iones que favorecen la conductividad, siendo estos los de menos influencia de los procesos propios del reservorio, debido posiblemente por anomalías derivadas de procesos biológicos o físicos.

Tabla 5.1. Resultados de los análisis fisicoquímicos, se muestran la concentración de aniones, cationes e isótopos, además de las mediciones in situ, algunos valores clasificados como ND es debido a que las concentraciones están fuera de la curva de detección

ID	AGUA	Temp	pH	Cond	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{D}$	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	NO_3^-
		(°C)		($\mu\text{S}/\text{cm}$)	VSMOW2	VSMOW2	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)	(mg/L)
CH1	Manantial	19.3	7.53	177.4	-10.62	-74.28	11.08	7.76	11.94	4.26	2.94	122	3.12	3.39
CH2	Manantial	19.5	7	125.1	-10.76	-78.56	8.52	4.78	8.7	3.93	3.93	60	3.82	7.24
CH3	Manantial	18.1	6.84	294	-11.01	-80.22	27.68	13.07	12.88	3.71	4.56	162.62	4.46	ND
CH4	Manantial	16.5	6.08	68.74	-11.3	-82.5	4.46	2	4.39	1.74	1.96	60	1.57	3.08
CH5	Pozo	22.8	7.19	252	-10.97	-78.59	17.44	9.6	17.27	4.98	1.54	146.4	7.65	ND
CH6	Manantial	20.6	6.93	264.4	-9.81	-71.09	14.21	12.7	15.63	6.79	6.52	97.6	21.27	16.5
CH7	Manantial	14.9	6.81	64.15	-10.69	-73.11	5.2	2.08	3.47	1.68	ND	36.6	0.96	ND
CH8	Manantial	14.9	7.76	84.2	-10.86	-73.63	7.29	2.42	4.46	2.01	ND	45	1.11	ND
CH9	Pozo	22.4	7.16	139.8	-10.51	-72.59	10.62	6.56	4.08	1.7	ND	85.4	ND	ND
CH10	Manantial	16	6.95	112.8	-10.33	-71.14	8.02	4.96	3.32	1.29	1.08	50	ND	2.59
CH11	Arroyo	15.2	4.37	746.8	-6.91	-57.37	41.84	12.94	71.29	15.28	15.06	12.2	291.46	ND
CH12	Manantial	19.1	6.09	735.5	-9.74	-70.95	46.97	12.91	57.71	24.03	8.56	150.42	223.23	ND
CH13	Manantial	19.5	3.1	2237	-10.63	-73.55	8.84	1.46	12.19	6.42	1.06	ND	413.08	ND
CH14	Manantial	19.8	3.46	2233	-11.29	-81.85	145.4	74.94	49.02	17.55	2.01	ND	1424.15	ND
CH15	Manantial	14.7	6.53	67.8	-11.08	-79.49	3.42	1.22	5.34	2.39	1.42	25	3.14	3.44
CH16	Manantial	14.5	6.82	69.99	-11.19	-79.81	3.48	1.2	6.34	2.8	2.53	30	3.5	1.33
CH17	Manantial	16	7.39	124.6	-10.8	-74.95	7.68	1.93	10.37	5.54	1.47	63.96	6.03	1.38
CH18	Manantial	16	6.67	54.81	-11.39	-78.22	2.25	0.46	5.16	3.19	1.41	12	9.24	ND
CH19	Manantial	19	6.24	96	-11.21	-80.07	5.04	1.23	9.64	3.56	2.07	25	3.23	18.67
CH20	Manantial	18.9	6.19	62.85	-10.7	-75.55	3.07	0.78	5.3	3.06	1.91	20	4.48	0.95
CH21	Manantial	18.9	6.3	67.63	-10.75	-73.95	3.65	1.38	6.07	2.39	1.24	35	2.09	ND
CH22	Manantial	19.2	6.79	189.8	-7.87	-61.09	13.14	4.9	10.6	4.96	4.78	39.96	51.25	ND
ND= No detectado / cercano al límite de detección														

La Tabla 5.2 muestra el proceso de titulación para la obtención de la alcalinidad en las muestras, aquí se observa el volumen ocupado de ácido para cada muestra, el valor de pH inicial y el pH que se alcanzó con dicho volumen de HCl. Estos datos fueron utilizados posteriormente para la obtención de la alcalinidad total mediante la sustitución de valores en cada muestra, llegando así al valor de HCO_3 , el cual está directamente relacionado al de valor de pH, es decir la presencia de ciertas especies varían de acuerdo al pH, las muestras CH13 y CH14 poseen un pH de 3.1 y 3.4 respectivamente, esto indica la ausencia de alcalinidad en la muestra, valor relacionado a su elevada concentración de sulfatos.

La fórmula utilizada para la alcalinidad total es la siguiente:

$$\text{Alcalinidad} = \text{TxN} (50)(1\ 000)/V$$

Donde:

T= volumen total de ácido (HCl) utilizado

N= normalidad de la disolución de ácido;

V= volumen de la muestra utilizado

50 es el factor para convertir eq/L a mg CaCO_3 /L, y

1,000 es el factor para convertir mL a L.

Tabla 5.2. Datos obtenidos de la titulación en campo, el proceso de titulación se hizo con dos valores constantes, 0.1N en el HCl y el volumen de muestra 50 ml.

ID	Nombre	Tipo	TITULACIÓN			
			pH	pH AT	Volumen HCl (ml)	Alcalinidad HCO ₃
CH1	Laguna de Chignahuapan	Manantial	7.5	4.53	1.00	122.00
CH2	El Salto	Manantial	7	4.86	0.13	16.23
CH3	Quibrachi	Manantial	6.8	4.9	1.33	162.63
CH4	Pozo Escondido	Manantial	6.1	4.37	0.30	36.60
CH5	La Laguna Cuatelolulco	Pozo	7.2	4.38	1.20	146.40
CH6	Ejido Michac	Manantial	6.9	4.31	0.80	97.60
CH7	Sanata Gertrudis	Manantial	6.8	4.85	0.30	36.60
CH8	Los Caracoles	Manantial	7.8	4.8	0.53	65.03
CH9	Llano Grande	Pozo	7.2	4.35	0.70	85.40
CH10	Santa Rita	Manantial	7	4.5	0.60	73.20
CH11	Jonuco Pedernales	Arroyo	4.4	4.05	0.10	12.20
CH12	Los Baños	Manantial	6.1	4.61	1.23	150.43
CH13	Alcaparrosa	Manantial	3.1	ND	ND	ND
CH14	Cuadro de Fierro	Manantial	3.5	ND	ND	ND
CH15	El Contadero	Manantial	6.5	4.43	0.30	36.00
CH16	Pozo de las Palomas	Manantial	6.8	4.16	0.60	72.00
CH17	Tochihua "La Barranca"	Manantial	7.4	4.83	0.53	63.96
CH18	Pocito Lindo	Manantial	6.7	4.6	0.10	12.00
CH19	Pedernales	Manantial	6.2	4.82	0.30	36.00
CH20	Pozo Bendito	Manantial	6.2	4.6	0.30	36.00
CH21	Ocojala	Manantial	6.3	5.34	0.13	15.96
CH22	La Milpa	Manantial	6.8	6.64	0.33	39.96

ND=No Determinado

5.3 ANÁLISIS DE ANIONES, CATIONES E ISÓTOPOS

Las concentraciones de los iones (Tabla 5.1) cercanas al límite de detección (ND) son los NO_3^- y Cl^- son los valores más bajos en relación con todas las muestras a partir de los 0.95 mg/L, la baja concentración de compuestos nitrogenados puede referirse a la inexistencia de procesos o agentes contaminantes antropogénicos en la zona, la presencia en concentraciones tan bajas de Cl^- son características de zonas ígneas donde, la relación que posee con el Na^+ indica una concentración ligeramente mayor de este segundo, procediendo de alteración de silicatos (feldespatos ricos en sodio), los iones metálicos alcalinos disueltos en el agua son bastante comunes, pues son los principales que componen minerales formadores de roca, la zona de estudio se trata de una zona ígnea, la presencia de iones como el Ca^{2+} , Na^+ , Mg^+ es generada por la interacción del agua con las rocas volcánicas del reservorio y la concentración de estos relacionada a procesos hidrotermales que han sufrido, en los análisis se tiene al Ca^{2+} y al Na^+ como iones dominantes en la zona de estudio, con valores desde 3 mg/L hasta 46.9 mg/L para el caso del Ca^{2+} mientras que el Na^+ tiene valores que van de 3.3 mg/L hasta los 71 mg/L, el K^+ y Mg^+ se presentan en concentraciones menores a los 15 mg/L, todos estos elementos se encuentran en mayores concentraciones en los puntos que corresponden a la zona muestreada con mayor implicación geotérmica CH13 y CH14 principalmente, esto sugiere la existencia de procesos como disolución o alteración de minerales solubles en agua o bien el intercambio catiónico en los minerales cálcicos o sódicos; feldespatos, plagioclasas e incluso minerales arcillosos característicos en zonas de alteración hidrotermal, mientras que el ion Mg^+ en zonas ígneas confirma la presencia de ferromagnesianos en interacción con el flujo de agua, como en este caso.

Los aniones HCO_3^- y los SO_4^{2-} con concentraciones superiores a 100 mg/L y 1,424 mg/L respectivamente a CH13 y CH14 corresponden a muestras de características físicas altas en pH y conductividad, por ejemplo, la muestra CH14, donde se tiene ausencia de alcalinidad.

Es evidente que en las zonas geotérmicas el gradiente geotérmico aumenta de forma más drástica a menor profundidad, esto favorece a procesos de disolución de minerales sobre aguas de origen no geotérmico (IGME, 1985), tomando en cuenta este conocimiento adquirido aplicado a los resultados, es evidente que existen implicaciones del reservorio geotérmico en la zona de estudio.

Los parámetros que aparecen en la tabla 5.1 es importante compararlos con los límites máximos permisibles que establece la NOM-127-SSA1-1994 para aguas de consumo humano, pues como se ha mencionado estos puntos de muestreo son en su mayoría manantiales, es este el cuerpo principal de agua en la zona de estudio, razón por la que la gente de la zona los utiliza como principal fuente de agua para su consumo diario sin un tratamiento más que la cloración.

Para el caso de los NO_3^- se recomienda un máximo permisible de 10 mg/L, únicamente la muestra CH19 correspondiente a un manantial, sobrepasa este valor con 18.67 mg/L, teniendo en cuenta el punto de muestreo se puede relacionar a la cantidad de agentes orgánicos en el punto, pues el flujo de agua era mínimo, generando la acumulación y enturbiamiento del agua, para los SO_4^{2-} la norma estipula un límite máximo permisible de 400 mg/L y se tiene en las muestra CH13 y CH14 valores de 413 y 1,424 mg/L, pueden entonces descartarse por completo para ser utilizadas con fines de consumo humano. Las altas concentraciones del ion SO_4^{2-} en estas dos muestras, pueden tener su origen en la misma fuente, ya que se muestrearon en zonas que están en límites con la caldera reportada como Caldera de Acoculco (López-Hernández, 2009)

5.3.1 Diagrama de Piper

La figura 5.2 ayuda a visualizar la distribución de los aniones y cationes presentes en las zona muestreada clasificando el tipo de agua, la mayoría de las muestras se agrupa en predominancia hacia los iones $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ con una ligera tendencia de Mg^{2+} y algunas en menor cantidad llegan al rango del Ca^{2+} , mientras que en el rango de los aniones es notable la agrupación en el vértice $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ siguiendo por esa misma línea se distribuyen todas las demás muestras hasta llegar al punto donde existen apenas un par de muestras (CH13 y CH14) que están totalmente en correspondencia con los SO_4^{2-} .

Esto da como resultado una mezcla en las facies de esta agua, las cuales en su mayoría corresponden a la familia de Bicarbonatadas-Cálcicas y en menor proporción Bicarbonatadas-Sódicas y el resto corresponden a la familia Sulfatada y/o Clorurada-Cálcica y/o Magnésica, mientras que los pozos se encuentran presentes en la familia Clorurada y/o Sulfatada-Sódica.

La presencia de este tipo de aguas bicarbonatadas indica un posible origen ya sea por la disolución del dióxido de carbono o por la condensación de vapor geotérmico en aguas subterráneas libres de oxígeno en un ambiente relativamente profundo (IGME, 1985), geológicamente es indicador de una disociación de los minerales presentes, generalmente feldespatos en arcillas, lo que genera el enriquecimiento de las soluciones neutrales, esto se puede observar en los datos in situ como el pH y un enriquecimiento de sodio y bicarbonato.

Mientras que el quimismo ácido de las aguas sulfatadas con bajo contenido de cloruros, refieren a áreas geotérmicas volcánicas en sistemas de baja temperatura <400°C, donde el vapor se condensa en el agua superficial, originado por el ascenso de gases de esta naturaleza desde el subsuelo hasta la superficie, afectando los acuíferos someros.

Estos sitios se caracterizan por la presencia de sulfuro de hidrógeno en forma gaseosa que posteriormente es oxidado a sulfato, este se encuentra en altas concentraciones como se ha visto en los valores de la tabla 5.1 para las muestras CH12, CH13 y CH14. Este vapor sube desde las aguas subterráneas de alta temperatura, relacionado a áreas volcánicas donde está ocurriendo un enfriamiento, en estas etapas la fase gaseosa solo se encuentra enriquecida en dióxido de carbono y sulfuro de hidrógeno, ascendiendo a través de los conductos de las rocas, esto genera valores de pH muy cercanos a 3 generando ese carácter ácido, la suma de estas características indican un origen geotérmico superficial (IGME,1985).

Se observa en el diagrama de Piper una tendencia ligera hacia agua tipo sulfatada clorurada de algunas muestras también de este grupo mencionado, este tipo de agua se puede originar por diversos factores dando valores de pH muy ácidos cercanos al 2.5, como la mezcla directa a profundidades de aguas de tipo cloruradas y sulfatadas, debido a esto es que es la condensación de los gases presentes en el sistema en aguas meteóricas el cual es muy característico de un ambiente volcánico de caldera se puede suponer que su origen puede deberse al paso de fluidos clorurados a través de secuencias litológicas con contenido de azufre, determinadas principalmente por los eventos intrusivos y volcánicos más recientes tales como la propia ignimbrita Acoculco, con presencia de sulfuros en la mineralización de la roca que alberga el reservorio.

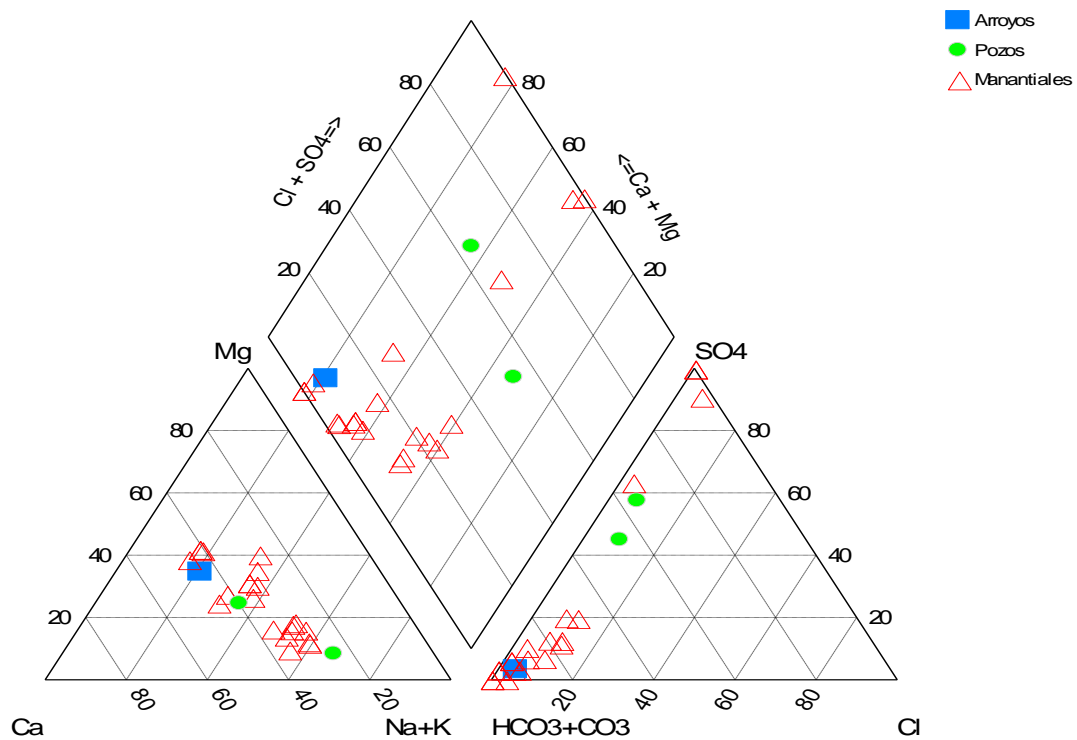


Figura 5.2. Diagrama de Piper, mostrando las tendencias de agrupaciones de las muestras, se observa una mayor afinidad hacia los vértices carbonatados y familias sulfatadas.

5.3.2 Isotopía

La isotopía del agua se basa en las relaciones que hay entre sus isótopos; en este caso de $\delta^{18}\text{O}$ (Oxígeno 18) con respecto al $\delta^2\text{D}$ (Deuterio), sus valores fluctúan entre 11.39‰, a -9.91‰ y de -80.22 ‰ a -57.37‰ respectivamente. Siendo el arroyo el que presenta los valores más bajos tanto de $\delta^2\text{D}$ y de $\delta^{18}\text{O}$, los manantiales se encuentran en un rango entre -11.39 ‰ a -7.87 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y -78.22‰ y 61.09‰, mientras que los pozos muestreados están en el rango de -10.97 a -10.51‰ y -78.59 a -72.59‰ respectivamente.

Al graficar las muestras (Figura 5.3) tomando como referencia la Línea Meteórica Mundial (LMM), los valores de los puntos de muestreo se agrupan muy cerca de la LMM en la parte inferior la mayoría de estas, otro grupo se agrupa un poco más arriba; estos corresponden mayormente a los manantiales, al único arroyo muestreado y a uno de ambos pozos, un par de puntos salen totalmente de esta distribución CH9 y CH19 estos puntos tienen una composición isotópica más pesada indicando que su composición se ha mantenido alejada de factores como la evaporación.

En la gráfica se observa representada en una línea azul continua, la Línea Meteórica Mundial (LMM), mientras que en una línea punteada se representa la tendencia que presentan todos los puntos de muestreo, esta segunda línea representa la tendencia de los valores bajo el ajuste de una regresión lineal, obteniendo así una pendiente de 5.31 la cual es menor que la de la LMM de 8.2, esta evidencia un origen meteórico, comparando estos resultados con los muestreos marzo 2015 y octubre 2016 se puede relacionar con el reservorio de Acoculco, pues muestran un origen de condensación en marzo 2015 y un exceso de deuterio para 2016 que (Rosas-Verdugo, 2017) relaciona con un ambiente de vapor.

Al observar la relación de cada muestra entre las concentraciones, pH y su isotopía, se observan procesos de evaporación a media o baja temperatura, dado que se habla de muestras dentro de la influencia de un reservorio geotérmico, siendo así los puntos de muestreo cercanos a la zona geotérmica son los que presentan notablemente esta característica de isotopía ligera la cual guarda relación con los datos de hidrogeoquímica, se puede observar e inferir algunos procesos de mezcla de fluidos y el enriquecimiento en ciertos factores dada la interacción con las rocas del sistema. La predominancia de valores negativos de ambas especies de isótopos, tanto para el Deuterio como para el Oxígeno 18 hace referencia a una pérdida de isótopos ligeros, este proceso se da por efecto de la

evaporación que posiblemente ha estado presente, pero se comporta de manera diferente en la zona de estudio, los puntos con una isotopía más ligera se encuentran en la parte alta o aguas arriba de la cuenca que a su vez coincide con la zona de mayor influencia del reservorio geotérmico, esto puede ser representado el nivel de evaporación que se ha presentado en la zona y la mezcla con el agua de lluvia que cae en la parte alta de la cuenca, mientras que el pozo CH9 se encuentra en una porción al S de la caldera, y presenta la isotopía más pesada, esto puede ser explicado como una alta tasa de evaporación en la zona debido a que se encuentra en una parte en la cual incide de manera directa la energía del sol, siendo también esta una de las muestras con mayores valores de CE.

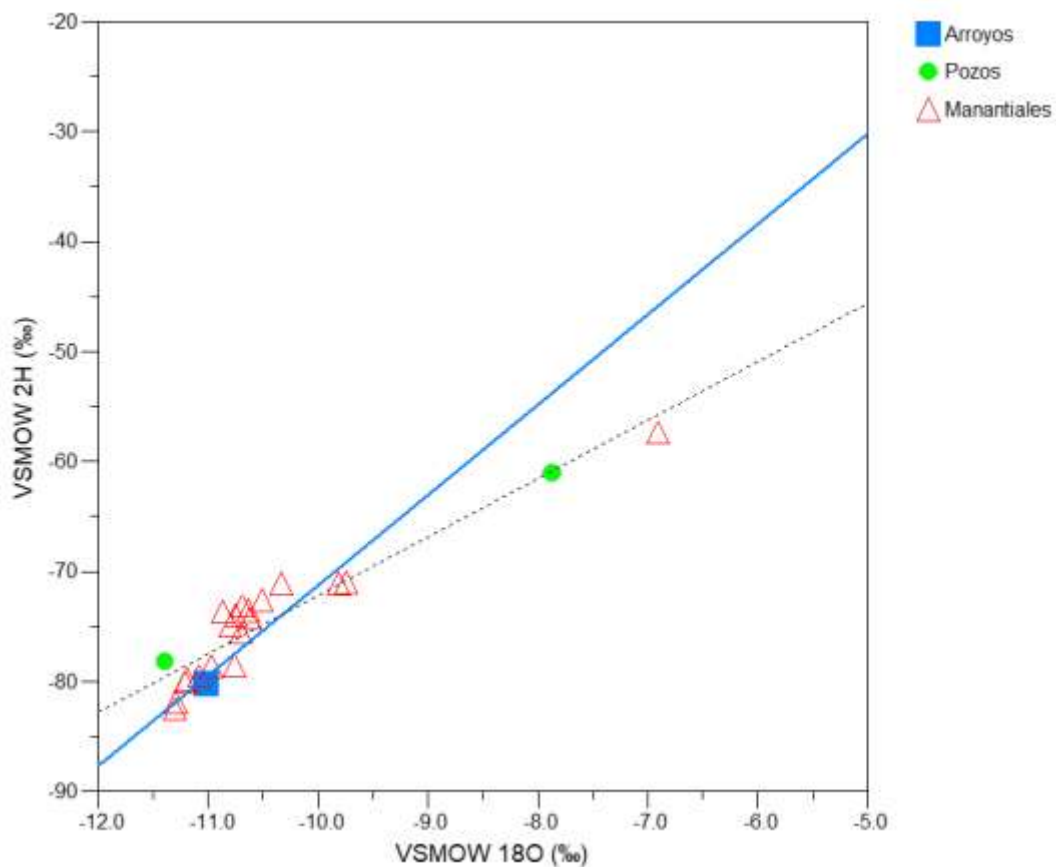


Figura 5.3. Diagrama de Isotopía, en azul se observa la LMM y la línea punteada representa la tendencia de evaporación a partir de la línea azul, indicando el origen promedio del agua en el sistema.

5.3.3 Elementos traza

Este análisis incluye elementos traza, cuyos valores solo son representativos en algunas muestras como se observa en la tabla 5.3

Tabla 5.3. Resultados de la concentración de elementos traza, los datos de CH12 corresponden a un muestro posterior del 2020, debido a que el muestreo de este estudio presentaba error analítico o estacional, únicamente para esa misma muestra pues no evidenciaba concentraciones detectadas.

ID	Tipo de Muestra	Temp	pH	B ⁺³	Al ⁺³	Mn ⁺²	Fe ⁺³
		(°C)					
CH1	Manantial	19.3	7.53	0.015	0.083	ND	0.032
CH2	Manantial	19.5	7	0.011	1.383	0.042	0.618
CH3	Manantial	18.1	6.84	0.017	ND	0.496	0.085
CH4	Manantial	16.5	6.08	0.044	0.806	ND	0.301
CH5	Pozo	22.8	7.19	0.184	ND	0.093	0.277
CH6	Manantial	20.6	6.93	0.021	0.079	0.001	0.035
CH7	Manantial	14.9	6.81	0.006	0.018	0.001	0.007
CH8	Manantial	14.9	7.76	0.007	0.013	0.000	0.003
CH9	Pozo	22.4	7.16	ND	0.031	ND	0.014
CH10	Manantial	16	6.95	0.005	0.108	0.001	0.038
CH11	Arroyo	15.2	4.37	ND	0.401	0.827	0.699
CH12	Manantial	19.1	6.09	63.56	0.128	1.43	1.81
CH13	Manantial	19.5	3.1	0.756	16.030	0.550	5.293
CH14	Manantial	19.8	3.46	0.486	83.719	2.139	42.865
CH15	Manantial	14.7	6.53	0.021	0.449	0.005	0.132
CH16	Manantial	14.5	6.82	0.023	0.677	0.003	0.170
CH17	Manantial	16	7.39	0.033	0.072	0.003	0.025
CH18	Manantial	16	6.67	0.009	0.013	0.001	0.007
CH19	Manantial	19	6.24	0.016	0.015	0.000	0.006
CH20	Manantial	18.9	6.19	0.010	0.032	0.004	0.035
CH21	Manantial	18.9	6.3	0.010	0.264	0.131	0.287
CH22	Manantial	19.2	6.79	0.021	0.107	0.115	0.179
ND=	No detectado / cercano al límite de detección						

En primer orden se presenta al boro con un par de concentraciones sobresalientes de 0.75 y 0.48 respectivamente para CH13 y CH14, estas concentraciones son considerables en zonas volcánicas o aguas termales, procedentes de la actividad del reservorio, quizás por la actividad de los gases en estos puntos, CH5 muestra una concentración de 0.18, este punto corresponde al único pozo muestreado, por lo que la presencia de Boro en esta concentración puede deberse a la actividad agrícola de esa zona.

El aluminio se encuentra presente en casi todas las muestras en valores cercanos a 1 mg/L, lo cual es habitual en aguas con pH en la zona neutral procedente de minerales de baja resistencia como los feldespatos, y los valores más altos de 16 y 83 mg/L se deben a que la precipitación de ese aluminio es favorecida por el ambiente ácido, este mismo factor de pH ácido ha generado la presencia de altas concentraciones de hierro, pues favorece un ambiente o potencial oxidante del sistema donde se observa en las muestras CH13 y CH14 con valores 5.2 y 42 mg/L, estableciendo así que al menos el 50% de las muestras tomadas presenta ambientes oxidantes, evidentemente la fuente de hierro principal son las rocas ígneas que contienen el reservorio, emplazado en un ambiente de caldera, la alteración de estas rocas de composición ácida puede indicar la presencia de estos elementos pero las altas concentraciones están dadas por los procesos que se permiten por la actividad geotermal en el agua.

Un caso diferente pasa con el manganeso, pues su origen no es tan claro, aunque si bien es cierto que la misma CH14 presenta la concentración más alta 2.13 mg/L, no se puede decir que es de origen mineral pues serían concentraciones más bajas de acuerdo a la geología local, se descarta la posibilidad que haya ascendido desde la profundidad del reservorio pues en este caso se atribuye al drenaje que ha llegado hasta la zona donde fue muestreado, arrastrado por esas corrientes, siendo generado por actividad biológica o algún proceso ajeno a la zona de interés como el intemperismo de rocas que lo contengan, lixiviación, también puede ser que esté en proceso de precipitación pues resiste más a estos procesos que el hierro.

5.4 BALANCE HIDRÍCO

EL cálculo del BHD se ha realizado con la metodología de Thornthwaite y Mather, 1955. La cual utiliza las variables de evapotranspiración y precipitación mensual, estos datos se obtuvieron de la base de datos de la NASA (<https://ldas.gsfc.nasa.gov/faq/nldas>). Teniendo en cuenta el valor del rango de error que pueden presentar estos sensores, el proceso de conversión de unidades, pues la ETP se obtuvo directamente de estos sensores, sin necesidad de procesar y operar la temperatura o evapotranspiración por Thornthwaite o alguna otra metodología para el cálculo de otras variables.

Otras consideraciones a tomar es que los datos de ETP y P son aproximaciones menos precisas que si los datos hubieran sido tomados por estaciones meteorológicas en campo, la extensión de la zona de estudio y que ha sido un periodo de estudio de 10 años, podrían presentarse valores distintos a los reportados por la CONAGUA o por algún otro método realizado en la zona y no estar tan dentro de los límites, por lo cual los datos obtenidos serán menos precisos que un método que usa más variables.

En la tabla 5.4 se presentan los resultados obtenidos mediante el proceso de BHD, ordenados desde enero hasta diciembre, para los años de análisis, se observan los datos ordenados por variables con respecto a cada mes, siendo un total de 9 factores que se miden en la tabla en 12 meses con valores promedio del periodo de análisis.

Tabla 5.4 Resultado de las estimaciones del Balance Hídrico Directo (BHD) dónde se presentan precipitación (P), evapotranspiración real (ETR) y desagüe (D) como principales variables.

	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	TOTALES
P	41.75	22.27	37.80	47.66	67.07	173.32	176.13	176.30	154.58	89.39	43.04	15.22	1044.52
ETP	60.17	56.57	59.82	68.60	84.77	97.93	125.71	126.47	112.45	105.66	82.34	71.16	1051.65
P-ETP	-18.43	-34.30	-22.01	-20.94	-17.71	75.39	50.42	49.83	42.14	-16.28	-39.30	-55.93	-7.13
R	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	75.39	100.00	100.00	100.00	83.72	44.42	0.00	503.53
VR	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	75.39	24.61	0.00	0.00	-16.28	-39.30	-44.42	0.00
ETR	41.75	22.27	37.80	47.66	67.07	97.93	125.71	126.47	112.45	105.66	82.34	59.64	926.74
F	18.43	34.30	22.01	20.94	17.71	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	11.51	124.90
Ex	-18.43	-34.30	-22.01	-20.94	-17.71	0.00	25.81	49.83	42.14	0.00	0.00	-11.51	-7.13
D	-9.21	-21.76	-21.89	-21.41	-19.56	-9.78	8.01	28.92	35.53	17.76	8.88	-1.32	-5.81

Los datos del balance hídrico de la cuenca RH27BC mostrados en la tabla anterior representan el comportamiento de la cuenca, que con 1608.95 km² recibió un total de 1044.52mm de precipitación en el periodo de 2010 hasta el 2019, mientras que el valor de la ETR resultó ser de 926.74 y un valor de desagüe (D) de -5.81, estos valores son los necesarios para sustituir en la fórmula de balance hídrico directo Thornthwaite y Mather, (1955).

$$P = ETR + D$$

$$P = 1044.52$$

$$ETR = 926.74$$

$$D = -5.81$$

$$1044.52 = 926.74 + (-5.81)$$

Si los valores del balance hídrico están correctos es adecuado decir que la precipitación es proporcional a la suma de la ETR más el desagüe, en este caso resultó un valor casi igual, con una diferencia de 123.59 mm, obteniendo como resultado un sistema donde la precipitación fue mayor que los factores de salida, este volumen de agua, se considera entonces que llegó a saturar el suelo infiltrándose o bien que pudo haber escurrido siguiendo las direcciones de flujo, que como se observa en las figuras 5.5 y 5.6 están direccionadas hacia en NW

Esto se ejemplifica de mejor manera en la gráfica comparativa entre meses húmedos y meses secos (Figura 5.4), la relación que existe entre los aportes y las pérdidas de la cuenca se puede observar a lo largo del gráfico, notablemente en una línea gris claro se observan los valores de ETP, los cuales mantienen una tendencia ligera a la alza desde febrero hasta julio donde alcanzan su punto máximo y comienzan a descender hasta el final del periodo, la precipitación se mantiene con un comportamiento casi idéntico a la ETR desde enero hasta mayo donde se presenta el punto de interrupción, esto indica que en estos primeros cinco meses el sistema se encontraba en balance, es decir se cubrían las necesidades hídricas, pero en mayo es cuando los valores de precipitación generan una interrupción en el sistema, pues de valores de 60mm como máxima pasan cerca de 180mm en un período inferior a un mes, así los valores de P se mantienen superiores a la ETR hasta finales de septiembre, donde se genera un punto de intersección entre ambas variables de nuevo, entonces se interpreta que durante este período de casi cinco meses

es cuando de manera predominante se llevó a cabo la recarga en el sistema generando así desde mayo hasta septiembre los meses más húmedos, con valores máximos y mínimos de 20 hasta 180 respectivamente de P, a partir de octubre es cuando toma la ETR valores más altos, se pueden definir estos últimos tres meses como los períodos de sequía con valores máximos y mínimos de 20 y 120 respectivamente de ETR, en comparación con lo realizado por Rosas-Verdugo, 2017 identifica únicamente junio y julio como los meses más húmedos de la región de Acoculco para 2015 y 2016,

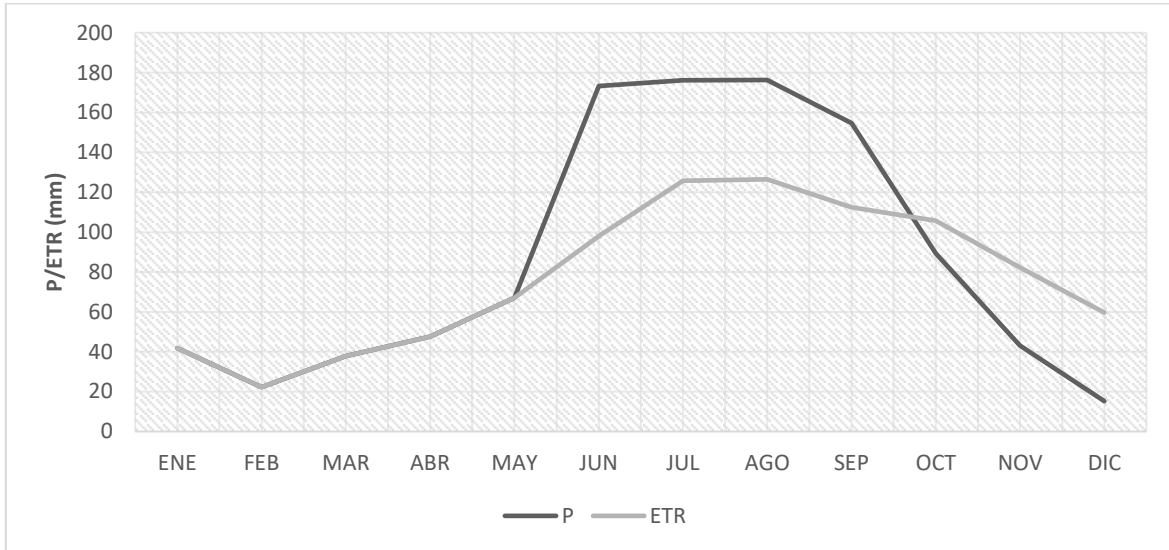


Figura 5.4 Comparativa de valores de P vs ETR, se observa que el sistema cumple sus necesidades hídricas cuando la curva P es igual o mayor a la curva ETP.

El comportamiento espacial de estas variables (P y ETP) se ve reflejado en los siguientes mapas de distribución, las variables presentan un comportamiento diferente en toda la extensión del área de estudio, esto por las condiciones geográficas propias de cada zona, pues su cauce principal fluye como en toda cuenca desde las zonas montañosas más altas hacia cuenca abajo (SW-NE), en este caso el parteaguas está en el SW desde aquí fluye el caudal hacia la costa NE, donde naturalmente el clima se vuelve más tropical.

Al NE se observa la zona con mayor acumulación de precipitación, mientras que aguas arriba son las zonas con un menor índice de precipitación al SW (Figura 5.5), mientras que la zona media se mantiene casi igual.

La ETP no varía notablemente con respecto a la distribución de la precipitación, pues los valores de ETP son más altos en la parte baja de la cuenca al NE de la misma y las menores hacia en SW de la cuenca, lo que sí es notorio es la variación entre los valores que oscilan

entre ambos puntos mencionados, pues en el caso de la ETP los valores no descienden tan homogéneamente como en la precipitación, esto puede indicar que las zonas de cuenca baja se lleva a cabo una mayor ETP dada la temperatura y tipo de clima más cálido en la zona (Figura 5.6).

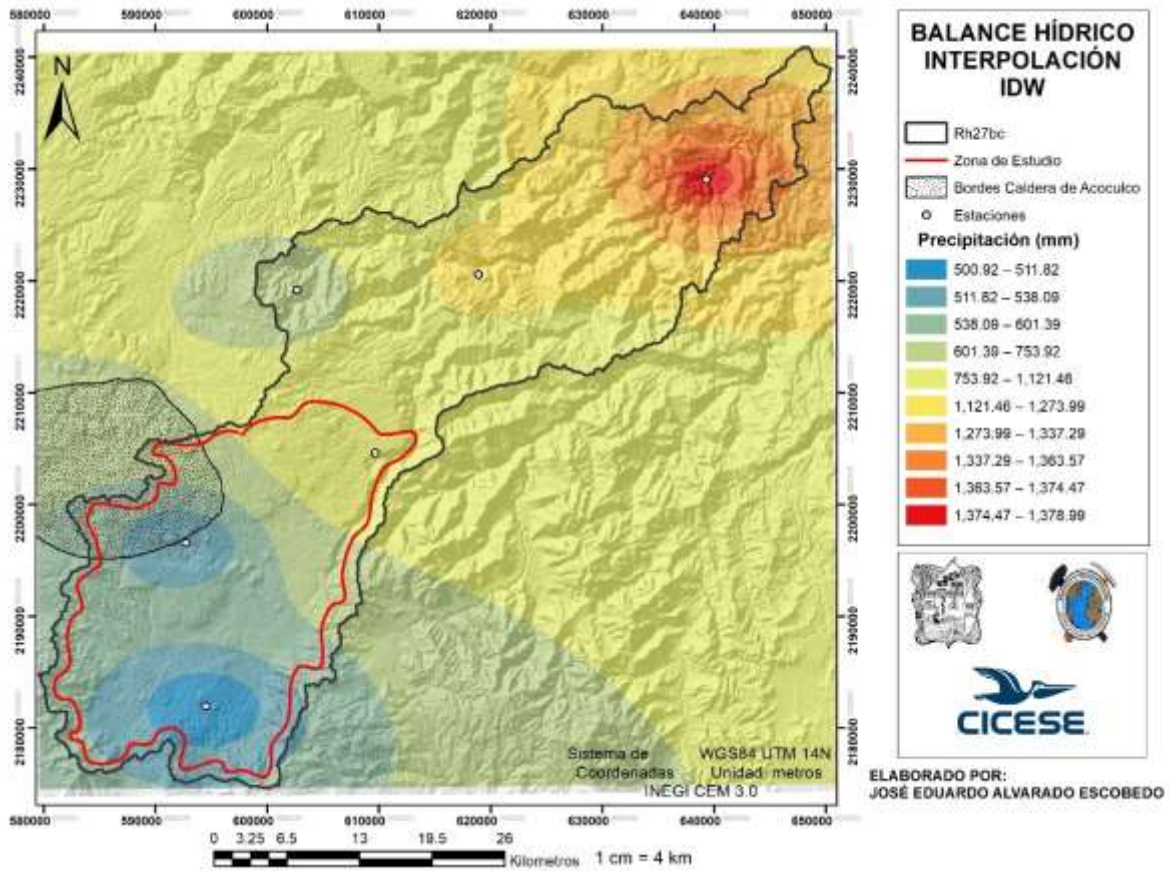


Figura 5.5 Distribución espacial de precipitación total acumulada anual durante el periodo 2009-2019 en la subcuenca RH27BC, se observa un mayor contraste de valores en la zona de interés de este estudio.

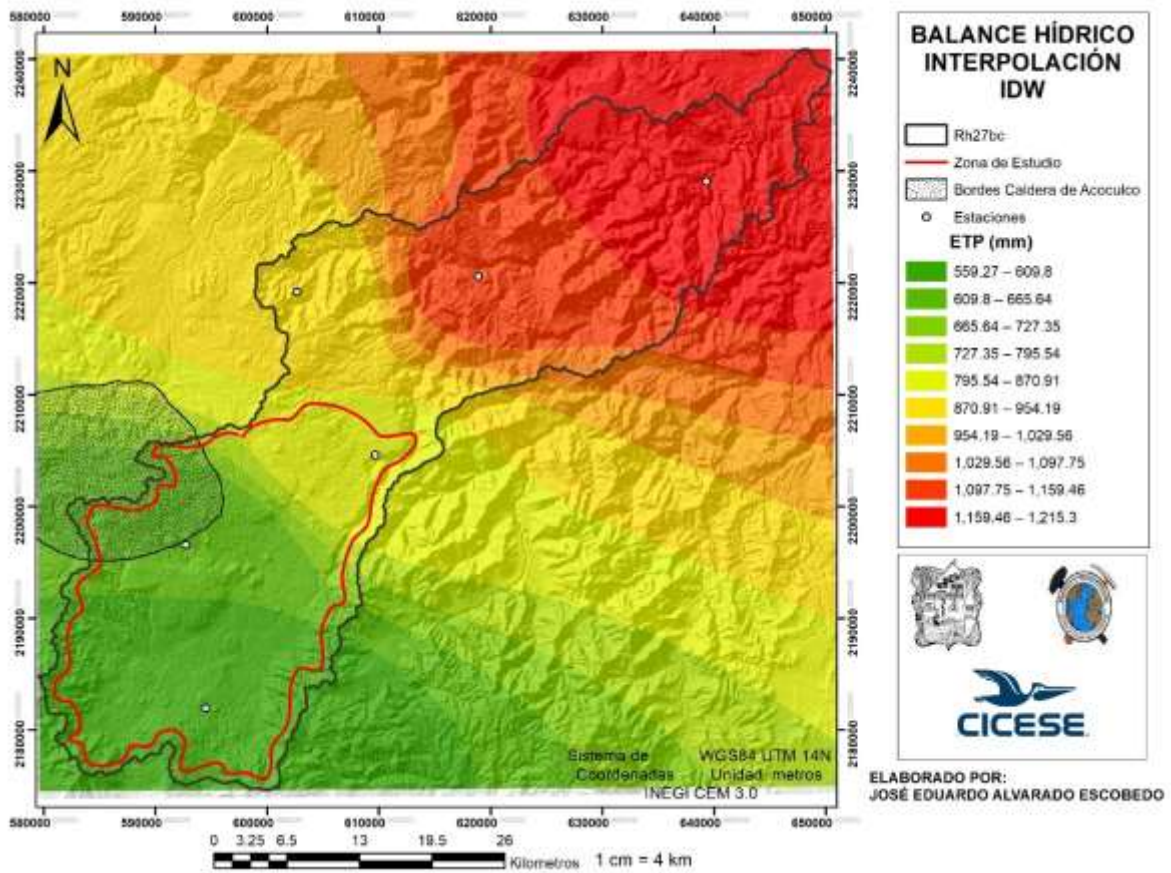


Figura 5.6 Distribución espacial de la ETP total acumulada anual durante el periodo 2009-2019 en la subcuenca RH27BC, los valores más bajos (tonos verdes) corresponden al área de interés de este estudio.

El método de interpolación fue IDW (Inverse Distance Weighted Interpolation), fue el elegido sobre los demás del software ArcGis 10.5, debido a la naturaleza espacial, temporal de estas variables, pues el periodo tomado fue de 10 años de sensores que no se encuentran en campo (Figura 5.7) , la resolución espacial y sobre todo la cantidad de datos con las utilizados para la interpolación, solo 6 puntos fueron tomados como los datos espaciales para el método, pues como se nota ninguna de las dos variables analizadas tiene comportamiento normal, aún y con una corrección logarítmica la ETP es la única que se asemeja a una curva gaussiana, se nota que los valores estadísticos mostrados en el histograma son bastante altos, es por esto que con Kriging aun supervisando todos factores mostró valores muy altos, sobre todo en la media, valores sobre los 78.

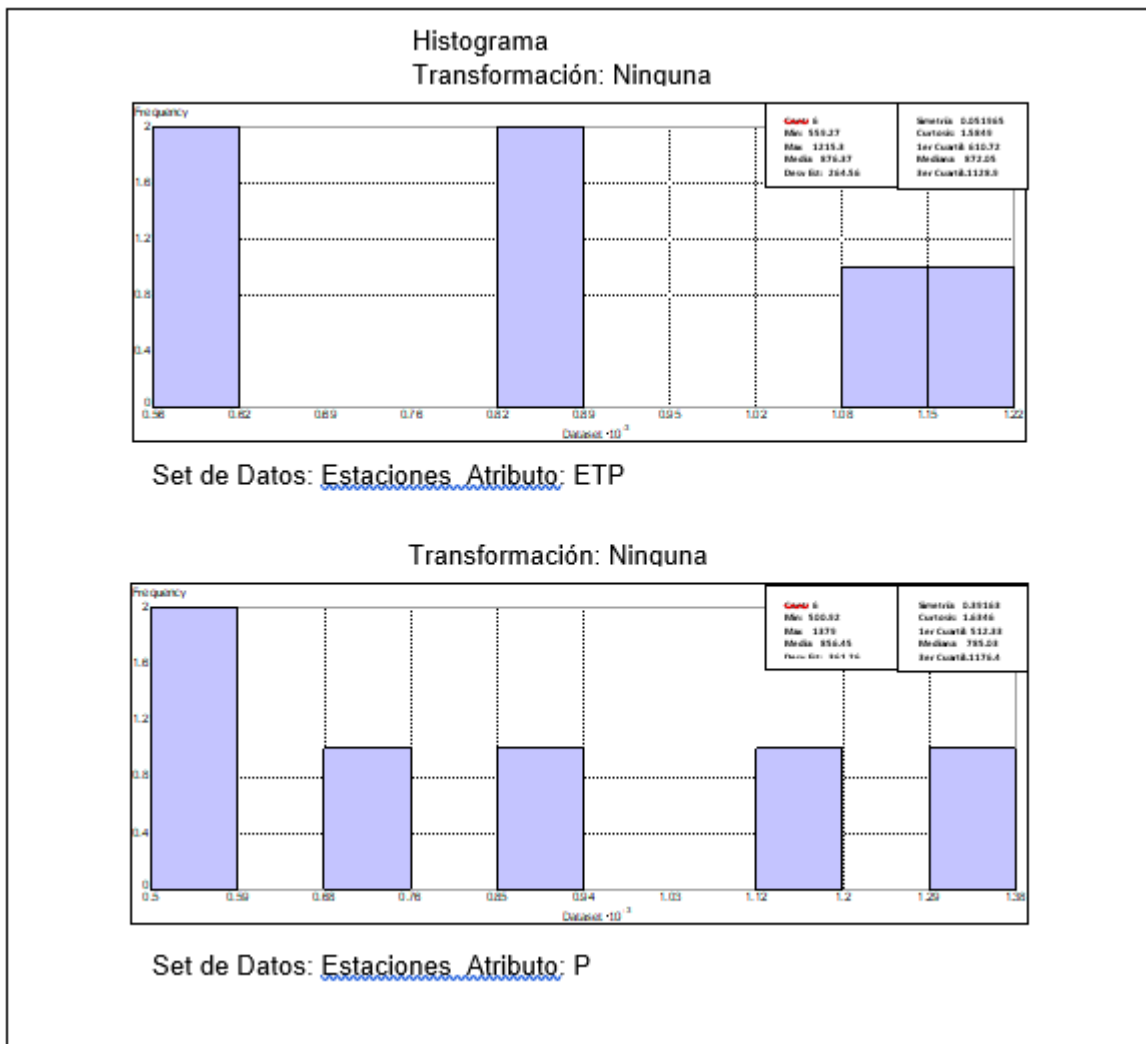


Figura 5.7 Histogramas de P y ETP sin transformación, en la parte superior se observa que la ETP presenta un comportamiento más cercano a la curva gaussiana.

Mientras que con el método IDW trabajando en 4 sectores de búsqueda en 0.25 y 0.40 en los semiejes además de un 4.1 en poder, se logró tomar todos los puntos de información disponible llegando a al error más bajo posible representado por una ,media de 0.7, si se analiza lo mostrado como resultado en los mapas de interpolación y relacionando con el análisis de tendencia geoestadístico de los datos (Figura 5.8) se obtiene el mismo comportamiento geográfico de las variables: la precipitación disminuye en dirección N-S y W-E, el mismo comportamiento que la evapotranspiración.

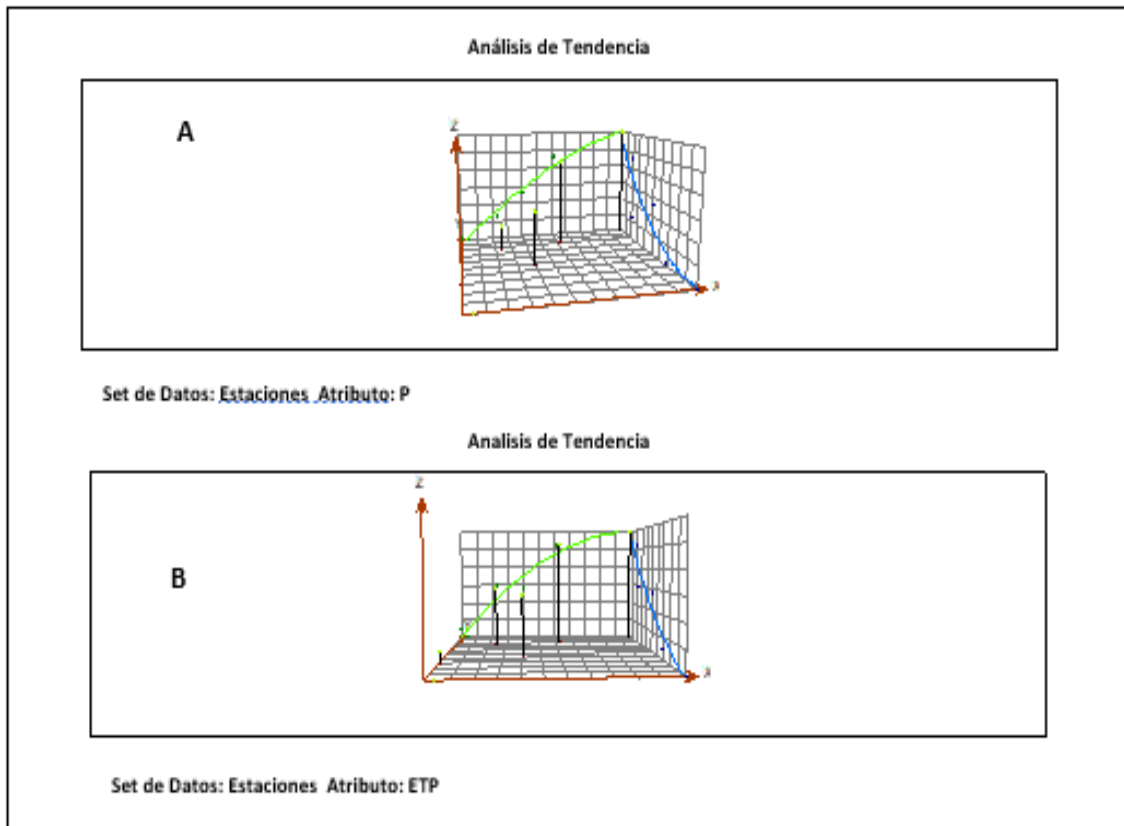


Figura 5. 8. Análisis de tendencia, en el segmento A se muestra la precipitación (P) y en el B evapotranspiración (ETP), se observa como la tendencia de ambas variables hacia el norte (Eje Y).

CAPÍTULO VI CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Analizando los resultados del diagrama de Piper, se observan dos tipos principales de familias en las que han sido clasificadas las aguas (Bicarbonatadas-Cálcicas y Sulfatadas), la diversidad de éstas habla de la diferencia de procesos que suceden en el área de estudio, las familias clasificadas como sulfatadas son las aguas que han recibido acción de los gases geotérmicos, esto refiere al ascenso de gases del interior del sistema los cuales al entrar en contacto con el agua se condensan, este comportamiento es característico de zonas geotérmicas de temperaturas $<400^{\circ}\text{C}$, lo cual se correlaciona a muestras cuyos pH son los más ácidos (Ch13 y CH14).
- Los resultados de análisis isotópico de las muestras de agua, en conjunto basados en la tendencia sugieren un origen predominantemente meteórico, dado por valores negativos ($\delta^{18}\text{O}$ 11.39‰, a -9.91‰ y δD -80.22 ‰ a -57.37‰) indicando una recarga local del sistema con flujo o circulación en zonas profundas pero no tanto como el reservorio geotérmico, solo en algunos puntos donde el único fluido derivado es gas, influyendo en el tipo de agua, isotópicamente hay una posible representatividad geotérmica CH13 y CH14 con valores de $\delta^{18}\text{O}$ -10.63‰, -73.55‰, y $\delta^2\text{D}$ -11.29‰, -81.55‰, isótopos ligeros sugieren procesos locales de evaporación o mezcla entre los diferentes niveles del acuífero considerando la temperatura de 19.5°C y 19.8°C respectivamente se infiere un comportamiento anómalo en la zona de esos puntos.
- La RH27BC notoriamente tiene implicaciones geotérmicas con el reservorio de Aocolco, pues tomando en cuenta todo lo observado en los resultados de laboratorio y el trabajo de campo se tienen valores que lo indican valores de pH de 3.1 y 3.4, conductividad alta: 2237 $\mu\text{s}/\text{cm}$ y algunas trazas: B (0.75 y 0.48 mg/L) como en la muestra CH12 donde se presenta un claro impacto termal mientras que el arroyo CH11 es una posible fuente de descarga que se reflejado en sus trazas, dicha implicación se limita el borde poniente de la caldera de Aocolco, si bien está se encuentra entre la RH27BC y su contigua al oriente, el comportamiento del reservorio a profundidad permea hacia el norte de la subcuenca, permitido por los sistemas de fallas NE-SW y NW-SE, por esta razón bajo estos análisis no se encuentran evidencias de implicación hacía el SW del área de estudio.

- La adaptación al método de balance hídrico, específicamente la obtención de datos puede ser considerado aceptable, teniendo en cuenta la deficiencia y limitación para la obtención de datos por el medio tradicional, por un lado la falta de estaciones meteorológicas útiles y en funcionamiento para el objetivo de tiempo además de la falta de información de las variables necesarias en muchas de estas, optando por el uso de información de satélite, si bien no son datos tomados por un instrumento in situ, son aproximaciones bastante reales cuya disponibilidad espacial y temporal es muy basta, el único inconveniente es convertir las unidades a las necesarias para trabajar.

En los resultados finales del método se presenta un valor de 123.59 mm, el cual no es más que la diferencia entre la Precipitación y la suma de ETR+D, este valor teóricamente tendría que ser lo más cercano posible a 0 en análisis de 1 año para tomarse como correcto, teniendo en cuenta estas consideraciones antes mencionadas, se puede considerar ese volumen de agua como infiltrado, pues el método solo analiza entradas y salidas del sistema.

Recomendaciones:

- Si se requiere un análisis de balance hídrico más detallado puede realizarse adecuando la metodología aquí planteada, tomando en cuenta más variables, periodos de tiempo diferentes, según el objetivo.
- En futuros trabajos de hidrología se puede evaluar también caudales y escurrimientos, para poder calcular el transporte y la disolución de iones, pues a priori el sistema tiene flujo lateral hacia Chignahuapan, pero de esta manera se podría determinar los alcances de la influencia del reservorio geotérmico.
- La zona de Cruz Colorada, Jonuco Pedernales, Acoculco está más que identificada como la zona más representativa del yacimiento, se recomienda entonces la instalación de una estación meteorológica para monitorear la variabilidad estacional del reservorio, así como una estimación local de la recarga, permitiendo relacionarlo a mayor escala.
- Implementación e innovación de métodos antiguos a las nuevas tecnologías, como lo propuesto con la suma de información de sensoramiento remoto las fórmulas de balance hídrico.
- Realizar más trabajos específicos de la zona, pues tiene un interés científico bastante alto, trabajos han detectado zonas de importancia económica, tales como bancos de material arcilloso, zonas de alteración que indican probables yacimientos metálicos y presencia de tierras raras, evidentemente también continuar con la exploración y estudio geotérmico de esta zona, como el muestreo de gases o geofísica del reservorio.
- Se recomienda aumentar el muestreo, en diferentes temporadas estacionales para aumentar los indicadores.

REFERENCIAS

- AGILENT. (2019). *Microwave Plasma Atomic Emission Spectroscopy (MP-AES)*. User Guide, 88-128.
- Anguita, F., Pal-Verma, S., Márquez, Á., Vasncocelos, M., López, I., & Laurrieta, A. (2001). Circular structures on the Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*(107), 265-274.
- Angulo, V., Llopis-Trillo, G., & Angulo, V. (2008). *Guía de la energía geotérmica*. Madrid: Fundación de la Energía de la Comunidad de Madrid, 43-162.
- Anórsson, S., Gunnlaugsson, E., & Svavarsson, H. (1983). Chemical equilibria in icelandic geothermal systems—Implications for chemical geothermometry investigations. *Geochimica et Cosmochimica*, 547-566.
- Allen, R., Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements*. Obtenido de FAO Irrigation and drainage: <http://www.fao.org/3/x0490e/x0490e00.htm>
- Aparicio-Mijares, F. (1989). *Fundamentos de hidrología de superficie*. México: Limusa, 47-67.
- Arellano-Gómez, V., Iglesias-Rodríguez, E., & García-Gutierrez, A. (2008). LA energía geotérmica: una opción tecnológica y económicamente madura. *Boletín Instituto de Investigaciones Eléctricas*, 32(3), 102-114.
- Avendaño-Cortés, J. (2017). *Modelo térmico y de conductividad eléctrica de la caldera Tulancingo-Acocolco, Puebla*. Ensenada: Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, 42-65.
- Barbier, E. (2002). Geothermal energy technology and current status: an overview. . *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 3-65.
- Best, M. (2003). *Igneous and metamorphic petrology* (2a ed.). Provo, Utah: Blackwell Publishing, 16-72.
- Black, P. E. (2007). Revisiting the Thornthwaite and Mather water balance 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 43(6), 1604-1605.
- Blaney, H., & Griddle, W. (1950). Determining water requirement in. *U.S. Dept. .Agriculture, Soil Conserv. Service, Tech. Paper*, 96, 48.
- Breña-Puyol, A., & Jacobo-Villa, A. (2006). *Fundamentos y principios de la hidrología superficial*. Ciudad de México: Universidad Autónoma Metropolitana, 23-82.
- Calzada-Olivares, R., & Olivares-Garcés, J. (2015). *Conceptos de Geotermia para Ingenieros Petroleros* (. México D.F: Universidad Nacional Autónoma de México, 15-90.
- Ceballos, G. (2014). *Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acocolco y El Aguajito-La Reforma: estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental*. Retrieved 2019, from CEMIEGEO:

- <http://cemiegeo.org/index.php/proyectos/desarrollo-e-innovacion-de-tecnicas-de-exploracion/p15/9-linea-de-investigacion/proyecto/22-p15>.
- Clark, I., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. New York: Lewis Publishers, 1-33.
- Comisión Nacional del Agua (2014) CONAGUA, *Estadísticas del agua en México*. México D.F: CONAGUA-SEMARNAT, 23-55.
- Comisión Nacional del Agua (2019) CONAGUA. Obtenido de Registro Público de Derechos del Agua: <https://app.conagua.gob.mx/sistemasdeagua/>
- Comisión Nacional del Agua (2019) CONAGUA. REDPA. Obtenido de Registro público de derechos de agua: <http://sina.conagua.gob.mx/sina/tema.php?tema=usosAgua>
- Craig, H. (1961). Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, 1833-1834.
- Commons. (2013). *Commons*. Obtenido de https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Heat_flow_of_the_inner_earth.jpg
- Cotler-Ávalos, H. (2010). *Las cuencas hidrográficas de México, diagnóstico y priorización* (1a Ed ed.). México D.F: Pluralia, 25-50.
- Hem, J. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water* (Vol. 2254). Department of interior: United States Geological Survey.
- Davies, J., & Davies, D. (2010). Earth's surface heat flux. *Solid Earth*(1), 5-24.
- De la Cruz-Martínez, V., & Castillo-Hernández, D. (1986). *Estudio geológico de la zona geotérmica de la Caldera de Aocolco, Puebla*. México: Comisión Federal de Electricidad, Internal report
- Del Toro-Guerrero, F., Hinojosa-Corona, A., & Kretzchmar, T. (2014). Estimación del balance hídrico en una cuenca semiárida, El Mogor, Baja California, México. *Tecnología y ciencias del agua*, 5(6), 69-81.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(2), 172-187.
- Dickson, M., & Fanelli, M. (2004). *What is geothermal energy?* Obtenido de International Geothermal Association: <http://users.metu.edu.tr/mahmut/pete450/Dickson.pdf>
- Domenico, P., & Schwartz, F. (1997). *Physical and chemical hydrogeology* (2nd ed.). Texas: John Wiley & Sons, 225-282
- Durand-Dastes, F. (2005). *Hypergeo*. Obtenido de <http://www.hypergeo.eu/spip.php?article300>
- Ellis, A., & Mahon, W. (1977). *Chemistry and geothermal systems*, 553(79).
- Estrela-Montreal, T. (1992). *Metodología y recomendaciones para la evaluación de recursos hídricos*. Madrid: Centro de estudios y experimentación de obras públicas. 51p

- Ferronsky, V., & Polyakov, V. (2012). *Environmental isotopes in the hydrosphere*. Holanda: Springer
1st Ed. 474pp
- Fouillac, R., & Michard, S. (1981). Sodium/Lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 55-70.
- Fournier, R., & Rowe, J. (1966). Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Science*, 264(9), 85-697.
- Fournier, R., & Truesdell, A. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural water. *Geochim Cosmochim, Acta* 37, 1255-1275
- Fournier, R. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Elsevier*, 5, 41-50.
- Furkan-Şener, M., & Baba, A. (2019). Geochemical and hydrogeochemical characteristics and evolution of Kozaklı geothermal fluids, Central Anatolia, Turkey. *Elsevier Geothermics*(80), 69-77.
- Gama, V., Martínez, E., & Cedillo, R. (1995). *Informe geológico del pozo EAC-1*. México: Comisión Federal de Electricidad.
- Geothermal Energy Association (2014). GEA Basics of geothermal Energy. (G. E. Association, Ed.) *Geothermal 101*, 5-31.
- Geothermal Education Office (2019) GEO. *Geothermal Education Office*. Retrieved from https://geothermaleducation.org/aboutgeo_1.html
- Giggenbach, W. (1988). Geothermal solute equilibria. *Geochimica Cosmochim, Acta* 52, 2749-2765.
- Giggenbach, W., & Matsuo, S. (1991). Evaluation of results from Second and Third IAVCEI field workshops on volcanic gases, Mt Usu, Japan, and White Island, New Zealand. *Applied Geochemistry*, 6(2), 125-141.
- Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (2020). *GES DISC*. Obtenido de <https://disc.gsfc.nasa.gov/>
- Gómez-Tuaena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVII(3), 227-286.
- González-Manzano, E. (2013). *Balance hídrico de la parte alta de la subcuenca del río Meztitlán y análisis de parámetros fisicoquímico del agua en la zona de Aocolco-Tulancingo*. Ensenada, B.C: CICESE.
- Hargreaves, G., & Allen, R. (2003). History and evaluation of Hargreaves evapotranspiration equation. *Journal of irrigation and drainage engineering*, 129(1), 53-63.
- Hiriart-Le Bert, G. (2011). *Evaluación de la energía geotérmica en México*. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía, México D.F, 9-18.
- Instituto Geológico y Minero de España (1985). *IGME Análisis de las técnicas geoquímicas empleadas en prospección geotérmica*. Madrid, 417pp

- International Atomic Agency (IAEA). (2009). *Laser spectroscopic analysis of liquid water samples for stable hydrogen and oxygen isotopes*. Vienna: IAEA, 149p
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2000). Red hidrográfica edición 2.0. Cuenca R. Tecolutla. Región H. Tuxpan - Nautla. *Red Hidrográfica escala 1:50 000 - Cuencas edición 2.0*. Hidalgo. Recuperado el 2019, de <https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825006931>
- Instituto Tecnológico de Sonora. ITSON (1985). *Manual de apuntes de Hidrología Superficial*. Cd Obregon, Sonora: ITSON, 132 pp.
- Jiao, T., Zhong, P., Qi, G., Yingchun, W., Jie, L., Tianming, H., & Ynalong, K. (2018). Geochemistry of geothermal fluids with implications on the sources of water and heat recharge to the Reikeng high-temperature geothermal system in the Eastern Himalayan Syntax. *Elsevier Geothermics*(74), 92-105.
- Karingithi, C. (1977). *Chemical geothermometers for exploration . Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources*. . Obtenido de Chemical geothermometers for geothermal exploration : <https://orkustofnun.is/gogn/unu-gtp-sc/UNU-GTP-SC-10-0603.pdf>
- Kearey, P., Klepeis, K., & Vine, F. (2009). *Global tectonics*. John Wiley & Sons, 9-51.
- Ledezma-Guerrero, O. (1987). Hoja Calpulalpan con Resumen de la Geología de la Hoja Calpulalpan Estados de México, Tlaxcala, Puebla e Hidalgo. (I. d. Geología, Ed.) *Carta Geológica de México. Serie 1:100 000*.
- Lindal, B. (1973). Industrial and other applications of geothermal energy. *Geothermal energy*, 135-148.
- López-Hernández, A. (2009). *Evolución Volcánica del complejo Tulancingo-Acocolco y su sistema hidrotermal, estdos de Hidalgo y Puebla, México*. México D.F: Universidad Nacional Autónoma de México, 88-152
- López-Hernandez, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzman, H., & Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acocolco Caldera Complex, central. *Geothermics*, 38(3), 279-293.
- Lopoukhine, M. (1973). *Role de la geochemie dans la recherche geothermique. Application au Territoire Francais des Afars et Issas*. París: Universidad de París, 164pp.
- Manzano-González, E. (2013). Balance hídrico en la parte alta de la subcuenca del río Metztlán y análisis de parámetros fisicoquímico del agua en la zona de Acocolco-Tulancingo. Tesis de Pregrado, Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Ensenada, 57-90.
- Mazor, E. (2004). *Applied Chemical and Isotopic Groundwater Hydrology* (3 ed.). New York: Marcel Dekker Inc, 97-112.

- Morales, G., & Garduño, V. (1984). *Estudio tectónico-estructural en el prospecto Huauchinango, Puebla*. Informe geológico Final Proyecto C-4001., Pétroleos de México, México, 145p.
- Musy, A. (2005). *Cours Hydrologie générale*. Obtenido de <https://www.pseau.org/outils/biblio/resume.php?d=4444>
- National Aeronautics and Space Administration, & Land Data Assimilation System. (2020,). NASA y LDAS *Land Data Assimilation System*. Retrieved from Land Data Assimilation System, LDAS: <https://ldas.gsfc.nasa.gov/faq/ldas>
- Nkiaka, E. (2016). How do I convert ERA Interim precipitation estimates from kg/m²/s to mm/day? *Research Gate*. Recuperado el 2020 de <https://www.researchgate.net/post/How-do-I-convert-ERA-Interim-precipitation-estimates-from-kg-m2-s-to-mm-day>.
- Ordoñez-Gálvez, J. (2011). *Balance hídrico superficial*. Lima: Sociedad Geográfica de Lima, 44p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruíz, J., & Centeno García, E. (1995). Oaxaquia, a proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23, 1127-1130.
- Penman, H. (1948). Natural evaporation from open water, bar? soil, and grass. *Royal Soc. [London] Proc., Ser. A*, 193, 120-145.
- Pereyra-Díaz, D., Cruz-Torres, D., & Pérez-Sesma, J. (2011). La evapotranspiración real (ETR) en la cuenca del río La Antigua, Veracruz: estado actual y ante escenarios de cambio climático. *Boletín del Instituto de Geografía*, 75, 37-50.
- Pfaff, J. (1993). *Method 300.0. Determination of Inorganic Anions by Ion Chromatography*. Cincinnati, Ohio: Environmental Monitoring System Laboratory, 28p
- Plata, B. (1996). *Generalidades sobre isótopos estables del agua*. Madrid, España: Universidad |
- Rosas-Verdugo, E. (2017). *Hidrología e hidrogeoquímica de tres zonas con potencial geotérmico. Tesis de Maestría en Ciencias*. Ensenada: CICESE, 12-87.
- Sáenz Pita, M. (2017). *Estudio geológico y geoquímico de la región norte de Tulancingo, Hidalgo con fines de prospección minera*. Ciudad de México: Instituto Politécnico Nacional, 20-82.
- Sánchez-San Román, F. (2006). *Meteo*. Obtenido de http://meteo.fisica.edu.uy/Materias/climatologia/peactico_climatologia_2010/P-3/5.ETP%20articulo.pdf
- Sánchez, F. J (2017) *Hidrología Superficial y Subterránea*. Createspace Independent Pub., 414pp.
- Secretaría de Salud. (2000). *NOM-127-SSA1-1994, "Salud ambiental, agua para uso y consumo humano-límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización"*. (G. Olaiz Fernández, Ed.) Recuperado el 2019, de <http://www.salud.gob.mx/unidades/cdi/nom/127ssa14.html>
- Schmidt-Effing, R. (1980). The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico. (R.H.Jr, Ed.) *Pilger*, 78-86.

- Solana-López, J. (2010). *Geología regional y petrogénesis del vulcanismo silíceo de la región circundante a la ciudad de Tulancingo, estado de Hidalgo*. México D.F: Instituto Politécnico Nacional, 15-58.
- Stober, I., & Bucher, K. (2013). *Geothermal energy*. Berlín: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1-72.
- Tello-Hinojosa, E. (1986). *Geoquímica de la zona geotérmica de la caldera de Acozulco, Puebla*. México: Comisión Federal de Electricidad.
- Thornthwaite, C. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.
- Thornthwaite, C.W & Mather, J.R (1955). The water balance. *Publ. Climatol.*, 8(1)
- Turc, L. (1954). Calcul du bilan de l'eau: evaluation en fonction des precipitations et des temperatures. *Int. Assoc. Sci. Hydrol.*, 38(34), 188-202.
- Unda-Calvo, J., Ruíz-Romera, E., Martínez-Santos, M., & Vidal, M. (2020). *Multivariate statistical analyses for water and sediment quality index development: A study of susceptibility in an urban river*.
- White, D. (1973). Characteristics of geothermal resources. *Geothermal Energy*, 64-94.