



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES
TERMO-GEOQUÍMICAS ESTACIONALES Y
RESILIENCIA DEL MANANTIAL
CHIGNAHUAPAN, PUEBLA”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
I N G E N I E R O G E Ó L O G O

P R E S E N T A :

ANA GABRIELA GUTIÉRREZ CIRLOS MARAÑA



DIRIGIDA POR: M.I. VICENTE TORRES RODRÍGUEZ

CIUDAD UNIVERSITARIA, MÉXICO D.F.

MAYO, 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
60-I-498

SRITA. ANA GUTIÉRREZ CIRLOS MARAÑA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor M.I. Vicente Torres Rodríguez y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES TERMO-GEOQUÍMICAS ESTACIONALES Y RESILIENCIA DEL
MANANTIAL CHIGNAHUAPAN, PUEBLA**

	RESUMEN
	INTRODUCCIÓN
I	GENERALIDADES
II	MARCO GEOLÓGICO E HIDROLÓGICO
III	ANÁLISIS GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO
IV	ANÁLISIS HIDROMETEOROLÓGICO
V	RESULTADOS Y DISCUSIÓN
VI	CONCLUSIONES
	BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

CD. Universitaria, D. F a 20 de Mayo de 2010

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería en Ciencias de la Tierra


DR. RICARDO JOSÉ PADILLA Y SÁNCHEZ

RJPYS*RHL*srs





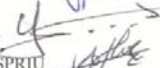




UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

Designación de sinodales de Examen Profesional

A los señores profesores:

Presidente	ING. HECTOR LUIS MACIAS GONZALEZ		23/06/2010
Vocal	ING. VICENTE TORRES RODRIGUEZ		15 Junio 2010
Secretario	DR. EDUARDO GONZALEZ PARTIDA		15/ Junio / 2010
1o. suplente	ING. JOSE ANTONIO HERNANDEZ ESPRITU		15/ Junio / 2010
2o. suplente	M.I. ALBERTO HERRERA PALOMO		23-Junio/2010

Me permito informar a ustedes que han sido designados sinodales del Examen Profesional de la señorita GUTIERREZ CIRLOS MARAÑA ANA GABRIELA registrada con número de cuenta 40505779-5 en la carrera de INGENIERÍA GEOLÓGICA quien ha concluido el desarrollo del tema que le fue autorizado.

Ruego a ustedes se sirvan revisar el trabajo adjunto y manifestar a esta Dirección, si es el caso, la aceptación del mismo.

Con el fin de asegurar el pronto cumplimiento de las disposiciones normativas correspondientes y de no afectar innecesariamente los tiempos de titulación, les ruego tomar en consideración que para lo anterior cuentan ustedes con un plazo máximo de **cinco días hábiles** contados a partir del momento en que ustedes **acusen recibo de esta notificación**. Si transcurrido este plazo el interesado no tuviera observaciones de su parte, se entendería que el trabajo ha sido aprobado, por lo que deberán **firmar el oficio de aceptación del trabajo escrito**.

Doy a ustedes las más cumplidas gracias por su atención y les reitero las seguridades de mi consideración más distinguida.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D.F a 15 de Junio de 2010.
EL DIRECTOR


Mtro. José Gonzalo Guerrero Zepeda

AGRADECIMIENTOS

Quiero dedicar esta tesis a toda mi familia por haberme apoyado en todo momento durante mi desarrollo profesional y personal y por darme siempre cariño, comprensión y amor. A mi madre Josefina, por su infinita sabiduría y sabios consejos que me acompañaron en cada paso de mi camino. A mi padre Carlos por su gran alegría que me permitió seguir en los momentos difíciles y por llenar mi vida de momentos felices. A mis hermanos Karla y Joaquín, por ser una gran fuente de inspiración y estar conmigo en todo momento.

Agradezco al Licenciado Arturo Flores y a todo el personal de Baños Termales de Chignahuapan por su apoyo durante el proceso de investigación, ya que sin su cooperación hubiera sido imposible realizar este trabajo.

A mi director de tesis M.I. Vicente Torres por haberme guiado en este difícil proceso y por sus enseñanzas. Gracias por haber confiado en mí y por su tiempo y dedicación.

Al Ing. Héctor Macías y al Ing. Antonio Hernández Espriú por su amistad y colaboración en este proyecto de investigación. Gracias por su apoyo y consejos y por permitirme compartir con ustedes esta experiencia inolvidable.

A Guillermo, quien siempre me ha animado a seguir adelante en los momentos difíciles y me ha proporcionado su amor y amistad durante este largo trayecto. Gracias por todo lo que hemos compartido.

Agradezco a todos mis amigos y compañeros por su gran amistad, ustedes me han brindado momentos inolvidables que formarán parte de mí por siempre.

A los doctores Ligia Pérez Cruz, Jaime Urrutia Fucugauchi y Elena Centeno por haberme abierto las puertas al mundo de la investigación y permitirme colaborar con ustedes en proyectos científicos.

*“Lo que sabemos es una gota de agua;
lo que ignoramos es el océano”*

Isaac Newton

ÍNDICE

Resumen

Introducción

1 Generalidades

1.1 Localización	1
1.2 Problemática	2
1.3 Objetivos	2
1.4 Metodología	3
1.5 Estudios Previos	4
1.6 Historia	5

2 Marco Geológico e Hidrológico

2.1 Provincias Fisiográficas	8
2.1.1 Provincia Sierra Madre Oriental	8
2.1.2 Provincia Cinturón Volcánico Transmexicano	10
2.1 Geomorfología	14
2.2 Geología Regional	15
2.3 Geología Local	17
2.4.1 Basamento	17
2.4.2 Rocas Carbonatadas-Arcillosas	17
2.4.3 Rocas Ígneas Intrusivas	18
2.4.4 Rocas Ígneas Extrusivas	20
2.4 Estratigrafía	21
Unidades Litoestratigráficas Mesozoicas	21
Unidades Litoestratigráficas Cenozoicas	30
2.5 Geología Estructural	40
2.6.1 Anticlinales	42
2.6.2 Sinclinales	44
2.6.3 Fallas	45
2.6 Historia Geológica	48
2.7 Hidrología Superficial	51
2.8 Hidrología Subterránea	53
2.9.1 Permeabilidad y Conductividad Hidráulica	58
2.9 Contexto Geotérmico	60

3	Análisis Geoquímico e Isotópico	
3.1	Geoquímica de los Manantiales Termales	63
3.1.1	Hidrogenoquímica	63
3.1.2	Análisis Geotermométrico	72
3.1.3	Análisis Isotópico	77
3.2	Geoquímica de las Aguas Meteóricas	80
3.2.1	Hidrogenoquímica	83
4	Análisis Hidrometeorológico	
4.1	Descripción Climática General	86
4.2	Climogramas	90
4.3	Estacionalidad	93
4.4	Análisis de Series de Tiempo	93
4.4.1	Análisis de Media Móvil	94
4.5	Análisis de Precipitación	95
4.5.1	Precipitación Anual	95
4.5.2	Inicio y Fin de la Época de Lluvias	97
4.5.3	Duración de la Época de Lluvias	99
5	Resultados y Discusión	
5.1	Variaciones Geoquímicas Estacionales	101
5.1.1	Modelo de Mezcla de Aguas	105
5.2	Variaciones Térmicas Estacionales	111
5.2.1	Análisis de Variaciones Anuales	114
5.2.2	Análisis de Temperatura vs Parámetros Hidrometeorológicos	124
5.2.3	Análisis de Correlación Cruzada	130
5.3	Análisis de Resiliencia	136
5.4	Modelo Geotérmico del Manantial Chignahuapan	140
5.4.1	Flujo de Calor	140
5.4.2	Flujo subterráneo	146
5.4.3	Época de Secas	147
5.4.4	Época de Lluvias	147
6	Conclusiones	150
	Referencias Citadas	154

Lista de Figuras y Tablas

- Fig. 1.1 Localización del área de estudio
- Fig 1.2 Indígenas bañándose en el vertedor del manantial en 1934
- Fig 1.3 Vista panorámica del Balneario en el año 1934
- Fig. 2.1 Provincias fisiográficas de México
- Fig. 2.2 Mapa simplificado de la distribución de rocas ígneas del Cinturón Volcánico Transmexicano
- Fig. 2.3 Provincias fisiográficas en la zona de estudio
- Fig. 2.4 Imagen de la Mesa de Zacatlán y de la Sierra Madre Oriental
- Fig. 2.5 Mapa geológico del área de estudio
- Fig. 2.6 Columna Estratigráfica de las unidades litoestratigráficas mesozoicas
- Fig. 2.7 Análisis petrográfico de la Formación Pimienta
- Fig. 2.8 Análisis petrográfico de la Formación Tamaulipas Inferior
- Fig. 2.9 Análisis petrográfico de la toba pumicítica
- Fig. 2.10 Mapa Estructural de la zona de estudio
- Fig. 2.11 Diagrama estereográfico de las estructuras de la zona de estudio
- Fig. 2.12 Situación tectónica del Golfo de México en el Paleoceno Superior
- Fig. 2.13 Regiones hidrológicas y cuencas del área de estudio
- Fig. 2.14 Acuíferos presentes en el área de estudio
- Fig. 2.15 Zona de descarga del Manantial Chignahuapan
- Fig. 2.16 Conducto formado por karsticidad
- Fig. 2.17 Rango de valores de conductividad hidráulica K y permeabilidad k
- Fig. 2.18 Localización del Manantial Chignahuapan respecto a la Caldera de Acoculco y Los Humeros
- Fig. 3.1. Localización de los manantiales termales de la a de Chignahuapan
- Fig. 3.2 Diagrama de Piper de los manantiales de la zona de Chignahuapan
- Fig. 3.3 Diagramas de Stiff de los manantiales de la zona de Chignahuapan
- Fig. 3.4 Diagramas de Stiff relacionados con la localización de los manantiales termales
- Fig. 3.5 Diagrama de equilibrio relativo del agua
- Fig. 3.6 Ecuaciones geotermométricas utilizadas para los polimorfos del sílice
- Fig. 3.7 Diagrama de línea global de agua meteórica
- Fig. 3.8 Localización de las muestras de agua meteórica y el Manantial Chignahuapan
- Fig 3.9 Fotografía del Río Tenexapa
- Fig. 3.10 Contenedor para el abastecimiento de agua potable en Michac

Fig. 3.11 Diagrama de Piper de las aguas meteóricas y el Manantial Chignahuapan

Fig. 4.1 Localización de las estaciones meteorológicas cercanas al Manantial Chignahuapan

Fig. 4.2 Climas presentes en la zona de estudio

Fig. 4.3 Mapa de precipitación media anual de la zona de Chignahuapan, Puebla

Fig. 4.4 Mapa de temperatura media anual de la región de Chignahuapan

Fig. 4.5 Climogramas de las Estaciones Chignahuapan, Loma Alta y Aquixtla

Figura 4.6. Diagrama de regionalización de precipitación y distribuciones de precipitación en México

Fig. 4.7 Serie de tiempo de precipitación anual de la región del Manantial Chignahuapan

Fig. 4.8 Curva de acumulación anómala para el año 2009

Fig. 4.9 Inicio y final de la época de lluvias en la región del Manantial Chignahuapan

Fig. 4.10 Duración de la Época de Lluvias para la región del Manantial Chignahuapan

Fig. 5.1 Fecha y época estacional de toma de las muestras analizadas en este estudio

Fig. 5.2 Diagramas de Stiff de comparaciones estacionales

Fig. 5.3 Direcciones y tendencias de los procesos subterráneos

Fig. 5.4 Diagrama de Entalpía-Cloruro de los manantiales del área de Chignahuapan

Fig. 5.5 Porcentaje de dilución de las muestras del Manantial Chignahuapan

Fig. 5.6 Temperatura diaria registrada en el Manantial Chignahuapan para el periodo del 1 de enero del 2002 al 31 de diciembre del 2009

Fig. 5.7 Gráficas de Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan para el periodo 2002-2009

Fig. 5.8 Temperatura del Manantial Chignahuapan vs Máximas Precipitación, Media Móvil e Intensidad

Fig. 5.9 Precipitación Acumulada en la E.LI. vs Temperatura del Manantial Chignahuapan

Fig. 5.10 Temperatura vs Precipitación, Media Móvil, Intensidad y Duración E.LI

Fig. 5.11 Gráficas de los principales parámetros vs temperatura del Manantial Chignahuapan

Fig. 5.12 Principio de Correlación Cruzada

Fig. 5.13 Ecuación para determinar el coeficiente de correlación cruzada

Fig. 5.14 Correlogramas Cruzados para los años del Grupo I

Fig. 5.15 Correlogramas Cruzados para los años del Grupo II

Fig. 5.16 Ejemplo del procedimiento empleado para determinar la resiliencia

Fig. 5.17 Gráfica de Resiliencia del Grupo I

Fig. 5.18 Gráfica de Resiliencia del Grupo II

Fig. 5.19 Esquematización de la Ley de Flujo de Calor

- Tabla 3.1 Composición química de las aguas de los manantiales del área de estudio
- Tabla 3.2 Resultados de las relaciones B/Li y Cl/B para los manantiales de la zona de Chignahuapan
- Tabla 3.3 Resultados de temperatura obtenidos por medio del geotermómetro de sílice
- Tabla 3.4 Composición química de las aguas meteóricas locales y del Manantial Chignahuapan
- Tabla 5.1 Valores de temperatura, entalpía y cloruros de los manantiales de la zona de Chignahuapan y las aguas meteóricas locales
- Tabla 5.2 Valores de temperatura y precipitación para el periodo 2002-2009
- Tabla 5.3 Resultados de Resiliencia del Grupo I
- Tabla 5.4 Resultados de Resiliencia del Grupo II

ANÁLISIS DE LAS VARIACIONES TERMO-GEOQUÍMICAS ESTACIONALES Y RESILIENCIA DEL MANANTIAL CHIGNAHUAPAN, PUEBLA

Resumen

El Manantial Chignahuapan se localiza en la porción noroeste del Estado de Puebla, en la confluencia entre el Cinturón Volcánico Transmexicano y la Sierra Madre Oriental. Descarga un caudal casi constante de 98 l/s en rocas carbonatadas karstificadas de la Formación Pimienta (Tithoniano) en la margen derecha del Río Tenexapa. En la región existe un gran potencial geotérmico debido al desarrollo de sistemas hidrotermales tales como la Caldera de Los Humeros y La Caldera de Acozulco. Éste último se ha asociado con el origen del termalismo del manantial.

Las concentraciones anómalas de cloruros, boro y litio del Manantial Chignahuapan indican la presencia de fluidos magmáticos en las aguas termales, contrario a lo observado en los demás manantiales de la zona, los cuales se componen principalmente de aguas meteóricas. Estas observaciones sugieren que el Manantial Chignahuapan no pertenece al sistema de la Caldera de Acozulco, sino que se relaciona con el sistema del Volcán Quexnol. Durante la época de secas el manantial presenta una temperatura casi constante de 50°C y una mineralización considerable, sin embargo, durante la época de lluvias (julio-octubre) se presentan variaciones térmicas y geoquímicas en las aguas. Se llevaron a cabo estudios geoquímicos e hidrometeorológicos con el fin de identificar la naturaleza de estas variaciones estacionales y crear un modelo conceptual del sistema geotérmico para tener un mejor entendimiento del origen y de los procesos que afectan el termalismo en la zona.

Se utilizó el modelo de mezcla de aguas de Entalpía-Cloruros para calcular la proporción estacional de fluidos magmáticos y aguas meteóricas presentes en el manantial e identificar los procesos subterráneos que influyen la variabilidad térmica. Se determinó que los procesos que afectan la temperatura y mineralización de las aguas son el calentamiento conductivo y la dilución de los fluidos magmáticos con aguas meteóricas.

Aunado a esto, se calculó la temperatura del reservorio por medio del geotermómetro de sílice (128.31°C) y la concentración de cloruros del fluido padre (320 mg/L).

Se realizó un análisis de temperatura del manantial vs precipitación local para el periodo del 2002-2009 con el objeto de determinar el origen de las fluctuaciones termales utilizando el método de correlación cruzada, el cual es un análisis estocástico de series de tiempo. Se identificaron dos fenómenos que inducen los descensos térmicos: precipitación local y precipitación regional.

Así mismo se realizó un análisis de resiliencia para caracterizar el comportamiento de la curva térmica del manantial durante época de lluvias y determinar la capacidad del sistema de asimilar perturbaciones y volver a su estado original. Los resultados indican que las perturbaciones ocasionadas por el efecto de la precipitación local no afectan de manera significativa ni a largo plazo el sistema geotérmico del manantial. Por el contrario el efecto de precipitación regional produce alteraciones de mayor alcance en el sistema. Se calculó el flujo de calor a profundidad utilizando como ejemplo análogo La Caldera de Acoculco, donde se registró una temperatura de 300°C a 2000 m de profundidad. Los resultados indican que el flujo de calor es de 0.1954 W y que el gradiente geotérmico de la zona es de 0.125 °C/m para un flujo en rocas carbonatadas considerando una porosidad del 10% únicamente por fracturamiento y karsticidad.

Introducción

La zona de estudio se encuentra en la zona centro-oriente de México, en la confluencia entre la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano y en los límites de los estados de Puebla e Hidalgo. En esta región nacen varios manantiales de agua termal, entre los que se encuentra el Manantial Chignahuapan, localizado en una cañada en la margen derecha del Río Tenexapa, aproximadamente a 4 Km al E de la ciudad de Chignahuapan, Puebla. En la región existe un gran potencial geotérmico pues se han desarrollado importantes sistemas de esta índole tales como la Caldera de Aocolco y la Caldera de Los Humeros. La primera se encuentra a 20 Km al NW del manantial, mientras que la segunda se localiza a 56 Km al SE.

En la zona de estudio afloran una gran cantidad de rocas carbonatadas-arcillosas de edad mesozoica fuertemente plegadas y fracturadas por esfuerzos compresivos producto de la Orogenia Laramide. Este depósito sedimentario se encuentra sobreyacido discordantemente por un paquete formado por rocas ígneas extrusivas cenozoicas de composición esencialmente ácida-intermedia derivados de la actividad eruptiva del Eje Neovolcánico. La formación de manantiales en esta zona se ve favorecida por estos dos tipos de roca, debido a que el fuerte fracturamiento, fallamiento y karstificación de las rocas carbonatadas permite que exista una vasta red de flujo subterráneo. Por otro lado, las rocas volcánicas actúan como excelentes zonas de recarga para los acuíferos por efectos de doble porosidad.

El Hotel Baños Termales de Chignahuapan ha utilizado las aguas termales del manantial desde hace varias décadas con fines recreativos y turísticos. Durante la época de lluvias (julio-octubre) éste presenta variaciones térmicas y geoquímicas significativas, lo cual se refleja en pérdidas económicas para el hotel debido a que los turistas se ven atraídos por las altas temperaturas y mineralización de las aguas. Por otro lado la falta de estudios realizados en la zona dificulta la comprensión del sistema geotérmico que nutre al Manantial Chignahuapan.

Este estudio se realizó con el fin de identificar la naturaleza de la variabilidad térmica y geoquímica y caracterizar su comportamiento durante la época de lluvias, así como para determinar el origen del termalismo y su relación con el Sistema Geotérmico de la Caldera de Acoculco y los manantiales de la zona. Para llevar esto a cabo, se realizaron análisis de muestras de agua tanto del Manantial Chignahuapan como de las aguas meteóricas locales para identificar los procesos subterráneos que influyen en la temperatura y quimismo utilizando un modelo de mezcla de aguas. Se recopiló información isotópica reportada por A.López (2009) con el fin de identificar el origen de las aguas termales y compararlas con otros sistemas geotérmicos. Así mismo, se utilizaron resultados geoquímicos reportados por A. López (2009) y A. Quinto *et al.* (1995) de los manantiales de la zona de estudio para contrastar las diferencias de mineralización entre las estaciones de lluvias y de secas utilizando diagramas de Stiff (1951) y de Piper (1944). Se realizó un análisis hidrometeorológico de la zona de estudio para comprender las relaciones existentes entre la precipitación local y la variabilidad térmica del Manantial Chignahuapan. Por otro lado, se llevó a cabo un análisis de resiliencia del manantial, el cual es utilizado para caracterizar el comportamiento y vulnerabilidad del sistema geotérmico. Finalmente se determinó el flujo de calor existente a profundidad para generar un modelo conceptual del sistema.

Capítulo 1. Generalidades

1.1 Localización

El área de estudio se encuentra en la zona central del país, ocupando la región NW del estado de Puebla y la parte SE del estado de Hidalgo (Fig.1.1). Se localiza entre los paralelos $19^{\circ}45'N$; $20^{\circ}03'N$ y los meridianos $97^{\circ}50'W$; $98^{\circ}20'W$. Las ciudades más importantes del área son Zacatlán, Chignahuapan y Aquixtla. La zona se encuentra muy bien comunicada por medio de autopistas federales, carreteras estatales, terracerías y brechas que interconectan las localidades. Las principales autopistas federales que se encuentran en la zona son la 132 (Ecatepec-Tulancingo) y la 150 (México D.F-Veracruz Llave). El Manantial Chignahuapan se localiza en una cañada del Barrio de Tenextla, en el Hotel Baños Termales de Chignahuapan, a 3.8 Km al E de esta ciudad.

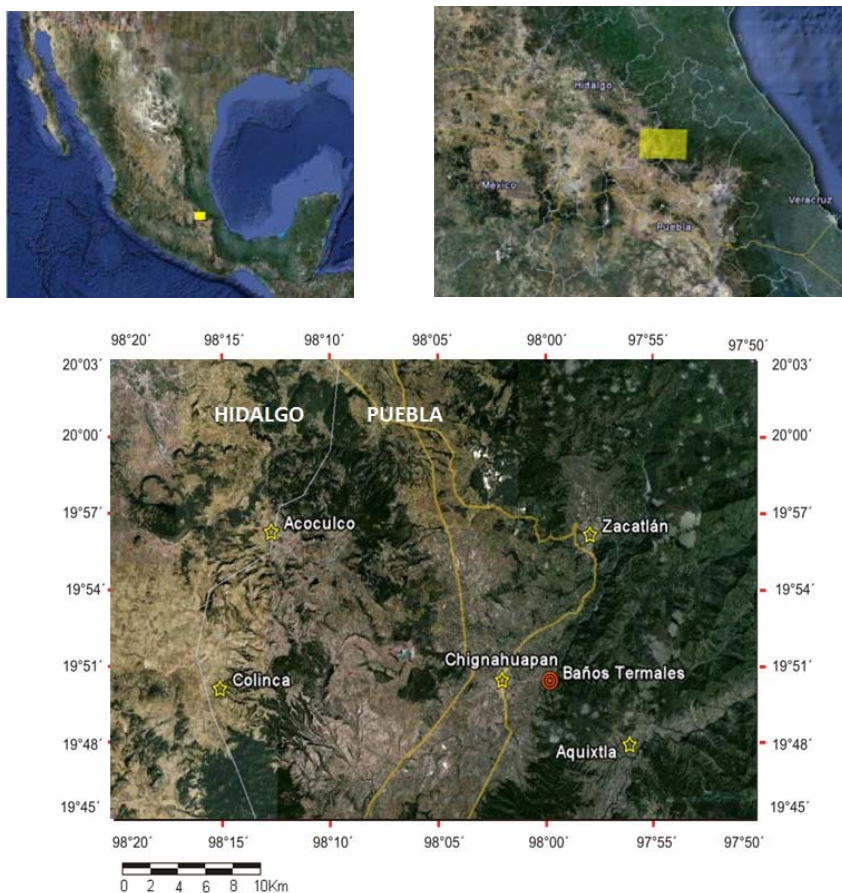


Fig. 1.1 Localización del área de estudio. Imagen satelital tomada de Google Earth (2010)

1.2 Problemática

Durante la mayor parte del año el Manantial Chignahuapan presenta una temperatura constante de 50°C, sin embargo, durante época de lluvias (julio-octubre), se observan decrementos térmicos de hasta 15°C y variaciones en la química de las aguas termales. Estas variaciones resultan en pérdidas económicas para el Hotel Baños Termales de Chignahuapan Puebla, el cual es un centro turístico que aprovecha las aguas de este manantial con fines recreativos y medicinales.

1.3 Objetivos

- Determinar el origen de las variaciones termo-geoquímicas estacionales del Manantial Chignahuapan e identificar los procesos subterráneos que modifican la composición y termalismo del fluido.
- Determinar el origen del termalismo del Manantial Chignahuapan y su afinidad con los demás manantiales del área, así como su relación con los Sistemas Geotérmicos de la Caldera de Acoculco y de Los Humeros.
- Caracterizar el comportamiento del manantial con el fin de realizar predicciones a futuro por medio de un análisis de resiliencia.
- Determinar el flujo de calor existente a profundidad en la zona del Manantial Chignahuapan y realizar un modelo conceptual del sistema geotérmico.

1.4 Metodología

La metodología que se utilizó para la realización de este estudio se puede dividir en tres partes:

Estudio Geológico. El primer paso para realizar el estudio geológico fue recopilar la mayor cantidad de informes, trabajos y tesis que abarcaran los temas de prospección geológica en el área. Posteriormente por medio de un análisis de fotografía aérea se determinaron algunos contactos y se compararon con los mapas preexistentes con el fin de crear el mapa geológico que se presenta. Finalmente, se tomaron muestras de roca de algunas localidades para verificar los contactos geológicos y realizar un análisis petrográfico.

Estudio Geoquímico y Geotérmico Se tomaron muestras de agua del Manantial Chignahuapan, del Río Tenexapa y de un pozo somero en la localidad de Michac con el fin de realizar un análisis químico de aniones y cationes. Estos análisis fueron llevados a cabo por el laboratorio Mercury Lab S.A. de C.V. en la ciudad de Cuernavaca, Morelos. Basándose en los resultados obtenidos se realizó una descripción hidrogeoquímica de las muestras y se comparó su quimismo con el de los manantiales asociados con la Caldera de Acoculco utilizando diagramas de Piper (1944) y Stiff (1951). Posteriormente se realizó un análisis geotermométrico a la muestra obtenida del manantial Chignahuapan con el fin de determinar la temperatura del reservorio geotérmico. Por medio de un modelo de mezcla de aguas se observaron las variaciones estacionales del manantial Chignahuapan y se determinaron los procesos involucrados en el sistema geotérmico. Se realizó un análisis de flujo de calor por medio del mecanismo de conducción para determinar la transferencia térmica que existe en la zona utilizando como ejemplo análogo el sistema de la Caldera de Acoculco. Finalmente, empleando la información geoquímica y geotérmica se realizó un modelo conceptual del Sistema del Manantial Chignahuapan.

Estudio Hidrometeorológico. El Servicio Meteorológico Nacional proporcionó los reportes de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas Chignahuapan, Aquixtla y Loma Alta. Con esta información se realizaron los climogramas y el análisis estadístico de

la variabilidad climática desde el año 1961 hasta la fecha. Posteriormente se solicitaron los registros diarios de temperatura del Manantial Chignahuapan desde el año 2002 al Hotel Baños Termales de Chignahuapan. Estos datos fueron comparados con los registros de precipitación por medio de gráficas temporales donde además se incluyen los principales fenómenos meteorológicos anuales. Se utilizó el método de correlación cruzada para identificar la relación existente entre la precipitación local y la temperatura observada en el manantial Chignahuapan. Se caracterizó el comportamiento del manantial observando las perturbaciones térmicas y su duración por medio de un análisis de resiliencia. Como resultado de este estudio se determinaron dos ecuaciones para definir el comportamiento de las aguas termales.

1.5 Estudios Previos

La zona ha sido estudiada desde el punto de vista petrolero y geotérmico principalmente. La Facultad de Ingeniería de la UNAM en conjunto con PEMEX han realizado estudios geológicos que tienen por objeto describir detalladamente la estratigrafía, litología y ambiente de depósito de la zona para determinar su potencial petrolero. Los Estudios Geológicos Coxquihui (1996) y Tetela de Ocampo (2001) describen a nivel regional la secuencia calcárea mesozoica que forma la parte de la Sierra Madre Oriental y aflora en la zona de estudio. Así mismo describen de forma breve los depósitos volcánicos que pertenecen al Cinturón Volcánico Transmexicano. Por otro lado, tesis de licenciatura que lleva por nombre Análisis del Sector Suroeste de la Hoja Filomeno Mata F14-D84 realizada por Víctor H. Arriaga (1998), describe la geología regional y local con fines petroleros del área ubicada al N de la zona de estudio. Al no encontrarse las características propicias para la formación de un sistema petrolero adecuado, no se han realizado más estudios con este fin en la región.

Por otro lado, los estudios geotérmicos en la región iniciaron alrededor de 1981, cuando la Comisión Federal de Electricidad comenzó a explorar la zona con el propósito de evaluar los recursos geotérmicos presentes derivados del magmatismo del Cinturón Volcánico

Transmexicano. Romero y Hernández (1981) realizaron un trabajo de prospección para identificar las principales zonas con recursos geotérmicos del estado de Puebla, el cual dio como resultado la identificación del potencial de la Caldera de Acoculco. Posteriormente la CFE continuó con la exploración geológica (De la Cruz y Castillo, 1986) y geoquímica (Tello-Hinojosa, 1986) de la zona. En 1994, la CFE perfora un pozo exploratorio de 2000m de profundidad registrando temperaturas máximas de 307°C en el fondo de éste (Gama *et al.*, 1995). Quinto *et al.* (1995) realizaron un reporte sobre los efectos ambientales producidos por las manifestaciones termales en la zona de la Caldera de Acoculco. Lermo . (2004) realizaron un estudio de monitoreo sísmico de la Caldera de Acoculco., Aída López en su tesis doctoral titulada Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acoculco y su Sistema Hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México (2009) analiza detalladamente la petrografía e historia de depósito de las unidades volcánicas dentro y fuera de la caldera de Acoculco, así como el sistema estructural y el modelo geológico del sistema hidrotermal. Por último, el Informe Técnico de la Carta Geológico-Minera y Geoquímica Hoja Zacatlán E14-B14 Escala 1:50,000 se realizó en 1996 por el Consejo de Recursos Minerales con fines de exploración minera. En este informe se describe la historia geológica, estratigrafía, litología, geología estructural y potencial minero de la zona.

1.6 Historia

El nombre Chignahuapan proviene del náhuatl Chiconahuiatlpan y significa “lugar de los nueve ojos de agua”. El conocimiento y uso de las aguas termales de Chignahuapan se remonta a tiempos prehispánicos, cuando pueblos indígenas de diversas regiones visitaban los manantiales de Chignahuapan debido a que le atribuían propiedades terapéuticas y rituales.

En esta región se encontraba asentada la cultura totonaca, la cual dominó la región desde aproximadamente el siglo VII d.C. hasta el siglo X. Asimismo, algunas otras culturas, como los nahuas, otomíes y los tepehuas habitaron esta región en convivencia con los totonacas.

Durante la conquista, Fray Bernardino de Sahagún hizo mención a la hidrografía del lugar en Historia General de las Cosas de Nueva España, donde habla de “un río del infierno que se nombra Chiconahuapan”. En este periodo los chichimecas tomaron el control de la región, debido a que Hernán Cortés otorgó permiso a su jefe Chichimecatehuipil para fundar la población de Tetehuitic, que significa “monte de pirámides”. Posteriormente, Antonio de Carvajal obtiene la encomienda de Zacatlán y Chignahuapan y en 1527 éste último toma el nombre de Santiago Chiquinahuitle. Después de la Independencia de México, en 1874 la población recibe el nombre de Villa de Chignahuapan.

Uno de los nueve ojos de agua a los que hace alusión el nombre de Chignahuapan, es el que se encuentra en el Balneario Aguas Termales de Chignahuapan, el cual es llamado Manantial Chignahuapan para efectos de esta tesis. Ésta manifestación termal se localiza en la cañada del Barrio de Tenextla. Los manantiales eran frecuentados casi en su totalidad por indígenas que provenían de diversas regiones hasta los años treinta. Estos indígenas provenían de lugares tan lejanos como Tuxpan, Coyutla, Tulancingo y lugares de las Huastecas Hidalguense, Poblana y Veracruzana. En la Fig. 2.1 se observan algunos indígenas bañándose en las aguas del vertedor del manantial en el año de 1934.

En 1934, se comienzan a realizar obras en las aguas termales para ofrecer condiciones más cómodas y salubres para el turismo bajo el concepto de balneario popular. Posteriormente, en 1948 se inaugura una amplia sección de albercas bajo techo y en 1951 se conforma formalmente la operadora turística conocida como “Baños Termales de Chignahuapan”, la cual ha crecido considerablemente hasta llegar a ser uno de los principales atractivos turísticos de la región.



Fig 1.2 Indígenas bañándose en el vertedor del manantial en 1934. (Archivo Histórico del Agua, 2009)



Fig 1.3 Vista panorámica del Balneario en el año 1934. (Archivo Histórico del Agua, 2009)

Capítulo 2. Marco Geológico e Hidrológico

2.1 Provincias Fisiográficas

El área de estudio se encuentra en la confluencia de dos provincias fisiográficas: la Provincia Cinturón Volcánico Transmexicano (Subprovincia Lagos y Volcanes de Anáhuac) en la región occidental y la Provincia Sierra Madre Oriental (Subprovincia Carso Huasteco) en la parte oriental de la zona.



Fig. 2.1 Provincias fisiográficas de México. INEGI (2010)

2.1.1 Provincia Sierra Madre Oriental

La Sierra Madre Oriental es una cordillera con más de 800 Km de longitud y aproximadamente 90 Km de amplitud, la cual está situada al oriente de la República

Mexicana. Esta unidad fisiográfica se ubica en sentido paralelo a la costa del Golfo de México a partir del Cinturón Volcánico Transmexicano y se proyecta en forma continua hacia el NW, hacia los estados de Coahuila y Chihuahua hasta la frontera norte de México. El macizo montañoso emerge de la Planicie Costera del Golfo, con cumbres que sobrepasan los 2500 msnm, para descender de altura hacia el poniente y finalmente pasar a un extenso altiplano en el centro del país, con una transición menos abrupta hacia la Mesa Central y a la Provincia del Cinturón Volcánico Transmexicano debido a la altitud media de las mismas y a rellenos de materiales aluviales y volcánicos.

La Sierra Madre Oriental es el producto de la deformación de rocas esencialmente mesozoicas tanto calcáreo-arcillosas como detríticas predominantemente de origen marino, durante el periodo de deformación conocido como laramídico. Durante la Orogenia Laramide, este paquete rocoso fue levantado, comprimido y transportado hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras. Por medio de datos radiométricos, el levantamiento del frente de la Sierra Madre Oriental se calcula que inició en el Eoceno Superior, mientras que la deformación máxima compresiva se cree que pudo suceder el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Eguiluz de Antuñano S. *et al.*, 2000).

La zona de estudio se encuentra en el llamado "Sector Huayacocotla", el cual es el extremo SE de la cadena plegada. Se extiende desde el sur de Xilitla, S.L.P. hasta Teziutlán, Puebla y se define como un sistema cabalgante, que presenta acuñamientos de unidades estratigráficas y rampas de falla que ascienden a niveles estratigráficos superiores. La información cinemática de este sector, indica una dirección de pelgamiento N45°E y un acortamiento de 47% a 54% (Eguiluz de Antuñano S. *et al.*, 2000).

Subprovincia Carso Huasteco

La región del Carso Huasteco pertenece a la región conocida como Sierra Norte de Puebla y representa la región más austral de la Sierra Madre Oriental en el territorio poblano. Esta subprovincia cubre aproximadamente el 65% de la zona de estudio y se localiza en el área occidental de esta. En esta zona se encuentran rocas calcáreo arcillosas y detríticas, sepultadas parcialmente por rocas volcánicas procedentes del Cinturón Volcánico Transmexicano.

Dado el predominio de calizas en la subprovincia, se han producido considerables manifestaciones karsticidad. La intensa infiltración de agua al subsuelo ha formado extensísimos sistemas cavernarios y también ha generado copiosos manantiales. Son frecuentes las grandes dolinas, lo mismo que las depresiones aún más extensas, debido a la fusión de dolinas vecinas y al desplome de techos de cavernas. Las rocas ígneas cubren a algunas de las estructuras plegadas situadas en las proximidades del Cinturón Volcánico Transmexicano.

2.1.2 Provincia Cinturón Volcánico Transmexicano

El Cinturón Volcánico Transmexicano se define como un arco magmático continental que se extiende con una orientación general E-W en su parte central y oriental y WNW-ESE en su parte occidental. Se extiende desde las costas del Pacífico en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana. Esta provincia tiene una extensión de aproximadamente 1000Km de longitud y una amplitud de entre 80 y 230 km (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

La Provincia Cinturón Volcánico Transmexicano limita al norte con la Llanura Costera del Pacífico, la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central, la Sierra Madre Oriental y la Llanura Costera del Golfo Norte; al sur con la Sierra Madre del Sur y la Llanura Costera del Golfo de México. Se encuentra formada por rocas volcánicas de todos tipos y gran variedad de estructuras que van desde grandes sierras volcánicas, grandes coladas de lava, conos dispersos o en enjambre, volcanes en escudo de basalto y depósitos de arena y cenizas (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Existe una gran variedad en la composición de las rocas ígneas que forman el Cinturón Volcánico Transmexicano, desde riolitas hasta basaltos con edades del Mioceno Medio a Mioceno tardío hasta la actualidad. El vulcanismo que acaeció en la zona de estudio pertenece al vulcanismo máfico a intermedio del Plioceno tardío al Cuaternario. Aunque

la evolución magmática estuvo sujeta a discusión por largo tiempo, en la actualidad se acepta que El Cinturón Volcánico Transmexicano es una entidad geológica que ocurrió como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Occidental, lo cual produjo la singular orientación respecto a la Fosa de Acapulco y marca la zona de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa de Norteamérica (Demant, A., 1982).

La evolución del Cinturón Volcánico Transmexicano se puede dividir en cuatro episodios de vulcanismo principales como se observa en la Fig. 2.2 : 1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, 2) un episodio máfico del Mioceno tardío, 3) un episodio silíceo a finales del Mioceno que evoluciona a bimodal en el Plioceno temprano y 4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

Subprovincia Lagos y Volcanes de Anáhuac

En esta subprovincia se encuentran las ciudades de Puebla, Toluca, Tlaxcala, Pachuca, Cuernavaca y México y es la más extensa de las catorce subprovincias que integran la Provincia Cinturón Volcánico Transmexicano. La subprovincia se extiende de poniente a oriente desde unos 35 Km al occidente de Toluca hasta Quimixtlán, Puebla. Cuenta con sierras volcánicas y grandes aparatos volcánicos individuales que alternan con amplias llanuras formadas ocupadas mayormente por lagos. Las elevaciones más importantes varían desde los 1000 hasta los 1500 msnm.

Ocupa el 40% de la zona de estudio observándose en la parte occidental, formando la Mesa de Zacatlán y algunos aparatos volcánicos como el Quexnol y el cono riolítico de San Miguel Tenango. De igual manera, aflora sobre la carretera que une los poblados de Aquixtla y Ometepetl y sobre la margen izquierda del Río San Miguel Tenango cubriendo en gran parte las rocas mesozoicas calcáreo-arcillosas pertenecientes a la Sierra Madre Oriental. En la Fig. 2.3 se observa la distribución de las provincias fisiográficas en la zona de estudio.

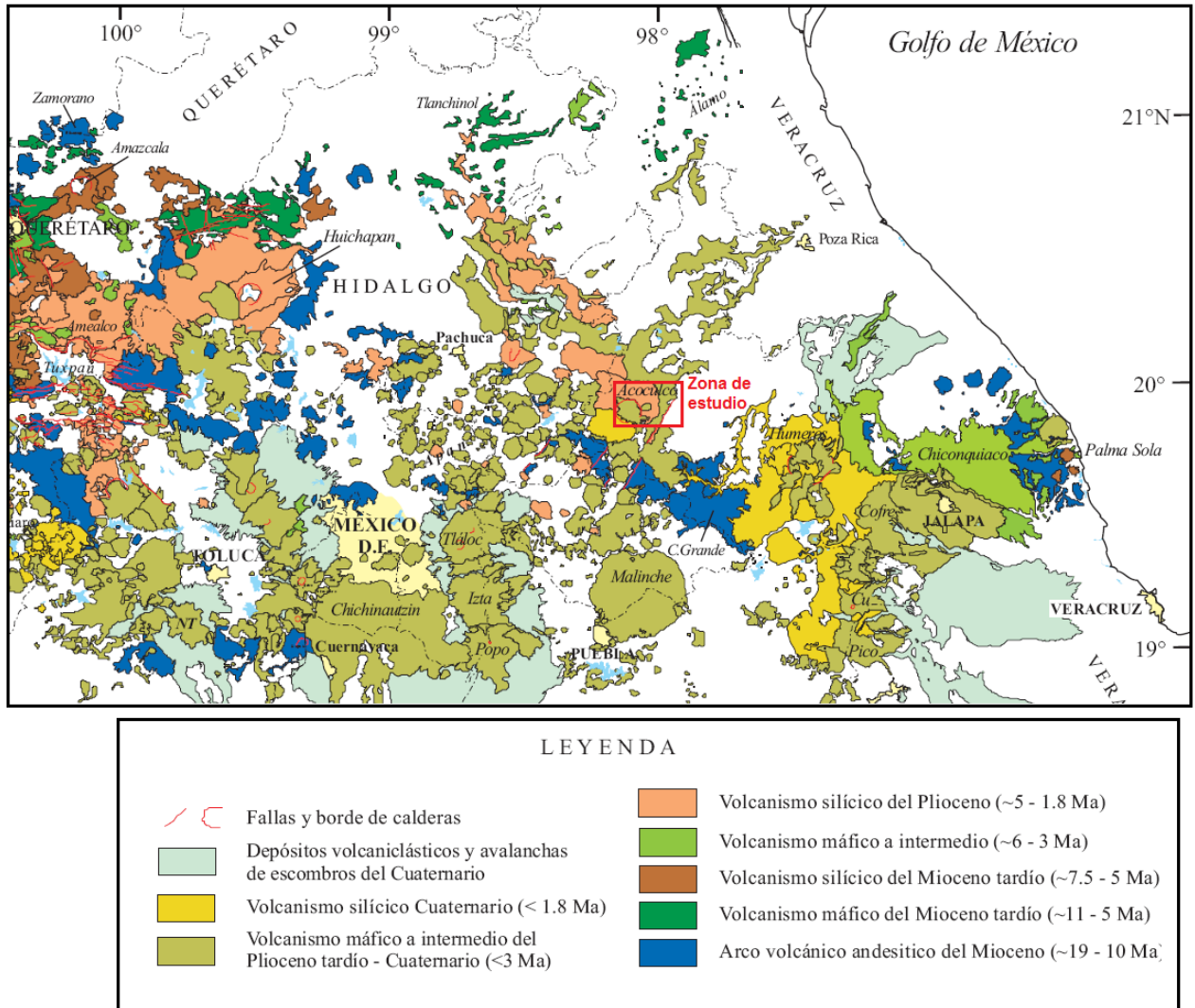


Figura 2.2 Mapa simplificado de la distribución de rocas ígneas en el Cinturón Volcánico Transmexicano. (Modificado Gómez-Tuena *et al.*, 2005)

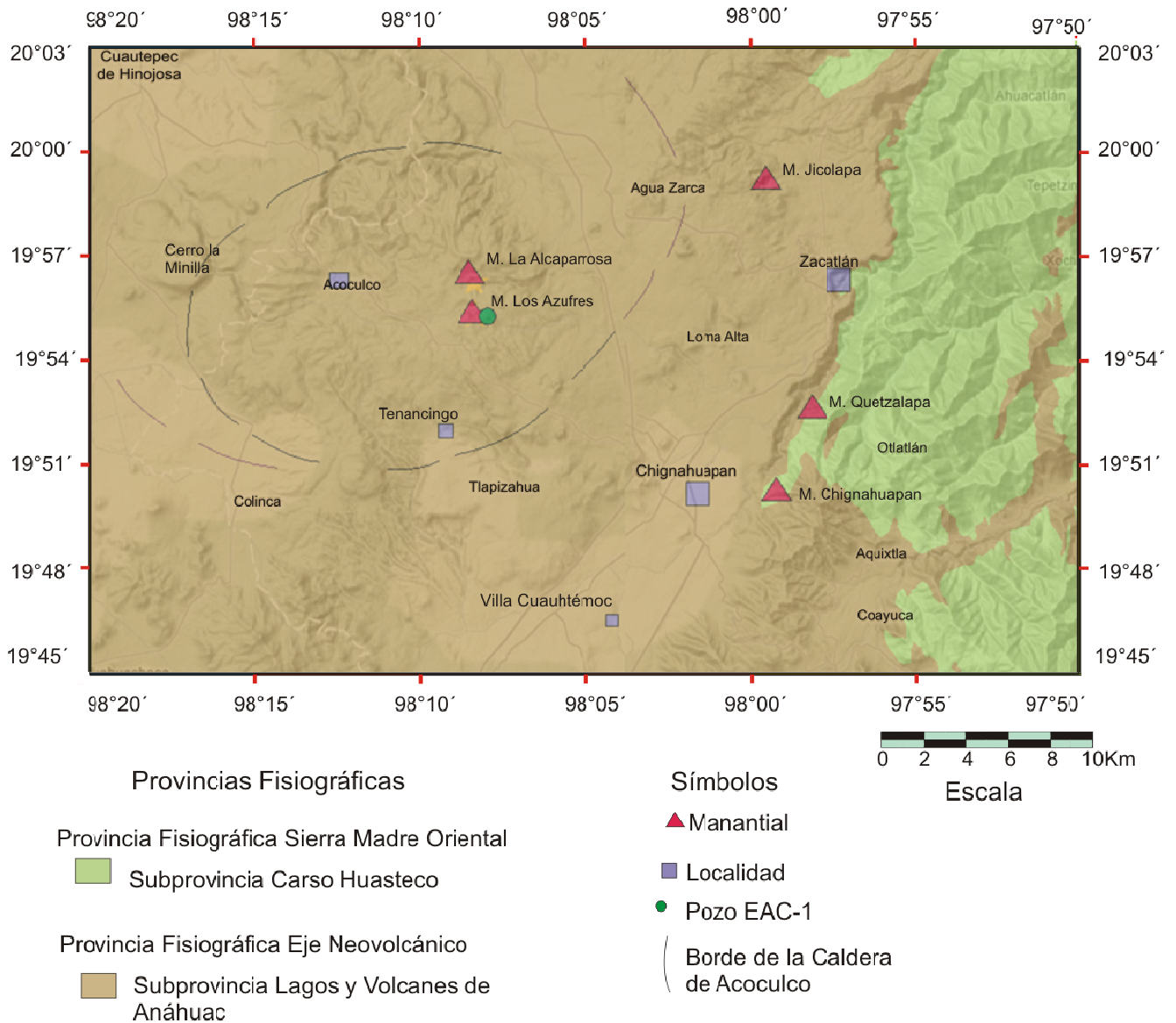


Fig. 2.3 Provincias fisiográficas en la zona de estudio. Modificada de imagen satelital tomada de Google Earth (2010).

2.2 Geomorfología

En la zona de estudio se observan grandes contrastes morfológicos que corresponden a las provincias fisiográficas regionales: la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano. Las geoformas presentes en la Sierra Madre Oriental se constituyen de cordones orográficos fuertemente deformados en pliegues con crestas subredondeadas con orientación NW-SE. Estos rasgos se traducen en sierras y valles alargados los cuales presentan grandes cañones con pendientes escarpadas y grandes desniveles debido a la erosión provocada por el Río Tenexapa- San Miguel Tenango- Axajalpan y sus afluentes. Algunos de los cerros presentes en la zona de estudio son: Cajete, Peña Blanca, Npopualco, Xoxoquitepetl, Chichinahuimazatl, Titalane y Tlaloc. Así mismo, en algunas zonas las rocas calcáreas presentan rasgos de disolución, sobre todo las pertenecientes a las formaciones Tamán y Pimienta. Estos rasgos se observan claramente sobre las márgenes del Río Tenexapa, así como en la caverna donde descarga el Manantial Chignahuapan. La Formación Tamán se correlaciona con la Formación San Andrés en la región de Cuetzalan Veracruz, donde se ha observado uno de los sistemas cársticos más grandes del país (Facultad de Ingeniería, 1996).

Por otro lado el relieve del Cinturón Volcánico Transmexicano presenta mesetas, promontorios cóncavos y grandes estratovolcanes que sobresalen de las formas recientes, tal como el volcán Quexnol, que se observa en la región suroeste de la zona de estudio. Así mismo, se observan cuerpos intrusivos como el cerro Ometepetl de forma cóncava contrastante con las sierras de litología calcárea. La mesa volcánica de Zacatlán parece presentar una vieja superficie de erosión, la cual fue cubierta casi en su totalidad por derrames andesíticos-basálticos de edad pliocénica (Sánchez R. E. *et al.*, 1992). Dentro de la Caldera de Aocolco se presentan escarpes en la zona del borde de caldera, lo cual confiere una estructura ovalada a esta. Así mismo, se presentan pequeños domos riolíticos tal como el Cerro La Minilla en la estructura del borde caldérico.

La mayor elevación en la zona de estudio se observa en la cima del Volcán Quexnol, con una altitud de 1900 msnm, mientras que la menor elevación se presenta en la cuenca del Río Tenexapa con 1100 msnm. En la Fig. 2.4 se observa una imagen donde se aprecia del lado izquierdo la Mesa de Zacatlán, formada por derrames basálticos y del lado derecho los cerros de la Sierra Madre Oriental.



Fig. 2.4 Imagen de la Mesa de Zacatlán y de la Sierra Madre Oriental

2.3 Geología Regional

La zona de estudio se encuentra en los límites entre la Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano. Al oriente del Río Tenexapa-San Miguel Tenango-Axajalpan se observa un bloque rectangular de rocas sedimentarias que se prolonga hasta el límite occidental del Graben Libres-Oriental. Dicho bloque asemeja a nivel regional un horst flanqueado por dos grabens, encontrándose la Caldera de Aocolco en la depresión tectónica occidental (Sánchez R. E. *et al.*, 1992).

De acuerdo con el Estudio Geológico “Tetela de Ocampo” (Facultad de Ingeniería, 2001), la unidad estratigráfica más antigua está constituida por el Esquisto Chililis, el cual está conformado principalmente por esquistos verdes y posee una edad Permo-Triásica. Esta unidad no aflora en el área de estudio, pero se encuentra expuesta en zonas vecinas, las más cercanas a 40 Km. Así mismo, esta unidad se menciona como la más antigua en diversos estudios realizados en zonas cercanas, tales como el Prospecto Zacatlán y el Estudio Geológico “Tatatitla” (Facultad de Ingeniería, 2001).

Por otro lado, el Informe Técnico de la Carta Zacatlán, (Sánchez R. E. *et al.*, 1992) menciona que el basamento de la región está formado por un complejo gnéisico de edad Grenvilliana (900 M.a. con Sm-Nd en granates) el cual incluye el Gneiss Huiznopala y el Macizo de Teziutlán. El Gneiss Huiznopala se compone de ortogneis (granítico y gabrónico) y paragneis (calcareopelítico y psamítico) y aflora en el Estado de Hidalgo, al norponiente de la zona de estudio. Estos son remanentes de pilares tectónicos o horsts Jurásicos desarrollados durante las fases extensivas del rift intracontinental.

Sobreyaciendo al basamento se encuentran las rocas pertenecientes a la Sierra Madre Oriental, las cuales constan de un paquete de aproximadamente 5000 m de espesor constituido por rocas calcáreo-arcillosas del Cretácico y Jurásico depositadas en un ambiente esencialmente de cuenca. Estas rocas se encuentran fuertemente plegadas y fracturadas con una orientación NW-SE debido a los esfuerzos compresivos ocurridos durante la Orogenia Laramide (Facultad de Ingeniería, 2001).

Sobreyaciendo discordantemente a las rocas carbonatadas se encuentran las rocas pertenecientes al Cinturón Volcánico Transmexicano, específicamente al sector centro-oriental del mismo. En esta zona se observan rocas volcánicas andesíticas y riolíticas, con edades que van del Mioceno al Cuaternario.

El cauce del Río Tenexapa-San Miguel Tenango-Axajalpan marca el límite oriental entre las rocas sedimentarias y volcánicas en la zona de estudio. El manantial Chignahuapan se encuentra situado sobre la margen derecha del río, descargando sus aguas en las rocas

carbonatadas. El Río tiene una orientación NW-SE y se observa un desnivel de aproximadamente 500 m entre las rocas calizas de ambos márgenes, por lo cual se cree que pudiera tratarse de una importante estructura regional (De la Cruz Martínez *et al.*, 1986).

Existen tres patrones de alineamiento bien definidos: el primero es un sistema NW-SE que corresponde a los plegamientos, fallas inversas, cabalgaduras y fracturas de la Sierra Madre Oriental; el segundo sistema tiene una orientación NE-SW perpendicular al sistema de plegamiento de esta; por último se presenta un sistema de menor frecuencia con una orientación N-S. Al oriente del Río Axajalpan se observa un bloque rectangular de rocas sedimentarias el cual semeja a nivel regional un horst flanqueado por dos grabens, localizándose la Caldera de Acoculco en la zona de graben (De la Cruz Martínez *et al.*, 1986).

2.4 Geología Local

En la siguiente sección se analiza la geología local de la zona de estudio. La sección se dividió para su simplificación en basamento, rocas carbonatadas-arcillosas mesozoicas, rocas ígneas intrusivas y rocas ígneas extrusivas cenozoicas. En la Fig. 2.5 se observa el mapa geológico del área de estudio.

2.4.1 Basamento

La unidad litoestratigráfica más antigua en el área de estudio es el Esquisto Chililis, constituido principalmente por esquistos verdes de edad Permo-Triásica. Esta unidad no aflora en el área de estudio, a pesar de que se encuentra ampliamente expuesta en zonas vecinas (Facultad de Ingeniería, 2001).

2.4.2 Rocas Carbonatadas-Arcillosas

Sobreyaciendo esta unidad, se tienen los sedimentos continentales del Triásico, los cuales constituyen a la Formación Huizachal, la Formación Huayacocotla, con edad del Jurásico

Inferior (Sinemuriano-Pleinsbachiano) y a las Formación Cahuizas y Tenexcate, con edades del Jurásico Medio (Bajociano-Bathoniano). Posteriormente se observa una discordancia litológica y el depósito de rocas marinas del Jurásico Medio al Superior de las Formaciones Tepexic, Santiago y Tamán y por último la Formación Pimienta de edad Tithoniana. Sobreyaciendo las rocas del Jurásico, se tiene una secuencia de rocas carbonatadas del Cretácico, entre las cuales se encuentran las Formaciones Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

De acuerdo con el Estudio Geológico Tetela de Ocampo (Facultad de Ingeniería, 2001), la columna sedimentaria alcanza los 5000 m de espesor, la cual tiene edades que van desde el Triásico Superior (Formación Huizachal) hasta el Cretácico Superior (Formación Méndez).

2.4.3 Rocas Ígneas Intrusivas

El Cenozoico se encuentra formado por rocas ígneas intrusivas y extrusivas, siendo las segundas las más abundantes. Las rocas intrusivas se observan en forma de troncos y su distribución es muy escasa en la zona de estudio

Las rocas ígneas intrusivas varían en su composición de ácidas a básicas. Se presentan en forma de troncos y diques someros, tales como los localizados en La Barranca, en Ometepetl y en el Río Zempoala, entre Totomoxtla y Tlamanca.

Las rocas ígneas encontradas en el área de estudio fueron clasificadas como microgranitos por la Facultad de Ingeniería (2001), mientras que Sánchez R. E. *et al.* (1992) clasifican estas rocas como pórfidos dacíticos. En las inmediaciones de Ometepetl se observa un cuerpo que forma una estructura cónica de aproximadamente 2 Km de diámetro. Así mismo, al SE de Otlatlán aflora un cuerpo intrusivo de forma irregular, el cual tiene aproximadamente 500 m de longitud, donde se aprecia un curvilineamiento posiblemente asociado a un cuerpo intrusivo de mayores dimensiones de profundidad (Sánchez R. E. *et al.* 1992).

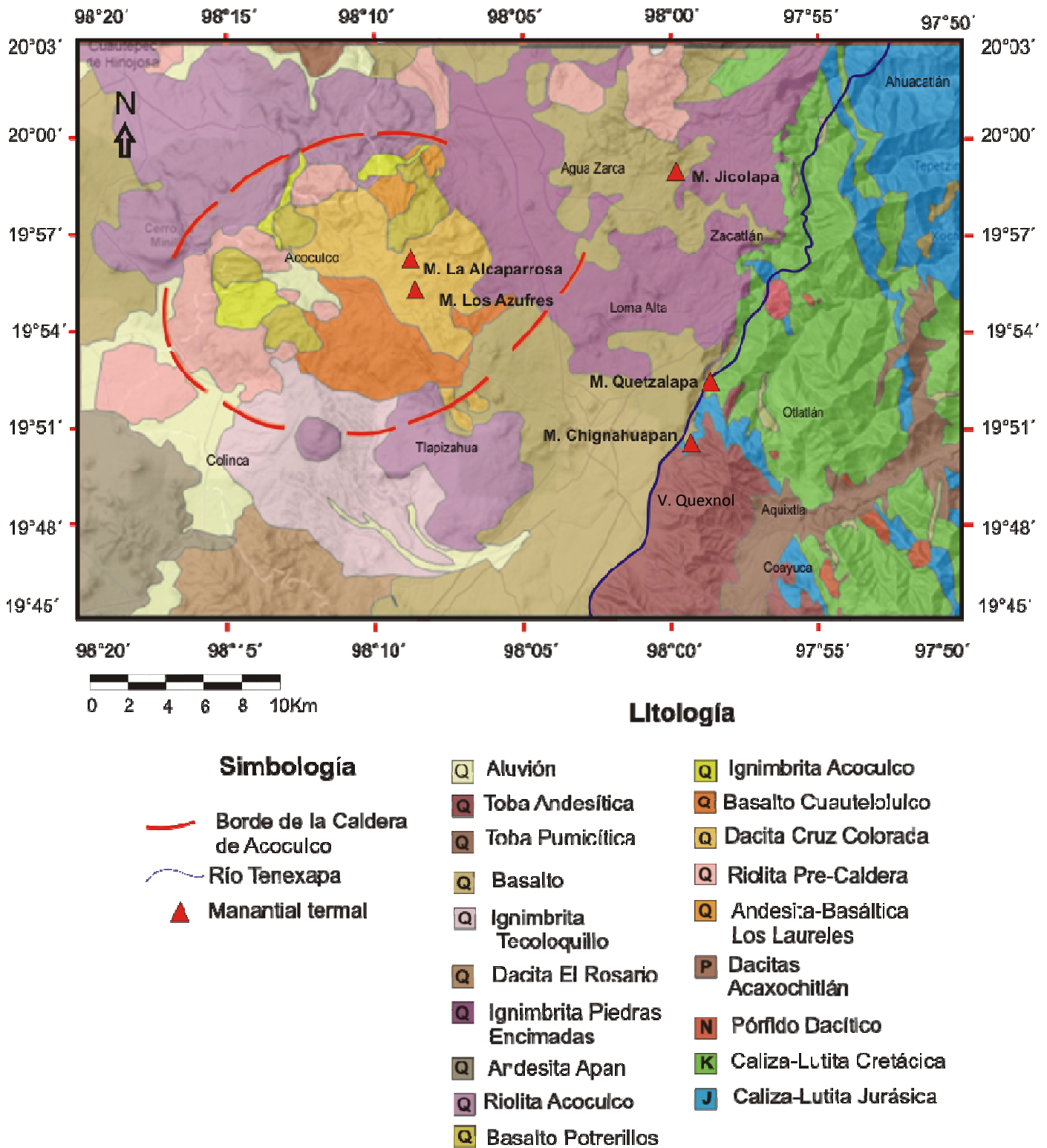


Fig. 2.5 Mapa geológico del área de estudio. Modificado de A. López (2009)

Al Oriente de Aquixtla afloran 4 cuerpos intrusivos de la misma composición (microgranito o pórfido dacítico). En la localidad de Tlachiapa, entre el poblado de Santa Cruz Buena Vista y Tlachiapa aflora un cuerpo intrusivo, el cual está formado por una roca de textura porfídica en la base y afanítica en la cima, observándose además gran cantidad de estructuras de enfriamiento, es decir, diaclasas. Estos intrusivos se encuentran relacionados a zonas de debilidad asociadas a fallas. Al sur de la Planilla, se observa un curvilineamiento con forma ovoide donde afloran varios diques, sills y apófisis de composición dacítica que a veces presentan mineralizaciones de plata y oro. Estos mismos cuerpos se manifiestan en Chignahuapan y Ecatpatla, lo cual puede representar evidencia de un gran cuerpo intrusivo a profundidad (Facultad de Ingeniería , 2001).

El Pozo EAC-1 perforado por la CFE en 1994, cortó entre 1660 y 2000 m de profundidad una roca ígnea con textura holocristalina, la cual fue clasificada como un granito de hornblenda. La edad de este granito se desconoce, pero se considera más antiguo que la actividad ígnea de la Caldera de Acoculco debido a que no afectó la secuencia volcánica relacionada a esta estructura (López A., 2009).

2.4.4 Rocas Ígneas Extrusivas

Las rocas extrusivas del área de Zacatlán y Chignahuapan corresponden a basaltos, andesitas basálticas, riolitas, ignimbritas y tobas. Estas rocas cubren aproximadamente la mitad de la Hoja Zacatlán (E14-B14) y se presentan preferentemente en forma de derrames.

Sobre la secuencia marina Mesozoica descansa discordantemente un grueso paquete de rocas extrusivas, a las cuales se les ha calculado un espesor de aproximadamente 80 m.

Los primeros paquetes ígneos que se depositaron tienen una edad del Paleógeno y corresponden con tobas ignimbríticas de composición riolítica, las cuales afloran en las cercanías de Zacatlán y sobre la margen derecha del Río Tenexapa. Posteriormente en la

localidad de San Miguel Tenango se desarrolló un cuello volcánico de composición riolítica y textura afanítica cuyas relaciones de campo se aprecian cortantes con respecto a las rocas mesozoicas. Es muy semejante al vulcanismo que generó las rocas pliocuaternarias sobreyacientes por lo que se le asignó una edad Neógena. (Sánchez R. E. *et al.* 1992).

Hacia finales del Neógeno, se formó un edificio volcánico de composición andesítica, en el que predominan los depósitos volcanoclásticos, intercalados con derrames, lahares y horizontes tobáceos. Posteriormente, se generó otro evento efusivo importante, el cual generó un potente paquete de depósitos tobas pumicíticas, vítreas y andesíticas y horizontes volcanoclásticos intercalados. Estos paquetes se observan pseudoestratificados y presentan una gran porosidad. En las márgenes del Río Ayautolónico, así como en la carretera que va de Aquixtla a Ometepetl, se puede observar este paquete depositado en el Pleistoceno, el cual tiene características particulares del vulcanismo del Cinturón Volcánico Transmexicano. Posteriormente, hacia el Holoceno ocurrieron derrames basálticos, los cuales fueron los formadores de la mesa de Zacatlán y afloran en la zona NW de la Hoja Zacatlán (E14B14), derrames fisurales, como el que aflora en Tlamanca y conos cineríticos tal como el que se observa en la localidad de Ixtlahuaca (Facultad de Ingeniería, 2001).

2.5 Estratigrafía

2.5.1 Unidades Litoestratigráficas Mesozoicas

En esta sección se describe brevemente la litología y ambiente de depósito de las unidades litoestratigráficas que conforman la secuencia de rocas carbonatadas del Mesozoico. La columna estratigráfica que esquematiza la cronología y litología de las unidades se observa en la Fig. 2.6. En esta figura no aparece la Formación Huizachal debido a que esta pertenece al Triásico Superior y la figura describe a las unidades a partir del Jurásico Inferior. La información presentada en este apartado se recopiló del Estudio Geológico Tetela de Ocampo (Facultad de Ingeniería 2001), Estudio Geológico Coxquihui (Facultad de Ingeniería, 1996), Análisis del Sector Suroeste de la Hoja Filomeno Mata F14-D84 (Arriaga Martínez V.H., 1998) y el Informe de la Carta Geológica Minera y Geoquímica Hija Zacatlán E14-B14 (Sánchez R.E., 1992).

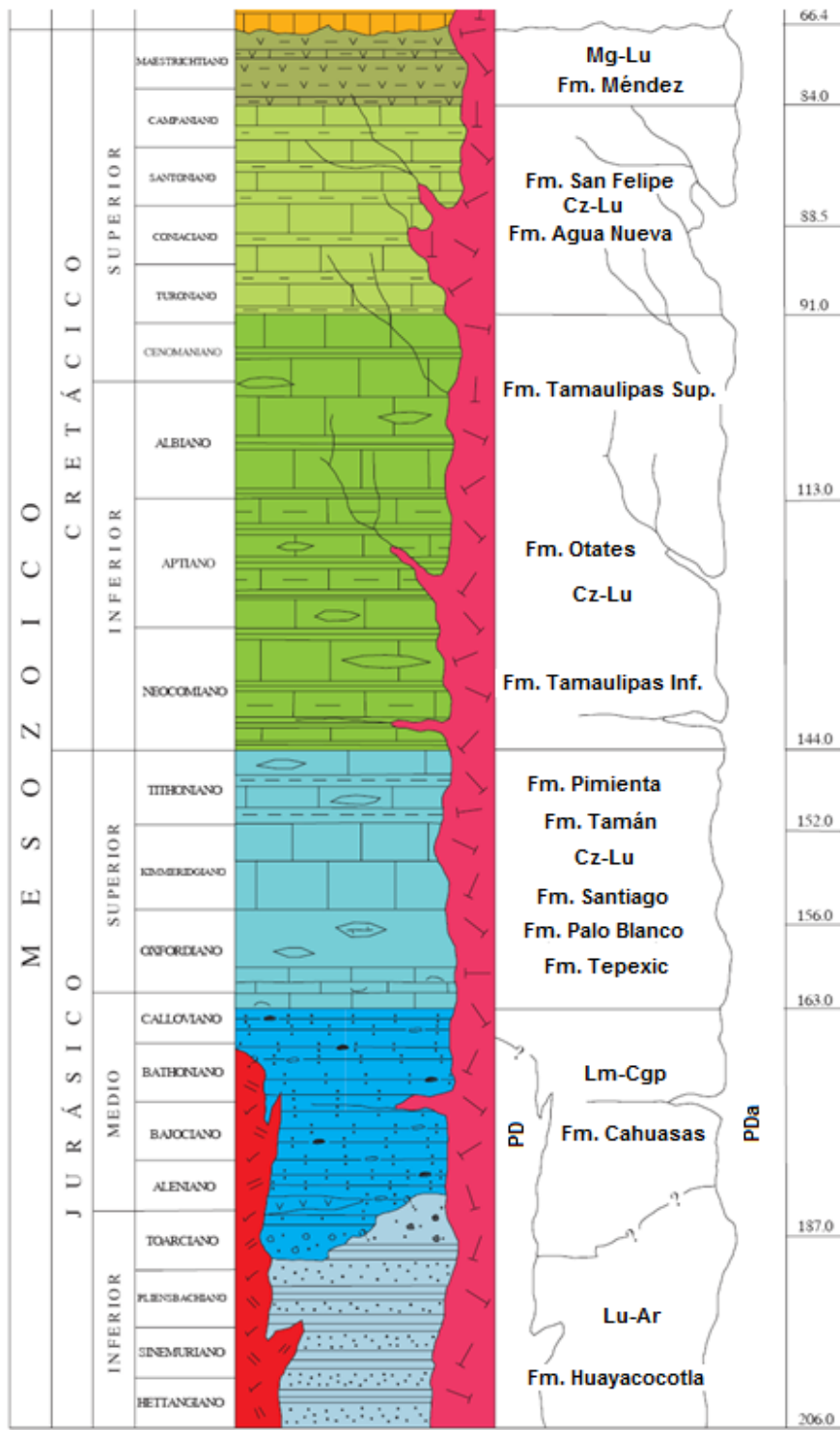


Fig. 2.6 Columna estratigráfica de las unidades litoestratigráficas mesozoicas. Modificado de Sánchez R. *et al.* (1992)

FORMACIÓN HUIZACHAL (Noriano-Retiano)

Esta Formación está compuesta principalmente por lutitas, limolitas, limolitas arenosas, areniscas, areniscas conglomeráticas y conglomerado de clastos ígneos de color rojo oscuro. Tiene un espesor estimado de 1000 m. La formación se depositó en un ambiente continental como producto del relleno de grabens con clastos de abanicos aluviales y depósitos fluviales que se originaron en horsts. El marco tectónico de horsts y grabens se originó por un periodo distensivo posterior a la Orogenia Apalachiana (episodio formado por tres colisiones continentales en las cuales Gondwana colisionó con Norte América, formando los Montes Apalaches a finales del Carbonífero).

FORMACIÓN HUAYACOCOTLA (Sinemuriano-Pleinsbachiano)

En la base consiste de un conglomerado de aproximadamente 20 m de espesor, de fragmentos de areniscas, sobre el que descansa una sección de calizas arenosas, con un espesor promedio de 50 m los cuales subyacen a una potente sección de lutitas y areniscas. Las areniscas contienen abundantes fragmentos de cuarzo, micas y líticos, los clastos son de grano fino y están cementados con sílice. La formación tiene un espesor variable de 500 a 1000 m. Sus características litológicas reflejan un ambiente marino asociado a un aulacógeno, en el que se depositaron terrígenos provenientes de altos topográficos. Así esta secuencia clástica se depositó en una cuenca cerrada con circulación restringida y condiciones paludales, en un ambiente nerítico interno a medio, en ocasiones reductor.

FORMACIÓN CAHUASAS (Bajociano-Bathoniano)

La Formación consiste hacia la base de un cuerpo de cuatro metros de espesor de conglomerados de fragmentos subangulares de areniscas de cuarzo mal clasificados de 1 a 15 cm de diámetro de color gris oscuro y rojo en capas gruesas. Sobreyaciendo a estos

conglomerados se encuentra una alternancia de lutitas, limolitas, areniscas de cuarzo y conglomerados. La unidad tiene un espesor estimado de 800 m. Los ambientes que predominaron durante el Bajociano-Bathoniano fueron los de pie de monte a abanicos aluviales, caracterizados por depósitos de conglomerados lo cual indica un ambiente continental de depósito. Los terrígenos finos sugieren llanuras aluviales de inundación.

FORMACIÓN TENEXCATE (Bajociano-Bathoniano)

Esta formación se compone de un conglomerado gris verdoso, constituido por fragmentos subangulosos de rocas ígneas extrusivas de composición andesítica en una matriz limosa y areno-tobácea. En la cima se observan limolitas de color pardo rojizo así como intercalaciones de coladas de lava. Su máximo espesor observado en superficie es de 240 m en las cercanías de Ahuacatlán. Se depositó en un ambiente continental fluvial de abanicos aluviales y depósitos de piamonte con periodos de actividad volcánica (derrames ígneos y depósitos piroclásticos).

FORMACIÓN TEPEXIC (Calloviano)

La formación consiste en wackestone y grainstone color café a gris oscuro, de oolitas y fragmentos de cuarzo, así como bioclastos, granos carbonatados de algas y gasterópodos dispuestos en capas de 20 a 60 cm. Es notorio en estos carbonatos la disminución de terrígenos y el cambio de coloración, disminuyendo el color rojizo que caracteriza a la secuencia Mesozoica. En la superficie se midió un espesor de 39 m en la localidad de Ometepetl. Su ambiente de depósito indica unas condiciones marinas de media a alta energía y en un área con topografía irregular, dando como resultado el desarrollo de bancos oolíticos y de las facies de mudstone-wackestone. En esta época se agudizó la transgresión por lo que aumentó el depósito de carbonatos sobre las capas rojas.

FORMACIÓN SANTIAGO (Oxfordiano)

La Formación consiste en lutitas calcáreas muy físciles de color negro, dispuestas en estratos delgados de 3 a 10 cm de espesor con marcas de carga. La secuencia se caracteriza porque contiene concreciones con núcleos de amonitas o calcáreas, con diámetros hasta de 15 cm de color negro. Contiene también pelecípodos con tamaños entre 2 y 3 cm. Se han medido 80 m de espesor en el área de Ahuacatlán. Las características litológicas de estos sedimentos que constituyen esta formación sugieren un ambiente de depósito de plataforma clástica de profundidad moderada. Se piensa que el área contaba con un ambiente reductor y aporte de terrígenos finos.

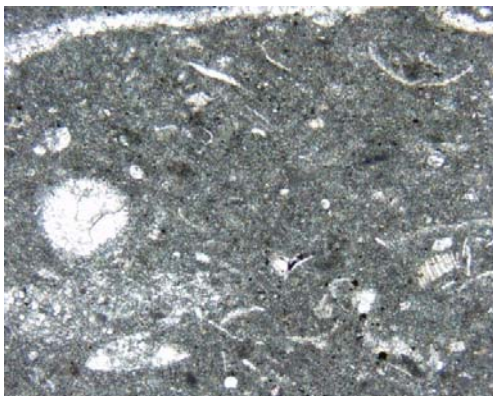
FORMACIÓN TAMÁN (Kimmeridgiano -Tithoniano Medio)

Consiste en una alternancia de lutitas, ligeramente calcáreas color negro, ligeramente carbonosas, con caliza arcillosa color gris oscuro a negro, conteniendo algunos ejemplares de amonitas mal conservadas. Dentro de las lutitas se observan restos de conchas de pelecípodos mal conservados. Las calizas arcillosas son gris oscuro y presentan espesores de 40 a 50 cm, mientras que las lutitas calcáreas son negras con tonos rojizos por intemperismo y presentan espesores de 10 a 15 cm. Se han medido espesores de 286 m y 170 m en las localidades de Nauzontla y Jonotla respectivamente. Los sedimentos que corresponden a esta formación, sugieren el depósito en un ambiente de baja energía, en una cuenca con profundidades moderadas en un medio reductor y con aporte de sedimentos terrígenos.

FORMACIÓN PIMIENTA (Tithoniano)

La formación Pimienta está conformada por wackestone y mudstone, en partes arcilloso, de color negro a gris oscuro, carbonoso, dispuesto en capas que varían de 5 a 30cm de espesor, con los que se intercalan lutitas calcáreas y lutitas laminares negras, ricas en materia orgánica. Se encuentran lentes y nódulos de pedernal negro, lutitas bentoníticas y lechos de bentonita de color gris a verde; en las porciones más arcillosas presenta cristales de cuarzo de hasta 2cm. Los espesores de esta formación varían de 60 hasta 500 m. Con base en las características litológicas de la unidad y en su contenido fosilífero, se infiere

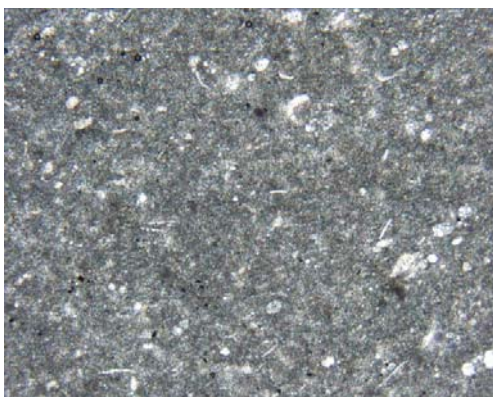
que la Formación Pimienta corresponde a un ambiente reductor, relativamente profundo, con aporte de material terrígeno y materia orgánica. Se infiere que hubo actividad volcánica en las cercanías debido a la presencia de capas de bentonita intercaladas en los sedimentos. Esta formación aflora en la zona de descarga del Manantial Chignahuapan. Se realizó un análisis petrográfico a una muestra de roca de esta formación tomada en la zona de descarga del manantial, algunas de las imágenes observadas con luz polarizada se observa en la Fig. 2.7. En la imagen superior izquierda se observa una wackestone con bioclastos con un aumento de 10X. Algunos de los bioclastos parecen ser calciesferas y ostrácodos. En la imagen superior derecha se presenta la imagen de un bioclasto con aumento de 20X. En la imagen inferior izquierda se aprecia nuevamente una roca wackestone de bioclastos con una magnificación de 5X. En la fotografía inferior derecha se observa un bioclasto con magnificación 20X.



Wackestone de bioclastos 10X



Bioclasto 20X



Wackestone de bioclastos 5X



Bioclasto 20X

Fig. 2.7 Análisis petrográfico de la Formación Pimienta.

FORMACIÓN TAMAULIPAS INFERIOR (Berriasiano- Valanginiano)

Se conforma de packstone con bioclastos, peletoides y oolitas, al que sobreyace un mudstone a wackestone con intercalaciones de grainstone y algunos horizontes bentoníticos, presentando nódulos de pedernal, así como abundantes líneas estilolíticas.

En esta formación se encuentran las siguientes unidades:

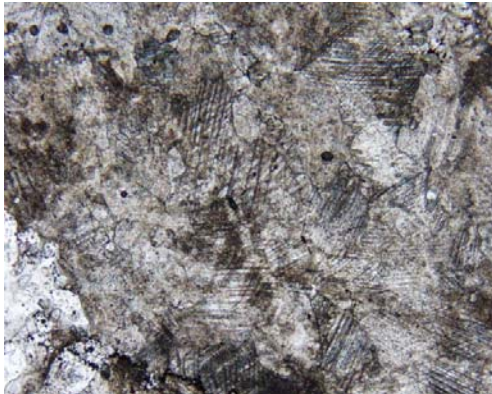
Wackestone a packstone en estratos gruesos de color gris que intemperiza en gris claro, con oolitas, diseminaciones de hematita y fracturas rellenas de calcita.

Mudstone-wackestone en estratos medianos y gruesos de color crema que intemperiza en color gris claro con lentes de pedernal de color pardo oscuro, estilolitas paralelas a la estratificación y fracturas rellenas de calcita, con intercalaciones de bentonita.

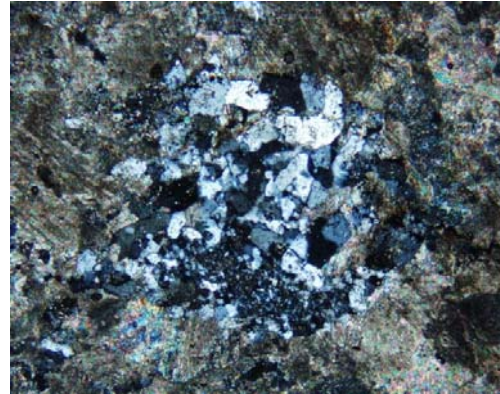
Mudstone-packstone de estratos medianos a delgados de color crema que intemperiza en color gris, con nódulos y lentes de pedernal y estructuras estilolíticas, con huellas de disolución. Sus espesores varían en el extremo norte de 60 a 220 m. Las características litológicas de esta unidad sugieren que fue depositada en ambiente de plataforma externa y cuenca, prevaleciendo al inicio aporte de terrígenos e influencia volcánica.

Esta unidad se observa en las márgenes del Río Tenexapa, presentando karstificación y marmorización incipiente. Tal como en el caso anterior, se realizó un análisis petrográfico de una muestra de roca de esta formación, tomada de la margen izquierda del Río Tenexapa. En la Fig. 2.8 se observan las imágenes del análisis de la roca. En la imagen superior izquierda (luz normal) se observan cristales de calcita recristalizados donde se puede apreciar claramente el maclado, el aumento es de 10X. En la figura superior derecha (luz polarizada) se aprecia un fragmento de cuarzo metamorfizado con una magnificación de 20X. En la figura inferior izquierda se aprecia nuevamente un cuarzo metamórfico rodeado de pequeños cristales de calcita recristalizados, la imagen fue tomada con luz polarizada y un aumento de 20X. En la imagen inferior derecha se observa ampliación del maclado de un cristal de calcita recristalizado, la fotografía fue tomada con luz polarizada y un aumento de 40X. Los cristales de calcita recristalizados, así como los fragmentos de cuarzo metamórficos presentes en la muestra sugieren una marmorización

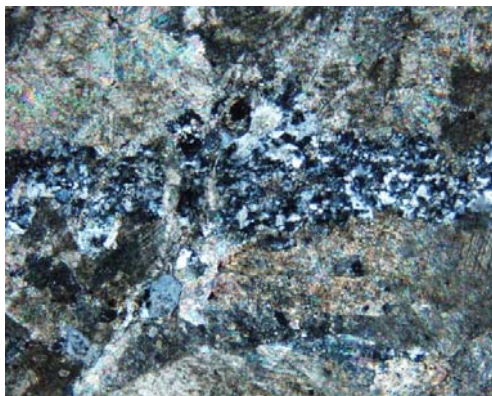
incipiente, la cual ocurre cuando las rocas carbonatadas se encuentran en contacto con un intrusivo, el cual por medio de metamorfismo de contacto produce la recristalización de los minerales presentes en ella. Estas observaciones indican que existe un intrusivo en las cercanías del Manantial Chignahuapan, el cual puede ser la fuente de calor que alimenta el sistema geotérmico.



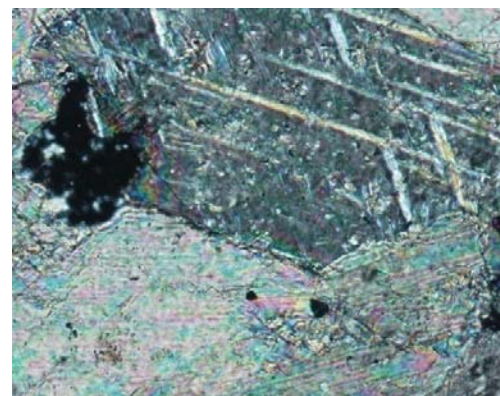
Cristales de calcita 10X.



Cuarzo de metamorfismo 20X



Cuarzo de metamorfismo 20X



Maclas en calcita 40X

Fig. 2.8 Análisis petrográfico de la Formación Tamaulipas Inferior

FORMACIÓN OTATES (Aptiano)

Se compone principalmente de una secuencia de mudstone a wackestone arcilloso con intercalaciones de lutitas laminares y calcáreas de color gris oscuro en superficie fresca y color gris claro con tonos amarillentos por intemperismo. Presenta nódulos y bandas de pedernal negro. Los estratos presentan un espesor aproximado de 1 m. Debido a la

composición litológica y a sus características sedimentológicas se ha interpretado que esta formación se depositó en un ambiente de cuenca con baja energía y con aporte de terrígenos.

FORMACIÓN TAMAULIPAS SUPERIOR (Albiano-Cenomaniano)

Se constituye por una secuencia de wackestones y packstones con estratos de espesores delgados, medios y gruesos de color gris claro y oscuro. Al intemperismo aparece con tonalidades amarillentas y rojizas. Se observa una unida con concreciones elipsoidales y esféricas de pedernal, también contiene nódulos de pedernal y estilolitas. En algunos sitios muestra un incipiente desarrollo cárstico. Su espesor varía de 80 a 400 m. La formación se depositó en un ambiente de plataforma externa de mar abierto, con profundidad relativa y ambiente de baja energía, con ligero aporte de terrígenos.

FORMACIÓN AGUA NUEVA (Turoniano)

Consiste en alternancias de mudstone y wackestone con nódulos y bandas de pedernal, con mudstone y wackestone arcilloso e intercalaciones de lutitas laminares carbonosas de mudstone carbonoso así como horizontes de bentonita. Presenta colores gris claro y gris oscuro al fresco y tonos amarillentos en zonas intemperizadas. El espesor mínimo reportado es de 20 m, mientras que el espesor máximo es de 202 m. Esta formación se depositó en una plataforma restringida, en un ambiente reductor con aporte de terrígenos finos.

FORMACIÓN SAN FELIPE (Coniaciano-Santoniano)

La formación presenta horizontes tobáceos y bentoníticos entre estratos de calizas wackestone y margas de color gris con tonos verdes, con intercalaciones de lutitas bentoníticas laminares de color gris verdoso. Los horizontes tobáceos son de color verde olivo. Estos presentan en ocasiones estratificación gradada con piroclastos y fragmentos de cristales. En el subsuelo se reporta un espesor máximo de 200 m y un espesor mínimo

de 22 m. Su depósito ocurrió en una plataforma externa con poca circulación, con gran influencia de material bentonítico proveniente del arco magmático del occidente que se encontraba en actividad. El depósito bentonítico produjo la interrupción del depósito calcáreo.

FORMACIÓN MÉNDEZ (Campaniano-Maastrichtiano)

Consiste principalmente de margas de color gris y gris verdoso, con intercalaciones de lutitas en partes bentoníticas y de capas delgadas de bentonita, estas lutitas son calcáreas, físis, de color verde en superficie fresca e intemperiza en tonos amarillentos. La formación es de carácter pelítico y frecuentemente presenta microfósiles; en la cima de la unidad se observan nódulos calcáreos discoidales. Tiene un espesor mínimo de 90 m, mientras que el espesor máximo es de 176m. Se depositó en mar abierto somero con tendencia regresiva hacia el Oriente influenciado por gran aporte de terrígenos fino, producto de las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide.

2.5.2 Unidades Litoestratigráficas Cenozoicas

Para facilitar la descripción de las unidades ígneas en el área de estudio, López A. (2009) las clasificó en unidades Pre-Complejo Acozulco, Pre-Caldera, Sin-Caldera y Post-Caldera. Esta clasificación se utilizará asimismo en este apartado para describir la cronología de las unidades. En la Fig. X se observa el mapa geológico de la zona de estudio.

Unidades Pre-Complejo Acozulco

ANDESITAS APAN

Las andesitas Apan se conforman de flujos de lavade color gris oscuro, los cuales se encuentran autobrechados en su base. Afloran al SW del área de estudio y poseen un espesor de 300 a 500 m. Al NE de Apan se encuentran cubiertas de derrames basálticos y conos monogenéticos de edad cuaternaria. Esta unidad tiene una edad de 13.4 Ma obtenida por K-Ar.

DACITA EL ROSARIO

Aflora en la región SW del área de estudio y se compone de acumulaciones de lavas dacíticas de color gris oscuro provenientes de dos centros eruptivos con composiciones mineralógicas y texturas similares. Los centros eruptivos se localizan al E de Rosario y al S de Topozán. Contiene xenolitos de composición andesítica. Se incluyen en la unidad unos derrames de lava de composición andesítica que afloran al N de Rosario. La unidad se encuentra cubierta por conos monogenéticos y derrames basálticos asociados del grupo Tezontepec-Chignahuapan, así como por depósitos de la Ignimbrita Tecoloquillo. Su espesor máximo varía de 200 a 500 m.

DACITAS ACAXOCHTLÁN

Esta unidad aflora al NNW de la zona de estudio, tiene un color gris oscuro y composición dacítica. Tiene una edad de 3.0, la cual se determinó por medio de K-Ar. La unidad se formó por derrames poco viscosos que fluyeron hacia la zona de Huauchinango.

ANDESITAS BASÁLTICAS LOS LAURELES

Aflora a 2 km al NW del poblado de Aocolco. Presenta un color café ocre y consiste de flujos de lava de composición andesítica-basáltica con textura microporfídica. Se encuentra fallada y fracturada. El espesor máximo de la unidad es de 30 m, se encuentra sobreyacida por la Ignimbrita Aocolco y por dacitas, por lo que su área de afloramiento es poco extensa.

RIOLITAS PRE-CALDERA

Aflora en el borde SW de la Caldera de Aocolco. Se forma por unos domos constituidos por lavas riolíticas de textura vitrofídica con esferulitas. Tiene un espesor máximo de 200

m y se encuentra cubierta parcialmente por la Ignimbrita Acoculco. Tiene una edad K-Ar de 1.7 Ma.

DACITA CRUZ COLORADA

Esta unidad aflora en la parte central y NE del interior de Caldera de la Caldera de Acoculco. Se conforma de gruesos derrames dacíticos con un espesor de 80 m, los cuales presentan textura porfídica. Varias zonas se observan bastante alteradas por hidrotermalismo. No se observan los centros de emisión de los derrames, debido a que se encuentran cubiertos. La unidad se encuentra sobreyacida por la Ignimbrita Acoculco y por sedimentos lacustres.

BASALTO CUAUATELOLULCO

El basalto Cuauateolulco aflora dentro de la Caldera de Acoculco, en la sección centro y sur en el interior de esta. Se compone de flujos de lava de alta densidad color negro con textura microporfídica. Se encuentra sobreyacido por la Ignimbrita Tecoloquillo al SW y la andesita basáltica La Paila al NE y SE. Tiene un espesor máximo de 15 m. Su edad es de 1.6 Ma obtenida por medio de ^{40}Ar - ^{39}Ar .

Unidades sin-caldera de Acoculco

IGNIMBRITA ACOCULCO

La Ignimbrita Acoculco aflora solamente dentro de la caldera en el centro y hacia el norte. En las zonas donde no aflora se considera que ha sido cubierta por rocas volcánicas y depósitos aluviales más recientes. El espesor máximo del paquete que forma la ignimbrita Acoculco es de 170m. La distribución es bastante irregular, pero se considera que se depositó un volumen mínimo de roca de 7.8 km³.

La ignimbrita Acoculco es la unidad piroclástica más importante que se observa en el interior de la caldera. Está formada por siete unidades de flujo separadas por depósitos de caída y flujos piroclásticas, los cuales tienen un grado de soldamiento bajo. Las unidades se constituyen por depósitos masivos de flujos cineríticos con distintas proporciones de pómez y líticos, siendo estos últimos principalmente de composición andesítica-basáltica. El contenido de líticos es mayor en las unidades inferiores, debido a que se depositaron en las fases de apertura y ampliación del conducto. La ignimbrita tiene un color rosado con textura piroclástica fluidal, donde se observan cristales de feldespato y cuarzo en una matriz vítrea. En la zona centro de la caldera, la Ignimbrita Acoculco se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la dacita Cruz Colorada, mientras que en la zona norte se encuentra sobre el basalto andesítico Los Laureles y al sur sobre las riolitas. En varias zonas se encuentra cubierta por sedimentos lacustres, al suroeste por basalto y al oeste por las riolitas Acoculco. La edad radiométrica de la Ignimbrita por el método K-Ar dio un resultado de 1.4 Ma.

Unidades Post-Caldera

SEDIMENTOS LACUSTRES

Posterior al depósito de la Ignimbrita Acoculco, se acumularon en cuencas aisladas sedimentos lacustres, producto de la erosión del material volcánico. Afloran en el centro de la caldera principalmente, pero debido a su limitada extensión no fueron cartografiadas como una unidad independiente. Los sedimentos se componen de fragmentos de riolitas y escasas dacitas con una granulometría más gruesa hacia la base y más fina en las partes superiores de este depósito. El depósito tiene aproximadamente 50 m de espesor y las capas cuentan con un rumbo de N75°E y un echado de 40°SE. Se encuentran cubiertos por la Riolita Acoculco.

BASALTO POTRERILLOS

Esta unidad aflora principalmente al W de Acozulco. Se compone de derrames de lava basáltica de grano fino y de color grisáceo, con una textura afanítica holocristalina, conformada por cristales de plagioclasas, augita y olivino. Tiene un espesor variable, que va de 5 a 80 m. Los derrames se encuentran cubiertos por una capa de ceniza de caída aérea de aproximadamente 3 m de espesor, con una composición riolítica. Sobreyace a la Ignimbrita Acozulco y a los depósitos lacustres discordantemente. Existe una brecha denominada Tlachaloya, la cual es considerada como parte de este evento volcánico debido a que tiene una relación estratigráfica similar a la del Basalto Potrerillos. Aflora al NE de la caldera, entre La Alcaparroza y San Isidro Tlachaloya. Se constituye de bloques angulosos de basalto, por lo que se clasifica como una brecha andesítica-basáltica, formada por autobrechamiento a partir de una lava viscosa. Tiene un espesor variable, de 2 a 30 m. Posee una textura microporfídica y su mineralogía consta de plagioclasas, vidrio, piroxeno y olivino. Sobreyace a la Ignimbrita Acozulco y está cubierta por suelo de poco espesor. Se piensa que la edad de esta unidad es de 1.4 Ma.

RIOLITA ACOCULCO

La unidad se emplazó siguiendo una traza anular sobre el borde de la caldera y aflora sobre el margen N, NW y SE de esta. Esta distribución sugiere una zona de debilidad relacionada a un colapso calderico. Se conforma de 7 domos de composición riolítica, en la zona NW se encuentran los domos Mesa Chica, La Minilla, La Paila NW y otros dos sin nombre local; mientras que en la zona SE se encuentra el domo Las Mesillas. En las cercanías del poblado de Acozulco se encuentran pequeños domos vítreos de no más de 3 m de altura. Los domos se forman por derrames con espesores que varían entre 5 y 200 m, con textura porfídica y una matriz de vidrio ácido la cual engloba a fenocristales de feldespatos, cuarzo y biotita. En el centro de la caldera, los domos cubren a los sedimentos lacustres, a los derrames basálticos de Cuautelolulco y a la Ignimbrita Acozulco, mientras que fuera de esta, la riolita cubre a las mesas basálticas y a las andesitas del grupo Tezontepec-Chignahuapan en el sur. El domo riolítico La Paila NW está cubierto por un cono monogenético. La edad de esta unidad se calcula en 1.34 Ma aproximadamente.

IGNIMBRITA PIEDRAS ENCIMADAS

Aflora en la zona centro del área de estudio, con una extensión de 7 a 10 km alrededor de la fuente de emisión, la cual se encuentra a 9 km al NW de Zacatlán. Esta unidad cubre una extensión de aproximadamente 260 km², consta de un espesor de 80 m y se calcula que tiene un volumen de 21.5 km³. La ignimbrita está constituida por depósitos de flujos piroclásticos viscosos de color gris oscuro, ricos en cristales de cuarzo y feldespatos, de alta densidad y alto grado de soldamiento.

La ignimbrita consta de dos miembros, el inferior presenta un alto grado de soldamiento y el superior uno muy bajo. Ambos miembros tienen textura eutaxítica y están formados por una matriz de ceniza vítrea color blanco, ricos en cristales de feldespato potásico, cuarzo y hornblenda.

La unidad se encuentra cubriendo derrames basálticos del campo volcánico de Tezontepec-Chignahuapan. Se encuentra sobreyacida por derrames de andesita basáltica emitidos por un volcán monogenético de la zona de emisión del grupo Tezontepec-Chignahuapan.

La carta Zacatlán (E14-B14) realizada por el Servicio Geológico Mexicano (1997), designa esta unidad como tobas ignimbríticas de composición riolítica y le asigna una edad del Paleógeno, mientras que Aída López (2009) obtuvo una edad de 1.26 Ma por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para esta unidad.

IGNIMBRITA TECOLOQUILLO

La Ignimbrita Tecoloquillo aflora tanto dentro de la Caldera de Aocolco como fuera de esta, en la zona centro-sur del área de estudio. Su centro de emisión se piensa que se encontraba en el borde SW de la caldera. Este depósito se encuentra formado por oleadas piroclásticas de color gris blanquecino, las cuales presentan un soldamiento de bajo grado por lo que la unidad es muy deleznable. La ignimbrita tiene un espesor medio de 80 m y

cubre un área aproximada de 117 km². Se observa pseudo-estratificada debido al contenido de ceniza vítrea que se encuentra intercalada en el depósito.

La unidad tiene una composición riolítica, constituida por fragmentos vítreos y abundantes cristales de cuarzo, feldespato potásico, hornblenda, biotita y magnetita. Se encuentra sobreyaciendo a sedimentos lacustres y cubre conos monogenéticos fuera de la caldera. Tiene un contacto lateral con la riolita Las Mesillas y está cubierta por el domo riolítico Las Tetillas. Su edad es muy cercana a los 0.8 Ma.

RIOLITA LAS TETILLAS

Se encuentra aflorando sobre la fractura anular de la caldera de Acozulco en su porción SW, sellando la zona de emisión de la Ignimbrita Tecoloquillo debido a su gran viscosidad. La Riolita Las Tetillas se encuentra formando un domo de composición riolítica de cima plana, de geometría casi circular y con un diámetro de aproximadamente 2 km y 200 m de espesor. La roca presenta una textura porfídica con matriz en proceso de desvitrificación, los fenocristales se componen de feldespato potásico, cuarzo y hornblenda principalmente. Sobreyace a la Ignimbrita Tecoloquillo y se encuentra cubierta por una delgada capa de suelo. Tiene una edad de Pleistoceno Medio.

Vulcanismo periférico

CAMPO VOLCÁNICO DE TEZONTEPEC-CHIGNAHUAPAN (BASALTO)

Esta unidad se encuentra distribuida ampliamente en el área de estudio. Aflora en la parte centro-este con una orientación SW-NE, así como en la región NW. Está formada por dos unidades principales, la primera está constituida por derrames en forma de mesetas y la segunda abarca diferentes tipos de estructuras volcánicas, como volcanes tipo escudo, volcanes monogenéticos y algunos domos los cuales se acompañan de flujos de lava y productos piroclásticos. Estas dos unidades tienen una composición basáltica-andesítica y basáltica. Las mesetas se encuentran en la parte inferior de los depósitos y tienen una composición mineralógica de plagioclasas, augita y magnetita con una textura

holocristalina. Las rocas de la segunda unidad, relacionadas a los volcanes monogenéticos, se encuentran sobreyaciendo a la unidad de mesetas, y tienen una mineralogía conformada por plagioclasa, augita, magnetita y olivino con una textura porfídica. El volcán en escudo La Paila SE, es cartografiado por Aída López (2009) como una unidad adicional, pero para fines prácticos, en este trabajo de investigación, se cartografiará como parte de esta unidad.

Al E de la zona de estudio, esta unidad sobreyace a la secuencia sedimentaria, mientras que en el centro de la caldera se encuentra sobreyaciendo a la Ignimbrita Acoculco y sedimentos lacustres. En la zona NE cubre los depósitos de la Ignimbrita Piedras Encimadas. Este vulcanismo estuvo activo el tiempo que evolucionó la Caldera de Acoculco hasta hace 0.2 Ma aproximadamente. Esta unidad se encuentra cartografiada en el mapa geológico como Basalto.

TOBAS ANDESÍTICAS

Este paquete ígneo aflora en la región SW de la Carta Zacatlán, formando el edificio volcánico Quexnol con una elevación de 2900 msnm, así como en los poblados de Chignahuatzingo y Cuautolonico. Esta unidad constituye un complejo volcánico conformado por una serie de horizontes piroclásticos bien clasificados conformado por grava gruesa intercalada con gruesos paquetes de tobas formadas de grandes piroclastos en una matriz epiclástica gris oscuro al fresco y café al intemperismo. Se presentan algunos derrames andesíticos que intemperizan de forma esferoidal y desarrolla suelos arcillosos en la región. De acuerdo al informe del Servicio Geológico Mexicano de la Carta Zacatlán (Sánchez R.E. *et al.*, 1992), la roca es ígnea extrusiva de composición andesítica con textura microlítica de plagioclasas sódicas y biotita. Descansa en discordancia angular sobre las tobas ignimbríticas del Paleógeno, aunque su base no se aprecia claramente, cuestión que se observa en un afloramiento muy alterado cerca de los Baños Termales. Subyace gradualmente a una serie de coluviones inter-estratificados con los epiclastos andesíticos de esta unidad. Cortando a esta unidad se aprecia al NW del poblado de Atecoxico un dique de la misma composición intermedia con textura afanítica y claras relaciones de corte. Debido a que no existen antecedentes que hablen de estos cuerpos y

en base a las similitudes de composición entre los cuerpos intrusivos y las tobas andesíticas, se consideran como asociados a la presente unidad de vulcanismo intermedio. Estas rocas se consideran como los últimos representantes hacia el norte del vulcanismo Cinturón Volcánico Transmexicano.

CUERPO SUB-VOLCÁNICO DE TENANGO

Aflora únicamente en las inmediaciones del poblado de San Miguel Tenango, al NW de la Carta Zacatlán y constituye un cuerpo de sección circular de aproximadamente 2 Km de diámetro, con una relación cortante con respecto a sus rocas encajonantes. Consiste en un cuerpo subvolcánico de composición riolítica, con textura afanítica inequigranular, con presencia de fenocristales de cuarzo en matriz mesocristalina, pero no desarrolla claramente una textura porfídica. Tiene una coloración gris aperlado, al intemperismo amarillento y presenta hacia su periferia brechas de intrusión con clastos de las rocas mesozoicas antes descritas, incluidas en una matriz afanítica holohialina. De acuerdo con la Carta Zacatlán realizada por el Servicio Geológico Mexicano (Sánchez R.E. *et al.*, 1992), esta unidad tiene una edad del Mioceno-Plioceno. Debido a las similitudes composicionales con los pórfidos dacíticos aflorantes en el área, se piensa que este cuerpo podría ser una evidencia de otro de mayores dimensiones a profundidad, siendo así un cuerpo subvolcánico de emplazamiento muy superficial, debido a la presencia de vidrio y a la textura afanítica, y podría estar asociado a la formación de la Mesa de Zacatlán como un punto de efusión.

TOBA PUMICÍTICA

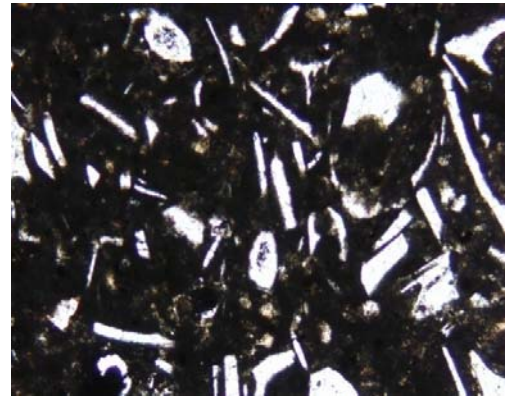
Esta unidad aflora a lo largo de las carreteras de Chignahuapan a Hueyuetán y de Hueyuetán a Tetela de Ocampo. Asimismo se extiende en los valles más profundos de la zona como los del Río Ayautolónico, Zempoala, Zitlalcautla y Apulco, debido a su poca competencia y resistencia a la erosión el depósito se erosiona formando cañones muy profundos de corte vertical. Consiste en su base de piroclastos de tamaño variable, desde bloques a grava de grano grueso de andesitas y pórfidos andesíticos continuamente

intercalados con los depósitos coluviales antes descritos inmersos en una matriz vítrea holohialina en ocasiones eutaxítica de lapillis de pumicita que va aumentando hasta formar un paquete de tobas pumicíticas bien clasificadas de tamaño de arena fina. El depósito se presenta bien consolidado pero no soldado. En general se observan paquetes masivos, sin embargo sobre la carretera que va de Chignahuapan a Aquixtla, en las cercanías de este último poblado, se observó un paquete de aproximadamente 7 m de espesor subhorizontal y pseudoestratificado, con pseudoestratos de aproximadamente 40 cm de espesor. Las tobas son de un color blanco, al intemperismo amarillo y café claro, presentando fracturas de diaclasamiento concéntricas, similares a las de los prismas basálticos. Asimismo se presentan algunos piroclastos de obsidiana, clastos sulfatados y pedazos de madera carbonizada, así como huellas de exhalaciones fumarólicas en la roca. De acuerdo con la Carta Zacatlán realizada por el Servicio Geológico Mexicano (Sánchez R.E. *et al.*, 1992), esta unidad tiene una edad del Cuaternario. Sus límites son discordantes tanto con las rocas andesíticas del Neógeno y los coluviones consolidados que los subyacen, como son los derrames andesíticos basálticos que las sobreyacen. Estas relaciones pueden apreciarse en un afloramiento sobre la carretera entre los poblados de Aquixtla y El Terrero. Es un potente paquete de material piroclástico acumulado en las barrancas y partes bajas de la fisiografía, el cual rellenó drenajes acumulando espesores de hasta 200 m que disminuyen gradualmente hacia los márgenes de los valles hasta desaparecer.

Para la realización de este estudio se tomó una muestra de esta roca sobre la carretera que une los poblados de Aquixtla y Chignahuapan, a la altura del poblado de Aquixtla. A esta muestra se le realizó un análisis petrográfico, en la cual se observaron fragmentos vítreos con textura eutaxítica en una matriz vítreo-arcillosa. La roca se clasificó como una toba vítrea, y se puede observar en la Fig. 2.9. En estas imágenes se observan unas esquirlas vítreas en una matriz holohialina. Esta textura es característica de tobas no soldadas. Estas imágenes fueron tomadas con luz normal y con un aumento de 10X.



Toba no soldada 10X



Toba no soldada 10X

Fig. 2.9 Análisis petrográfico de la toba pumicítica

Aluviones

En el área de estudio son escasos los depósitos aluviales con un espesor y área suficiente para ser cartografiables. Los aluviones que se presentan conforman delgadas terrazas constituidas por bloques y arenas gruesas de las litologías infrayacentes. Las únicas acumulaciones significativas de aluvión son las que se encuentran en los lechos de los Ríos Zempoala y Cuxateno en el extremo NE de la Carta Zacatlán y sobre el Río Axajalpan, al NW de la misma.

2.5 Geología Estructural

En la zona de estudio se presenta un sistema estructural complejo debido a la existencia de rocas pertenecientes tanto al Cinturón Volcánico Transmexicano como a la Sierra Madre Oriental. Las primeras tienen una edad cenozoica y se constituyen de rocas de composición esencialmente ácida mientras que las segundas se conforman de rocas carbonatadas-arcillosas de edad mesozoica.

Estas últimas afloran en la porción oriental de la zona de estudio y forman parte de lo que se conoce como el “Anticlinorio de Huayacocotla”, el cual es un complejo sistema de pliegues y cabalgaduras que se exhiben en el flanco este de la Sierra Madre Oriental y cuya complejidad fue causada debido a la geometría formada por la tectónica jurásica

preexistente, la cual estaba compuesta por horsts y grabens (Sánchez R. E. *et al.*, 1996) y (Suttter, 1984).

EL Anticlinorio de Huayacocotla estructuralmente limita al norte con el lineamiento Tlamaya-Huichihuayán, al oriente con la Cuenca Tampico Misantla y al occidente por las cabalgaduras del límite occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí y presenta una extensión de aproximadamente 200 Km y un ancho variable entre los 15 y 20 Km, el cual se prolonga desde las inmediaciones de Tamazunchale, S.L.P., hasta Cuyoaco, Puebla. Se divide en tres regiones: norte, centro y sur. La zona de estudio pertenece a ésta última región, en la cual las rocas de la Sierra Madre Oriental se encuentran cubiertas por el vulcanismo cenozoico del Cinturón Volcánico Transmexicano. Debido a esta situación y a la falta de estudios estructurales locales, el análisis de esta zona presenta algunas complicaciones (Sutter, 1984).

El marco estructural predominante es el resultado de los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide que dio Origen a la Sierra Madre Oriental y a la evolución y desarrollo del Cinturón Volcánico Transmexicano. Las rocas mesozoicas y cenozoicas presentan un estilo de deformación controlado por la litología y espesor de las rocas carbonatadas de las facies de plataforma que poseen una alta competencia estructural, a diferencia de las formaciones jurásicas, como la Fm Huayacocotla, que por su litología clástico-calcárea son mecánicamente incompetente. Despegues de pliegues y rampas de cabalgadura se encuentran en formaciones suprayacentes mecánicamente incompetentes tales como la Fm Santiago y la Fm Pimienta. Otro fenómeno provocado por la Orogenia Laramide fue la reactivación como fallas inversas de las fallas normales jurásicas que delimitaron al horst jurásico en su lado oriental. Las rocas presentan una disposición cartográfica de cordones litológicos con una orientación NW-SE que se repiten constantemente debido a plegamientos de anticlinales y sinclinales recostados (Sánchez R. E. *et al.*, 1996).

En la zona de estudio se observan tres sistemas de alineamientos bien definidos: un sistema NW-SE en la Sierra Madre Oriental, que corresponde a los pliegues de la misma y

a fallas inversas y a cabalgaduras paralelas a los pliegues; un sistema NE-SW perpendicular al plegamiento de la Sierra Madre Oriental; y un sistema N-S de menor frecuencia.

El Río Tenexapa constituye el límite oriental entre las rocas volcánicas asociadas al Cinturón Volcánico Transmexicano y al depósito de rocas carbonatadas de edad mesozoica de la Sierra Madre Oriental. Este presenta una orientación NE-SW y corresponde a una importante estructura regional, ya que existe un desnivel de 500 m entre las rocas de ambos márgenes del río (De la Cruz Martínez *et al.*, 1986).

En las rocas pertenecientes al Cinturón Volcánico Transmexicano se presente únicamente fracturamiento y diaclasamiento superficial reciente.

La información presentada referente a las estructuras fue recopilada del Estudio Geológico Tetela de Ocampo (Facultad de Ingeniería, 2001). En la Fig. 2.10 se presenta un mapa geológico estructural de la zona de estudio.

2.6.1 Anticlinales

ANTICLINAL DE VILLA JUÁREZ

La orientación del eje es NW-SE predominantemente, siendo la principal estructura que se presenta en el área y es de carácter regional, cruzando la zona por su parte central con una orientación NW-SE. En la porción NW del área, el eje presenta una longitud de 30 Km, en su parte media está ligeramente flexionada y desplazada 1.5 Km por una pequeña falla lateral derecha, llamada Falla de Nepopoalco, y hacia la porción SE se le puede seguir por una longitud de 20 Km. Dicha estructura presenta en ambos flancos una serie de pliegues menores recostados hacia el NE. Debido al carácter plástico de la Fm Huayacocotla, la cual marca principalmente la dirección del eje, se encuentra sumamente plegada sobre un basamento plástico, y se comporta como un pliegue recostado de intensidad variable y en ocasiones simétrico. Se forman disarmonías con respecto a la Fm Huizachal debido a su carácter competente, por lo que se infiere que los pliegues que se observan en la superficie no continúan con la misma simetría en las formaciones adyacentes.

La estructura se desarrolla en una serie de montañas de forma alargada con orientación NW-SE, interrumpida en partes por algunas mesetas de basaltos y material ígneo extrusivo proveniente del Cinturón Volcánico Transmexicano y algunas corrientes de ríos que han labrado valles, que en su mayor parte corresponden a fracturas o pequeñas fallas de transurrencia. En el centro de la estructura afloran rocas de la Fm Huizachal y Huayacocotla.

Los flancos de la estructura se encuentran formando una serie de plegamientos recostados al oriente, abiertos en rocas más jóvenes que constituyen el núcleo de la estructura principal.

ANTICLINAL SAN MIGUEL

La estructura se encuentra 1 Km al sur de San Miguel y tiene una longitud de 4 Km y una aplitud de 3.2 Km. Se trata de un anticlinal asimétrico con su plano axial inclinado hacia el NE y con una orientación de su eje NW 25° SE. Se observa topográficamente como una sierra alta y angosta hacia su porción central. Las rocas que forman el núcleo de este anticlinal son las rocas de la Fm Pimienta. Ambos flancos están formados por unas erie de flancos menores recostados hacia el NE.

ANTICLINAL DE IXQUIHACAN-TETELA DE OCAMPO-ZAUTLA

Esta estructura pasa cerca de los poblados de Ixquihuacan, Tetela de Ocampo y Zautla. Es de carácter regional y se encuentra al occidente del Anticlinal de Villa Juárez y tiene una longitud aproximada de 42 Km, quedado interrumpido en su porción NW, por una cubierta de rocas ígneas extrusivas y al SE fuera del área de estudio es posible que se continúe esta estructura y su longitud sea mucho mayor. Esta estructura sufre un desplazamiento de su eje a la altura del poblado de Acatlán debido a una falla lateral derecha que se encuentra en el poblado de Cuapacingo. A la altura del poblado de Ixtaltenango su eje vuelve a desplazarse por otra falla de transurrencia vilviendo a estar cubirto por rocas ígneas extrusivas a la altura del poblado de Tenampulco observándose

de nuevo en el poblado de Zautla donde afloran rocas de la Fm Tamán. Éste anticlinal se considera una continuación del anticlinal de Huayacocotla.

La estructura se encuentra recostada hacia el NE, con una orientación de su eje hacia el NW40°SE. Hacia la porción NW presenta la expresión topográfica de una serie de sierras altas y alargadas, y en la porción SE se expresa como una serie de lomeríos. La Fm Pimienta aparece en el núcleo del anticlinal hacia la porción NW. En la parte central se encuentra cubierto por material volcánico y al SE se aprecian rocas de las formaciones Tamán y Huayacocotla. Ambos flancos muestran pliegues recostados secundarios con orientación hacia el NE.

ANTICLINAL CRUZ DE OTATE

Esta estructura tiene una longitud de 8 Km y una amplitud de 7 Km aproximadamente, se encuentra recostada hacia el NE con echados que varían de 13° a 69° al SW y su eje tiene una orientación aproximada NW 50° SE.

Presenta una expresión topográfica de una sierra alargada cortada en su parte media por un valle. La Fm Tamaulipas Inferior aflora en el centro de la estructura. En ambos flancos se observan pliegues secundarios recostados hacia el NE.

2.6.2 Sinclinales

SINCLINAL ZACATLÁN-OROCTIPAN

Se encuentra situada al SE de Zacatlán, su eje pasa por la ranchería Oroctipan y tiene una longitud reconocible de 23 Km y una amplitud de 3 Km aproximadamente. Se encuentra afectada por las fallas de transcurrencia de Tenango y Cuapacingo, que desplazan su eje 0.5 Km en ambos casos.

Esta estructura se encuentra recostada hacia el NE, con una orientación de NW 40° SE. Las rocas que afloran en su región central son las de las formaciones Méndez, San Felipe y Agua Nueva.

SINCLINAL RANCHO ALEGRE-LA CAÑADA

Se trata de una estructura de carácter regional, la cual puede seguirse por una distancia de aproximadamente 39 Km y tiene una anchura de 2.8 Km, su eje pasa por los poblados de Rancho Alegre y La Cañada. Las fallas transcurrentes Cuapacingo y El Puerto lo interrumpen y lo desplazan 1.3 y 0.5 Km respectivamente. Presenta un plano axial recostado hacia el NE, con una orientación aproximada de NW 40° SE. En el núcleo se presentan las rocas de las formaciones Méndez, San Felipe y Agua Nueva.

SINCLINAL TECUANTLA

Este sinclinal tiene una longitud de 19 m y una amplitud de 3 Km, la cual se encuentra truncada en la parte media por una falla normal con caída al SE. Se encuentra recostado hacia el NE, con una orientación aproximada NW 50° SE, con una amplitud de 5 Km. Las rocas que forman el núcleo de la estructura corresponden a las Formaciones Méndez, San Felipe y Agua Nueva.

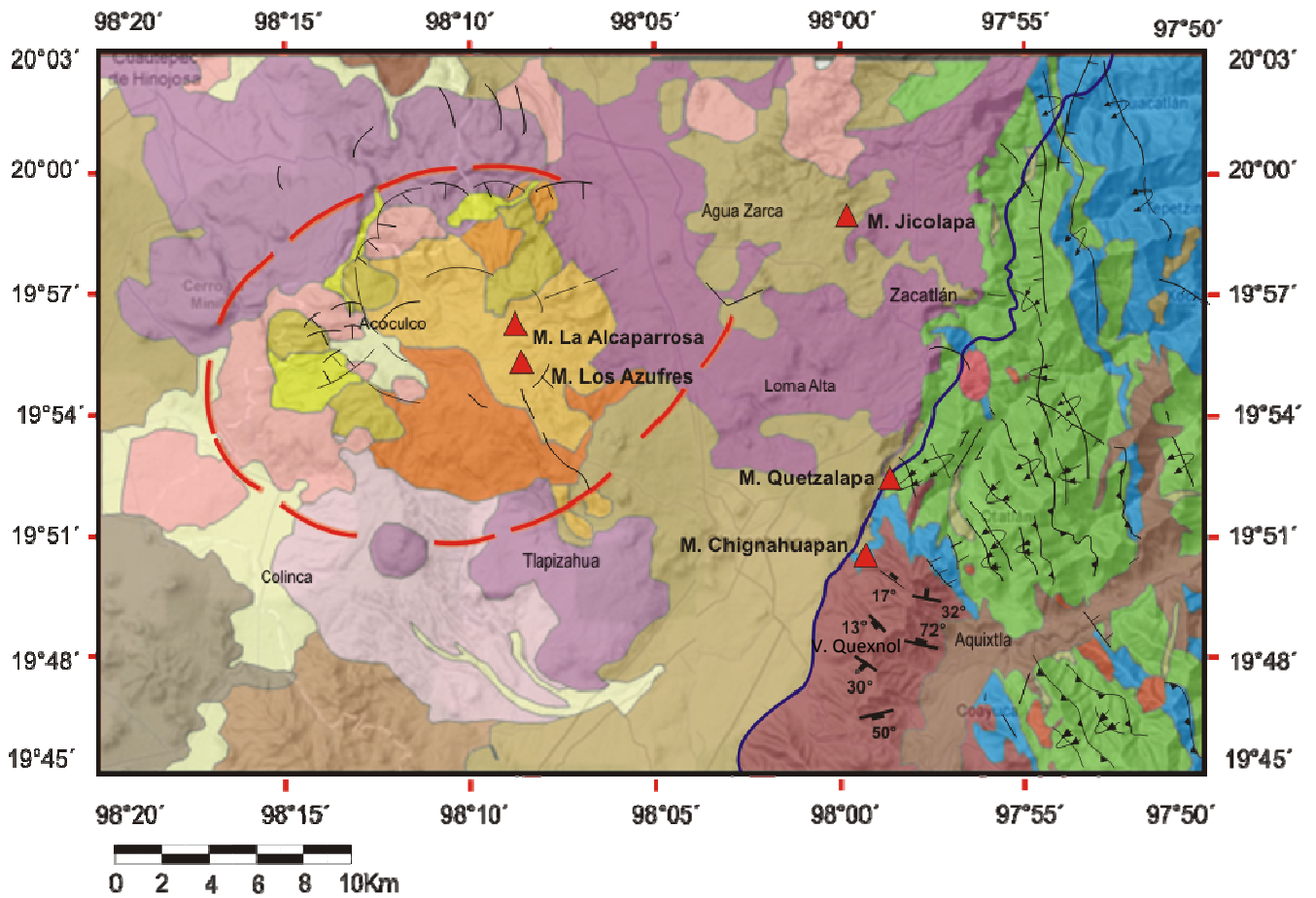
2.6.3 Fallas

Existen dos sistemas de rompimientos principalmente en las porciones Central y SW del área, uno orientado NW-SE constituido por fallas inversas y fracturas afectando los flancos de las estructuras y otro con orientación NE-SW constituido por fallas normales, de transurrencia y fracturas afectando transversalmente los plegamientos. Así mismo, se presenta un sistema de menor frecuencia con orientación N-S, el cual puede estar asociado a la tectónica de horsts y grabens.

En la Fig. 2.11 se presenta un diagrama estereográfico realizado mediante el software StereoNet. En él se graficaron 12 datos de orientación de las rocas calcáreas cercanas al manantial Chignahuapan. Algunos datos fueron tomados de la carta geológica E14-B14 realizada por el Servicio Geológico Mexicano, mientras que otros fueron tomados

directamente de las rocas que afloran en la zona de descarga del Manantial y sus alrededores.

En la figura se observa que la orientación preferencial del plegamiento es NW-SE, resultado que concuerda con la alineación de las principales estructuras observadas en la región, tales como pliegues recumbentes, anticlinales y cabalgaduras, fracturas y fallas.



Simbología

- Borde de la Caldera de Acozulco
- Río Tenexapa
- Manantial termal
- Fractura Medida
- Seudoestratificación
- Sinclinal Recumbente
- Anticlinal Recumbente
- Falla Inversa o Cabalgadura
- Falla Normal
- Falla Lateral
- Fractura
- Escarpe

Litología

- Aluvi3n
- Toba Andesítica
- Toba Pumicítica
- Basalto
- Ignimbrita Tecoloquillo
- Dacita El Rosario
- Ignimbrita Piedras Encimadas
- Andesita Apan
- Riolita Acozulco
- Basalto Potrerillos
- Ignimbrita Acozulco
- Basalto Cuautelolulco
- Dacita Cruz Colorada
- Riolita Pre-Caldera
- Andesita-Basáltica Los Laureles
- Dacitas Acaxochitlán
- P3rfido Dacítico
- Caliza-Lutita Cretácica
- Caliza-Lutita Jurásica

Fig. 2.10 Mapa estructural de la zona de estudio. Modificado de Sánchez R. E. *et al.* (1996).

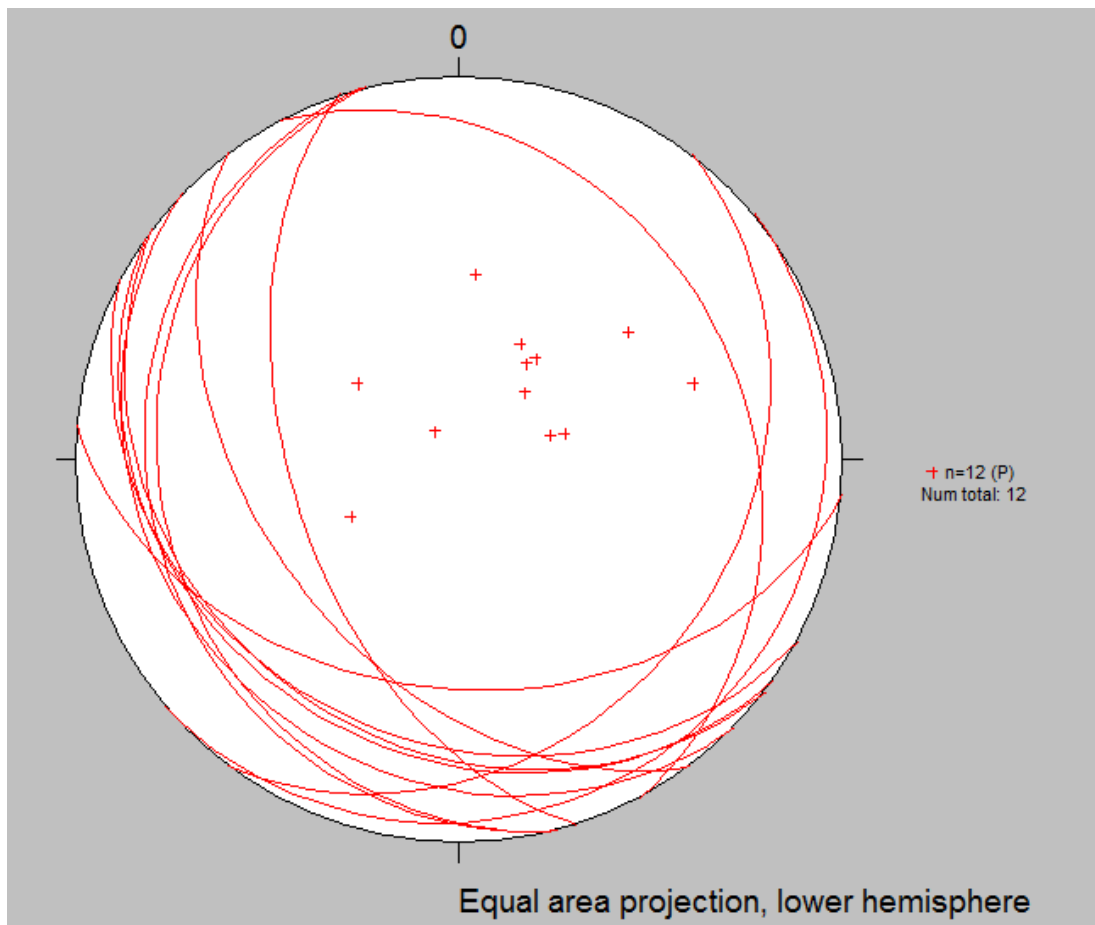


Fig. 2.11 Diagrama estereográfico de las estructuras de la zona de estudio

2.6 Geología Histórica

En la zona de estudio se observan evidencias de varios episodios tectónicos. El primero es un episodio distensivo relacionado al proceso de rift intracratónico que comenzó a finales del Triásico y principios del Jurásico y que dio origen al Golfo de México, desarrollando en la región una serie de horsts y grabens (pilares y fosas tectónicas) con una orientación N-S delimitados por fallas normales que cortaron las rocas del Paleozoico y del macizo cristalino. En este periodo comienza el depósito de las formaciones Huizachal y Huayacocotla sobre los grabens producto de la tectónica extensional. La naturaleza litológica de estas formaciones permite considerarlas como depósitos sin-rift desde el punto de vista tectónico, pues el contenido siliciclástico refleja la actividad extensional y

presenta discordancia con las rocas pre-rift del basamento metamórfico (Sánchez R. E. *et al.*, 1996). Posteriormente la tectónica distensiva siguió actuando pero en un estadio mucho más evolucionado del proceso de rifting, donde además de sedimentos sin-rift como los de las formaciones anteriores, se produjo emplazamiento de material volcánico, tal como se observa en la Fm. Cahuassas. Mientras el proceso de rift-intracontinental continuaba con su evolución, el hundimiento de los grabens debido a la gran acumulación de sedimentos dio lugar a un evento transgresivo en el Calloviano. Este suceso es evidenciado por el inicio del depósito de carbonatos de la Fm. Tepexic y se encuentra relacionado con la apertura del Golfo de México. El evento transgresivo tiene una evolución normal durante el resto del Jurásico y Cretácico con depósito de formaciones calcáreo-arcillosas con fases de cuenca cada vez más profundas (formaciones Santiago, Tamán, Pimienta, Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior, Agua Nueva, San Felipe y Méndez) . Hacia finales del Cretácico da inicio la Orogenia Laramide producto de la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica, desarrollando arcos magmáticos y un posterior evento regresivo ocasionado por los esfuerzos compresivos que plegaron y deformaron intensamente el depósito mesozoico hacia el Cretácico tardío-Eoceno-tardío.

Los pliegues mayores, así como las cabalgaduras tienen una orientación NW-SE, lo cual indica que los máximos esfuerzos compresivos estuvieron orientados en dirección SW-NE, formando lo que actualmente se conoce en el área de estudio como Anticlinorio de Huayacocotla. Durante la evolución del anticlinorio se reactivan algunas fallas normales de edad jurásica como fallas inversas, se cierran las cuencas mesozoicas y se finaliza el proceso de rifting. En la Fig. 2.12 se observa la situación tectónica del Golfo de México durante el Paleoceno Superior, donde se muestra el movimiento relativo de placas que originó la Orogenia Laramide. A medida que evoluciona la Sierra Madre Oriental, va en aumento el vulcanismo calcoalcanico característico de este orógeno. Posteriormente, prosigue una fase distensiva provocada por el relajamiento de los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide, desarrollando una tectónica frágil caracterizada por fallamientos normales casi verticales con orientación NW-SE. Estas estructuras permitieron el emplazamiento de cuerpos ígneos tales como el cuerpo sub-volcánico Tenango y los pórfidos dacíticos en las rocas plegadas mesozoicas (Sánchez R. E. *et al.*, 1996)

Esta fase distensiva se encuentra relacionada a un intenso magmatismo característico de arco continental que durante el Cuaternario desarrolla el Cinturón Volcánico Transmexicano. Esta cadena volcánica es el resultado de la abertura progresiva de la fosa de Acapulco durante el Oligo-Mioceno como consecuencia del movimiento diferencial entre la Placa de Norteamérica y la Placa del Caribe y por el cambio de ángulo de subducción de la Placa de Cocos en el Mioceno tardío (Demant A., 1982).

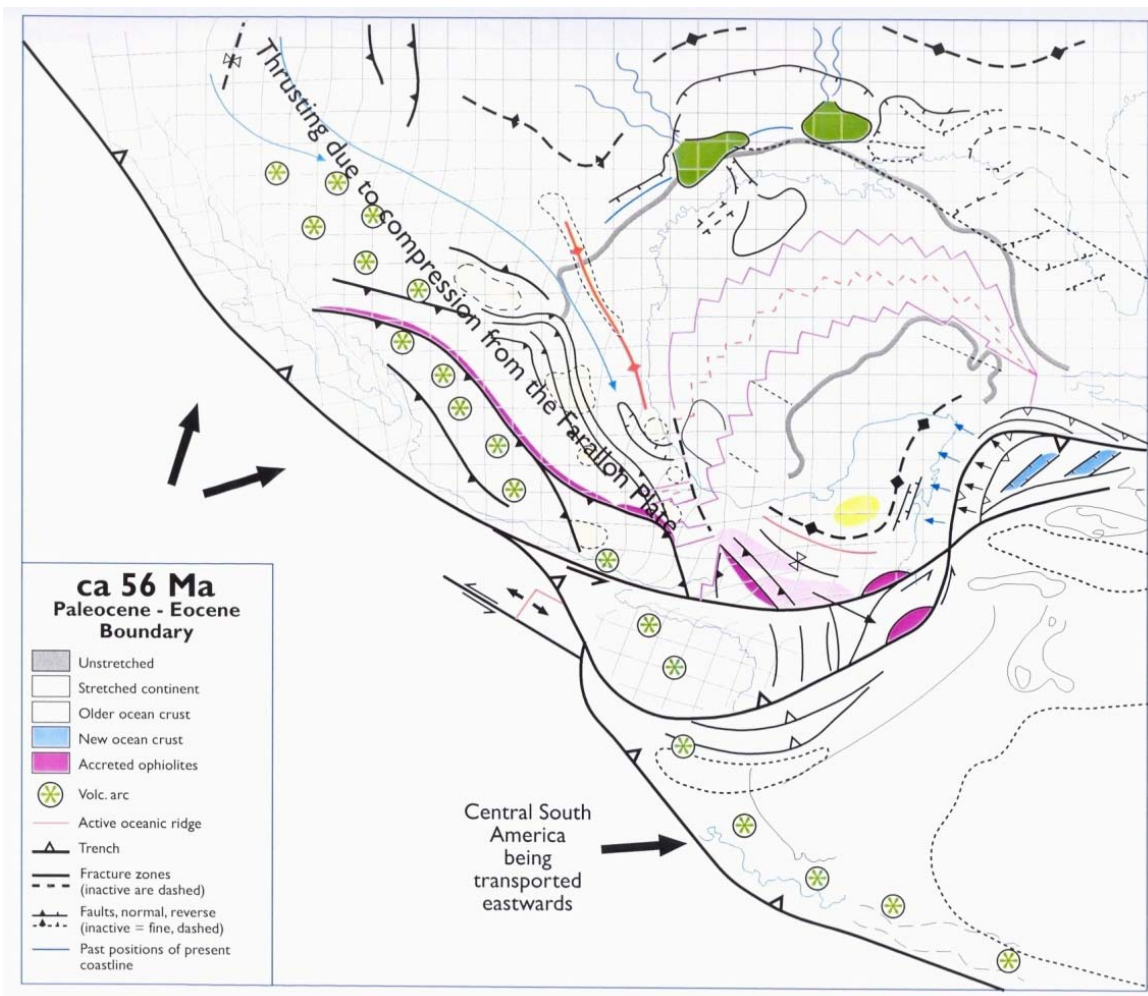


Fig. 2.12 Situación tectónica del Golfo de México en el Paleoceno Superior. (Pindell, 2002)

2.7 Hidrología Superficial

La porción occidental de la zona de estudio pertenece a la vertiente septentrional del Estado de Puebla, formada por distintas subcuencas de ríos que desembocan en el Golfo de México. La zona se ubica dentro de la Región Hidrológica Tuxpan-Nautla (RH-27), la cual se extiende en la Planicie Costera del Golfo Norte, y parte de la vertiente este de la Sierra Madre Oriental; ocupa casi toda la parte norte del estado de Puebla (24.56% de la superficie del estado). La entidad está representada por las cuencas del Río Nautla, Río Cazonés, Río Tuxpan y Río Tecolutla, siendo esta última sobre la que encuentra la zona de estudio (INEGI, 2010a).

En esta región el coeficiente de escurrimiento alcanza en general, valores altos, dadas las abruptas pendientes y la creciente deforestación; fluctúa del 10 a más del 30% para la mayor parte de la región. Estas condiciones propician un escurrimiento anual en esta área de aproximadamente 6 697 Mm³, que es casi 60% del escurrimiento de toda la entidad. De este volumen, 4 333 Mm³ anuales fluyen al estado de Veracruz (INEGI, 2010a).

El río Tecolutla presenta un flujo de sur a norte y constituye un complejo hidrográfico de gran importancia para el país. El principal afluente de este río es el sistema del río Apulco sobre el que se encuentra la presa de La Soledad y la central hidroeléctrica de Mazatepec (INEGI, 2010a). Esta corriente recibe aguas abajo por margen izquierda las aportaciones del río Zempoala. Aguas abajo, el río Apulco confluye con el río Necaxa, que a su vez ya recibió al río Axajalpan por margen derecha. El Manantial Chignahuapan descarga sus aguas sobre la margen derecha del Río Tenexapa, el cual posteriormente recibe el nombre de Río San Miguel Tenango y aguas abajo se denomina Río Axajalpan. Este sistema fluvial presenta un flujo con dirección SW-NE.

El sistema hidrológico característico de la subcuenca del Río Axajalpan es un drenaje dendrítico poco desarrollado en la vertiente noroeste del río, con una dirección preferencial SW-NE con direcciones perpendiculares a sus afluentes. El sistema fluvial del

Río Tecolutla en la zona de estudio está compuesto por corrientes permanentes, corrientes intermitentes y abundantes manantiales. Los ríos perenes presentes en la zona son el Río Tenexapa- San Miguel Tenango- Axajalpan y el Río Zempoala, el cual fluye en las cercanías del poblado de Aquixtla (Arriaga Martínez V.H., 1998). Los ríos intermitentes están representados por los arroyos afluentes del Río Axajalpan, mientras que entre los manantiales que descargan sus aguas al río se pueden nombrar al Manantial Chignahuapan, Manantial Quetzalapa y Manantial San Miguel Tenango.

La zona occidental del área de estudio pertenece a la Región Hidrológica del Río Pánuco (RH-26), la cual corresponde a la vertiente del Golfo de México y se considera una de las más importantes del país, tanto por su superficie como por el volumen de escurrimientos que presenta. De esta región hidrológica, el estado de Hidalgo abarca únicamente la Cuenca del Río Moctezuma, ocupando una superficie de 19, 793.60 Km² de la entidad. La principal corriente es la del Río Moctezuma, el cual se origina en el Cerro La Bufa en el Estado de México a 3800 msnm (INEGI, 2010b).

Los principales afluentes del Río Moctezuma en el estado de Hidalgo son el Río Tizahuapan, el Amajac y el Río Tula. Esta cuenca tiene una gran importancia debido a la gran superficie que abarca y por la gran cantidad de afluentes que alimentan sus corrientes, así como por los distritos de riego que se ubican en ella (INEGI, 2010b).

La zona occidental de la Caldera de Aocolco se caracteriza por presentar una morfología dómica joven disectada por corrientes que presentan un patrón de flujo radial, mientras que la zona oriental presenta una morfología muy disectada con patrón de drenaje subparalelo-rectangular. El patrón hidrográfico de la zona central de la caldera es de tipo radial, lo cual refleja el levantamiento estructural ocurrido (De la Cruz Martínez *et al.*, 1986). En la Fig. 2.13 se observa el mapa de las regiones hidrológicas de la zona de estudio.

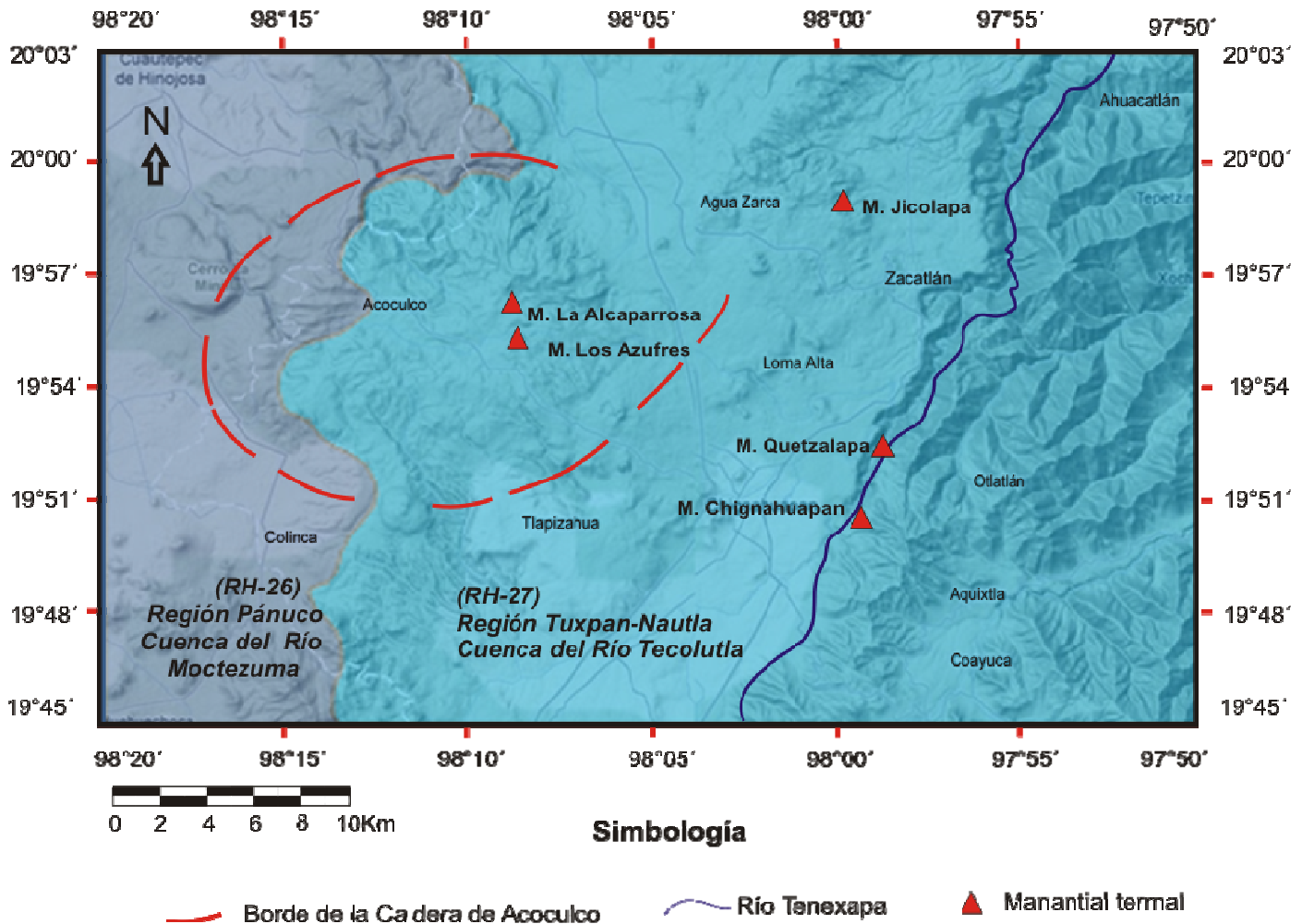


Fig. 2.13 Regiones hidrológicas y cuencas del área de estudio. Modificado de imagen satelital tomada de Google Earth (2010)

2.8 Hidrología Subterránea

El área de estudio abarca cinco acuíferos de acuerdo con la división realizada por la CONAGUA (2010a, 2010b). La zona oriental corresponde al Acuífero Tecolutla, siendo el que mayor superficie abarca, la región centro-norte está ocupada por el Acuífero Acaxochitlán, en la región noroeste se encuentra el Acuífero Valle de Tulancingo, en la suroeste el Acuífero de Tecocomulco y por último en la zona suroeste el Acuífero Apan (Fig. 2.14). De estos acuíferos, los únicos que cuentan con reporte de disponibilidad de

agua subterránea publicada por la CONAGUA son del Valle de Tulancingo, Tecocomulco y Apan. Debido a la cantidad de acuíferos presentes, la gran variedad de litologías y estructuras, así como la falta de datos disponibles para la mayor parte del área de estudio, en especial la zona del Manantial Chignahuapan, se dificulta el análisis de hidrología subterránea de la región.

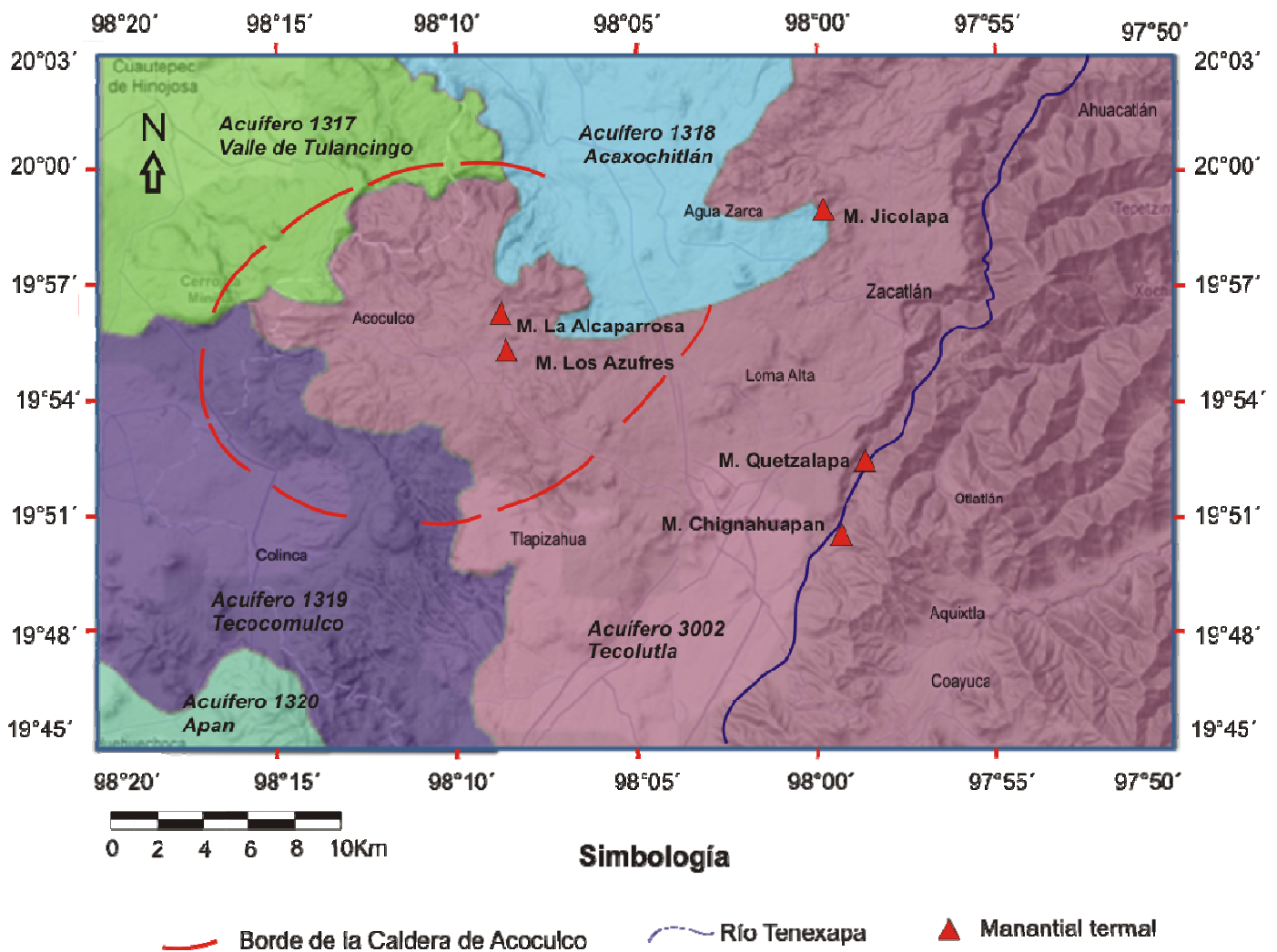


Fig. 2.14 Acuíferos presentes en el área de estudio. Modificado de imagen satelital tomada de Google Earth (2010)

Los acuíferos del área, con excepción del de Tecolutla se encuentran sobre rocas volcánicas procedentes del Cinturón Volcánico Transmexicano, las cuales se encuentran fracturadas y cuentan en su gran mayoría con una buena porosidad para la formación de acuíferos libres.

En el Acuífero del Valle de Tulancingo la conductividad hidráulica es baja en las zonas donde se encuentran los derrames y brechas de la Riolita Acozulco. Esta unidad constituye un límite lateral al flujo subterráneo y en ocasiones conforma la parte basal del acuífero. Por otro lado, en las áreas donde están presentes los derrames basálticos de edad cuaternaria la conductividad hidráulica es alta debido al fracturamiento y vesicularidad y se considera como una de las zonas de recarga más importantes para el acuífero como consecuencia de la infiltración del agua de lluvia (CONAGUA, 2009a).

En el acuífero de Tecmulco se presenta conductividad hidráulica media en la zona donde se encuentran los depósitos aluviales de granulometría fina y materiales tobáceos, tal como la ignimbrita Tecoloquillo. En las áreas donde afloran los derrames basálticos del vulcanismo periférico la conductividad hidráulica se considera alta debido a los sistemas de fracturamiento presentes. En las zonas donde se encuentran andesitas y aparatos volcánicos de composición riolítica, tal como el que se observa en el borde de la Caldera, se presentan fracturas con orientación NW lo cual genera que exista una conductividad hidráulica media (CONAGUA, 2009b).

El Acuífero Apan cubre una superficie muy pequeña al suroeste del área de estudio y en ella afloran únicamente la Andesita Apan, los basaltos del vulcanismo periférico y aluvión. Tal como en los acuíferos anteriores, la conductividad hidráulica más alta se presenta en el basalto fracturado que conforma el vulcanismo periférico y en los aluviones con granulometría gruesa a media. En las zonas donde se encuentran los derrames y brechas de composición andesítica se considera que existe una conductividad hidráulica media a baja (CONAGUA, 2009c).

Desafortunadamente el Acuífero Acaxochitlán no cuenta con informe sobre la disponibilidad de agua subterránea publicado por la CONAGUA. Sin embargo, en el área de estudio abarca una gran parte de la Ignimbrita Piedras Encimadas, la cual es un depósito de flujos piroclásticos de alta densidad y alto grado de soldamiento, por lo cual la conductividad hidráulica probablemente es baja. Así mismo, es posible que la Riolita Precaldera cuente con baja conductividad hidráulica debido a que en esta área no se mencionan fracturamientos superficiales significativos en este tipo de roca.

La zona de recarga de este acuífero en la zona de estudio se encuentra probablemente en el basalto fracturado proveniente del vulcanismo periférico el cual cuenta con alta porosidad, como se ha mencionado anteriormente.

El Acuífero Tecolutla se encuentra en rocas tanto ígneas como sedimentarias, debido a que se encuentra en la confluencia del Cinturón Volcánico Transmexicano y la Sierra Madre Oriental. En esta área las rocas ígneas extrusivas que se presentan se constituyen por derrames y tobas de composición andesítica intercalados con lahares, los cuales forman el Volcán Quexnol, así como tobas pumicíticas poco consolidadas que se encuentran sobre las márgenes del Río Zempoala. Las primeras se encuentran seudoestratificadas, fracturadas y diaclasadas, factores que aumentan en gran medida la conductividad hidráulica. Por otro lado, al oriente del Río Tenexapa, se observa un potente depósito de rocas carbonatadas-arcillosas de origen marino, las cuales tienen una edad del Jurásico Inferior (Fm. Huayacocotla) al Cretácico Superior (Fm. Méndez). En estas rocas se observa una fuerte deformación, la cual originó un plegamiento intenso, cabalgaduras, fallas inversas, normales y laterales así como fracturamiento. Se observa una gran cantidad de anticlinales y sinclinales recumbentes, los cuales tienen una orientación NW-SE, dirección preferencial así mismo de las cabalgaduras y fracturas. En las rocas carbonatadas se presenta conductividad hidráulica variable, puesto que el contenido arcilloso de algunas formaciones puede reducir este parámetro provocando que la unidad litológica actúe como acuitardo, basamento o límite lateral del acuífero, mientras que si se presenta disolución y fracturamiento la conductividad hidráulica aumenta notablemente.

Cuando las rocas presentan denso fracturamiento y karsticidad, actúan como receptoras de recarga y transmiten el agua infiltrada hacia las partes bajas haciendo que el agua circule a profundidad. Este fenómeno se observa claramente en el Manantial Chignahuapan, pues la zona de descarga es una caverna originada por el fenómeno de karsticidad (Fig. 2.15). De igual manera, a escasos metros de la zona de descarga se encuentra un conducto de aproximadamente 60 cm de diámetro, por el cual fluía el agua con anterioridad (Fig 2.16).

La gran conductividad hidráulica presente en la zona, dada a la combinación de rocas ígneas de alta porosidad y alta conductividad y de rocas carbonatadas fracturadas y karstificadas se ve reflejada en el cuantioso caudal del Manantial Chignahuapan, el cual es de 98 l/s. Estas observaciones sugieren que el flujo presente es de carácter regional puesto que el caudal es casi constante a lo largo del año a pesar de que no se registren precipitaciones locales.



Fig. 2.15 Zona de descarga del Manantial Chignahuapan



Fig. 2.16 Conducto formado por karsticidad

2.9.1 Permeabilidad y conductividad hidráulica

La permeabilidad k_i se refiere a la capacidad de un material para que un fluido lo atraviese sin alterar su estructura interna. La permeabilidad es función únicamente del medio, especialmente del tamaño del poro, forma y distribución. Cuando la permeabilidad es medida en m^2 o cm^2 , se obtienen resultados demasiado pequeños, por lo cual se ha denominado el *darcy* como la unidad de medida. Un darcy es equivalente a $10^{-8} cm^2$. Por otro lado, la conductividad hidráulica K es una función tanto del medio como del fluido y se mide en m/s o m/d . En la Fig. 2.17 se observa un rango de valores de conductividad hidráulica K y de permeabilidad k_i en distintos materiales. En acuíferos karstificados no es fácil determinar la permeabilidad debido a que por lo general el flujo no se comporta de manera laminar, sino que presenta un flujo turbulento (Freeze R.A. y Cherry J.A., 1979).

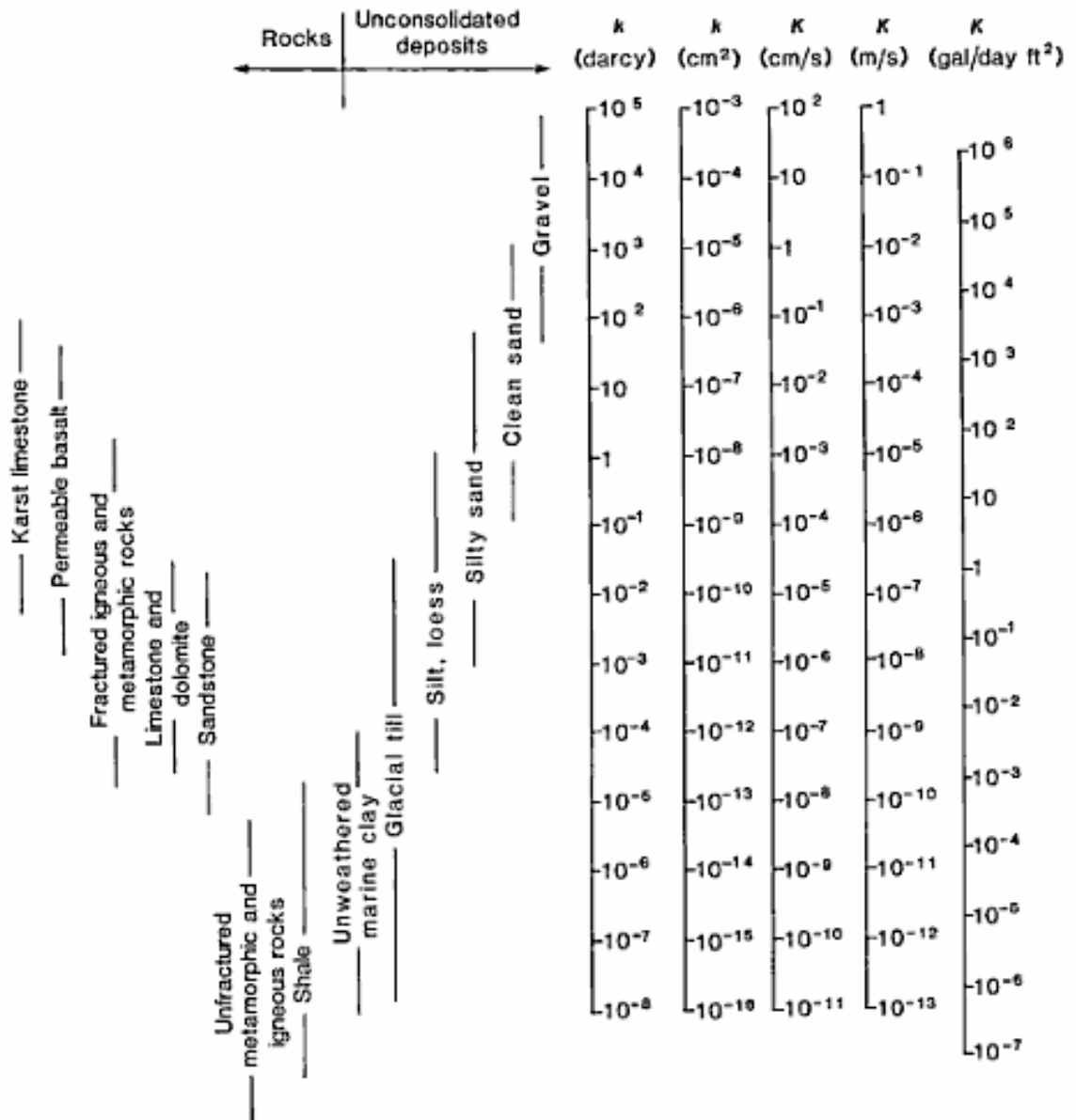


Fig. 2.17 Rango de valores de conductividad hidráulica K y permeabilidad k. (Freeze R.A. y Cherry J.A., 1979)

Se observa que para calizas karstificadas como las que afloran en el Manantial Chignahuapan, presentan una permeabilidad de 10^{-2} a 10^2 darcys y conductividad hidráulica de 8.64×10^{-3} m/d a 86.4 m/d. Estos valores se encuentran en el rango más alto para materiales consolidados, lo cual permite las condiciones propicias para el flujo de un gran volumen aguas

subterráneas. Debido a que no se cuenta con información piezométrica de la zona es imposible conocer la dirección del flujo subterráneo. A pesar de esto, por medio de los rasgos topográficos observados se infiere que el flujo tiene una orientación preferencial SE-NW.

2.10 Contexto Geotérmico

La zona del Manantial Chignahuapan se encuentra en una región de alto potencial geotérmico: por un lado, a 20 Km hacia el NW, se encuentra la Caldera de Aocolulco, mientras que a 56 Km hacia el SE se localiza la zona geotérmica de Los Humeros. En la Fig. 2.18 se observa la localización del Manantial Chignahuapan con respecto a estos dos sitios. Se observa que el Manantial Chignahuapan se encuentra en una zona limitada por fallas normales hacia el NW y el SE, lo cual implica que se encuentra en una zona de horst, mientras que la Caldera de Aocolulco y la zona geotérmica de Los Humeros se encuentran en grabens. La falla que limita al horst en la región NW es la estructura sobre la cual fluye el Río Tenexapa. Estos rasgos tectónicos concuerdan con los eventos distensivos ocurridos debido al rifting-intracratónico que ocurrió a mediados del Mesozoico.



Fig. 2.18 Localización del Manantial Chignahuapan respecto a la Caldera de Aocolulco y Los Humeros. Modificada de imagen satelital tomada de Google Earth (2010)

La Caldera de Aocolco, de edad pliocénica, consiste en un depósito ígneo de 790 m de espesor, relacionado a un complejo volcánico formado por andesitas y domos riolíticos emplazados dentro de una fractura anular de 18 Km de diámetro. A diferencia de otras calderas del Cinturón Volcánico Transmexicano, los flujos piroclásticos se depositaron en su mayoría dentro del borde calderico. De acuerdo con López A. *et al.* (2000), la actividad relacionada con la Caldera de Aocolco ocurrió en dos ciclos principales: primero se generó una estructura anular de 34 Km de diámetro de 3 a 2.6 Ma en la cual se generaron algunos complejos volcánicos. Esta estructura es denominada Caldera de Tulancingo y circunscribe a la Caldera de Aocolco; posteriormente se inició el emplazamiento de domos riolíticos y dacíticos seguidos por la emisión de flujos piroclásticos de alta densidad y espesor superior a los 300 m. Estos eventos provocaron el colapso de la Caldera de Aocolco, y subsiguientemente el emplazamiento de domos riolíticos sobre el borde calderico.

La Comisión Federal de Electricidad perforó el pozo EAC-1 con el fin de obtener información sobre su potencial geotérmico. Los resultados obtenidos no fueron alentadores debido a la escasa permeabilidad, sin embargo, se determinó una temperatura de 300°C a 2000 m de profundidad.

El campo geotérmico de los Humeros cuenta con una superficie de 16 Km² y se encuentra a una elevación de 2800 msnm. El basamento de la caldera está compuesto por un complejo paleozénico metamórfico de esquistos de clorita-muscovita. Posteriormente se encuentra una secuencia sedimentaria mesozoica plegada y fracturada y por último rocas volcánicas de composición andesita y edades que van del Plioceno al reciente. La actividad volcánica inicial del área se encuentra representada por lavas andesíticas con edad de 3.50 a 1.55 Ma. La mayor parte de las unidades volcánicas fueron emplazadas hace menos de 0.5 Ma acompañadas por la formación de calderas. El emplazamiento de la Ignimbrita Xatilpan provocó el colapso de la Caldera de Los Humeros hace aproximadamente 0.46 Ma. Posteriormente se formaron varios domos silíceos y la emisión de la Ignimbrita Zaragoza provocó el colapso de la Caldera Los Potreros y las emisiones de andesitas,

andesitas basálticas, pómez y cenizas de 0.04-0.08 M.A (Arellano *et al.*, 2000). Actualmente se cuentan con siete unidades generadoras en la planta generadora de Los Humeros, cada una de las cuales produce 5 MW.

Capítulo 3. Análisis Geoquímico e Isotópico

Con el fin de determinar las características del sistema geotérmico del Manantial Chignahuapan, se llevó a cabo un análisis geoquímico tanto de los manantiales termales de la zona de Chignahuapan como de las aguas meteóricas locales. En este estudio se analizaron las concentraciones de aniones, cationes y sílice con el fin de clasificar los tipos de aguas a los que pertenecen las muestras y determinar su origen.

3.1 Geoquímica de los Manantiales Termales

La información geoquímica de los manantiales termales de la zona de Chignahuapan se tomó de dos fuentes distintas (Quinto A. *et al.* 1995 y López A., 2009), en las cuales se realizaron muestreos y análisis para distintos manantiales ubicados en el área. Para fines de este estudio, únicamente se tomaron en cuenta los resultados de los manantiales que aparecen en ambas fuentes consultadas, los cuales son: Chignahuapan, Quetzalapa, Jicolapa, La Alcaparrosa y Los Azufres (Fig. 3.1). Así mismo, para el Manantial Chignahuapan se realizó un nuevo análisis de aguas en este estudio y se obtuvieron resultados adicionales proporcionados por el hotel Baños Termales de Chignahuapan. Los resultados geoquímicos se presentan en la tabla 3.1. El error se obtuvo por medio del balance de aniones y cationes representado por la siguiente ecuación (Martínez Alfaro *et al.*, 2006):

$$E (\%) = \frac{\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones}}{\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones}} \times 100$$

Se observa que no se obtuvo resultado para algunas muestras debido a que no se realizó el análisis de algún componente. En la mayoría de las muestras los errores obtenidos superan el valor aceptable de 5%, sin embargo, de acuerdo con Martínez Alfaro *et al.* (2006), ocasionalmente se obtienen errores grandes debido a la presencia de elementos minoritarios con concentraciones importantes que no han sido determinadas. A pesar de haber obtenido errores altos o no haberlos obtenido en absoluto, la muestra de

Chignahuapan B. presenta un valor aceptable y su quimismo es muy similar a las demás muestras de este manantial por lo que se tomaron como muestras confiables.

3.1.1 Hidrogeoquímica

Con el fin de realizar la evaluación hidrogeoquímica de los manantiales termales, se graficaron los valores de concentraciones de los componentes en los diagramas de Piper (Fig. 3.2) y Stiff (Fig. 3.3). Estos diagramas se utilizan ampliamente en hidrogeología pues son herramientas útiles para clasificar los tipos de aguas y realizar comparaciones entre varias muestras. Al contrastar los resultados de un mismo manantial se observa que las muestras reportadas por Quinto A. *et al.* (1995) presentan menor concentración y temperatura, mientras que las muestras reportadas en este estudio, López A. (2009) y Hotel Baños Termales exhiben mayores concentraciones y temperatura. Estos resultados indican estacionalidad en el quimismo y termalismo de las muestras, el cual será analizado en el capítulo 5 Resultados y Discusión.

Al analizar los resultados obtenidos en estos diagramas, se observa que las muestras se agrupan en dos tipos: el bicarbonatado cálcico (tipo I), y el sulfatado cálcico (tipo II).

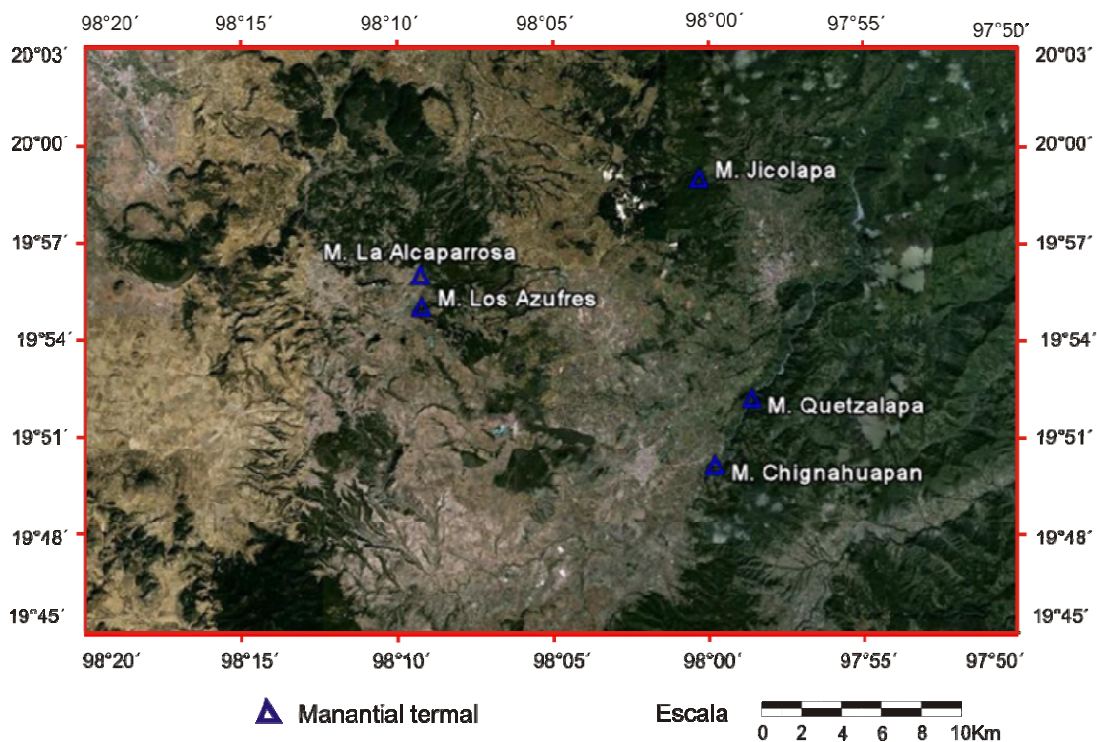


Fig. 3.1. Localización de los manantiales termales de la a de Chignahuapan. Tomado de imagen satelital de Google Earth (2010)

Tabla 3.1 Composición química de las aguas de los manantiales del área de estudio. (Los componentes se encuentran en mg/L)

MANANTIAL	Fecha de Muestreo	Temp °C	pH	SiO ₂	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	Li ⁺	B ⁺	Error %	Rep. Por
Chignahuapan	03/04/2009	50	6.37	X	400	18.2	121.7	0.1	72.59	11.52	177.2	12	X	X	12.60	A
Chignahuapan	?	50	X	11.2	791	25.6	117.8	0.08	107.3	12.24	191.9	27	X	X	0.85	B
Chignahuapan	02/07/1986	49	7.3	85	831	39	118	X	95.4	14.4	173.2	31	0.37	3.2	X	L.
Chignahuapan	08/11/1993	44	6.4	30	323	27	5.9	0.3	73	11.6	56	22	0.32	2	14.71	Q.
Quetzalapa	18/06/1986	30	6.9	53.6	1479	ND	23.5	X	157.1	10.5	193.2	48	0.14	0.74	X	L.
Quetzalapa	09/11/1993	30.8	6.3	85	500	ND	7.5	15	139	16	14	3.5	0.14	2	7.40	Q.
La Alcaparrosa	24/06/1986	15	2.4	63.8	ND	1271	13.7	X	13.7	9.5	36.4	9.2	0.10	12.6	X	L.
La Alcaparrosa	12/11/1993	X	2.4	57	ND	215	9.3	ND	26	3.7	54	1.7	0.2	4.8	7.39	Q.
Jicolapa	03/07/1986	32	6.9	ND	924	ND	17.6	X	31.4	15.9	229.8	17	0.1	1.2	X	L.
Jicolapa	09/11/1993	29.2	6.1	106	303	12.6	ND	7.6	3.4	10.5	67	1.1	0.1	0.7	15.95	Q.
Los Azufres 1	25/06/1986	25	6.4	31.3	ND	297	37.2	X	123.8	28.4	99.8	30	0.1	167	X	L.
Los Azufres 2	25/06/1986	25	6.8	36.8	47.5	211	19.6	X	17.7	30.1	64.4	16	0.1	36.6	X	L.
Los Azufres	12/11/1993	X	5.7	51	10.4	40	6.1	4.2	53	21	40	1.2	ND	35	59.91	Q.

Rep. Por: Reportado por:

A= Este estudio

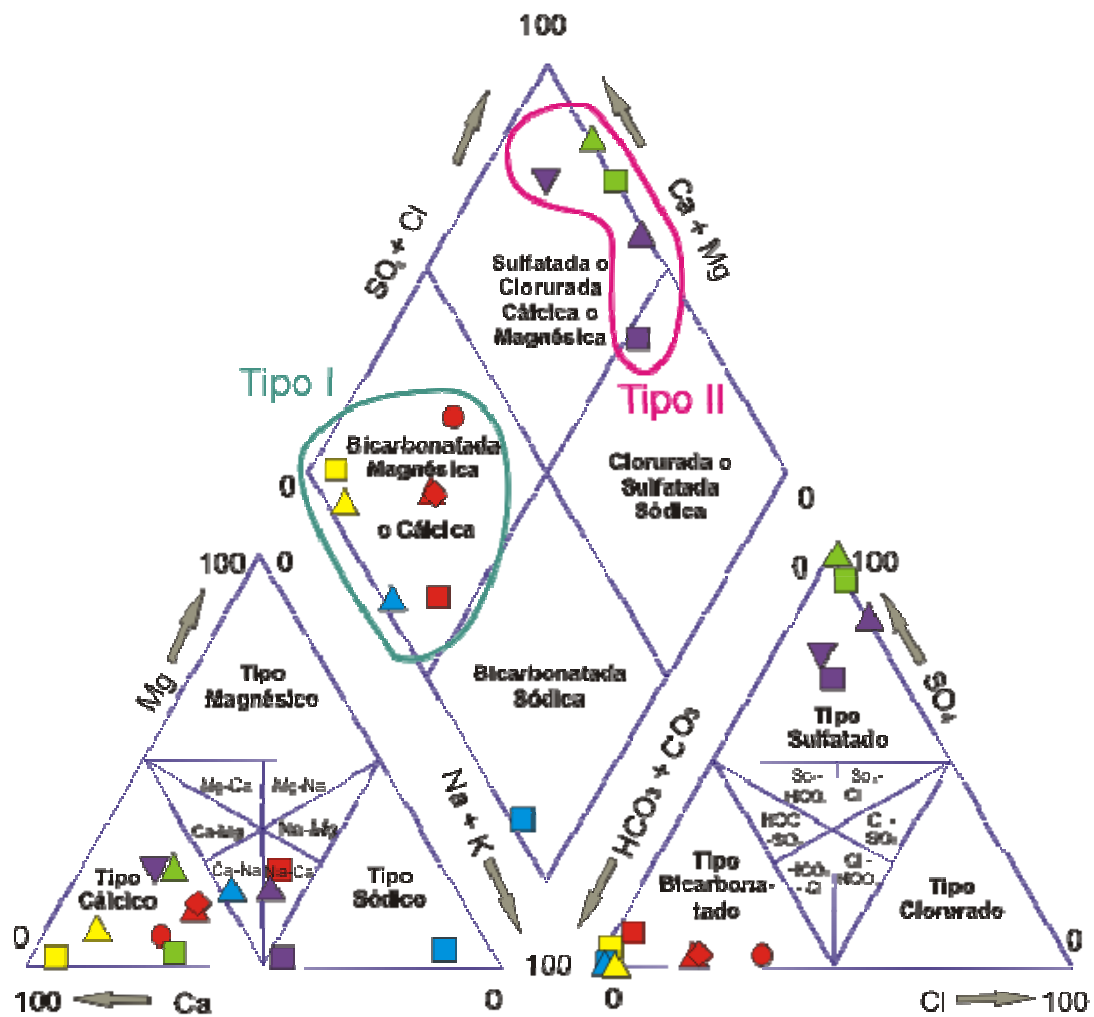
B= Hotel Baños Termales de Chignahuapan

Q= Quinto A. *et al* 1995

L= López A. 2009

ND= no detectado

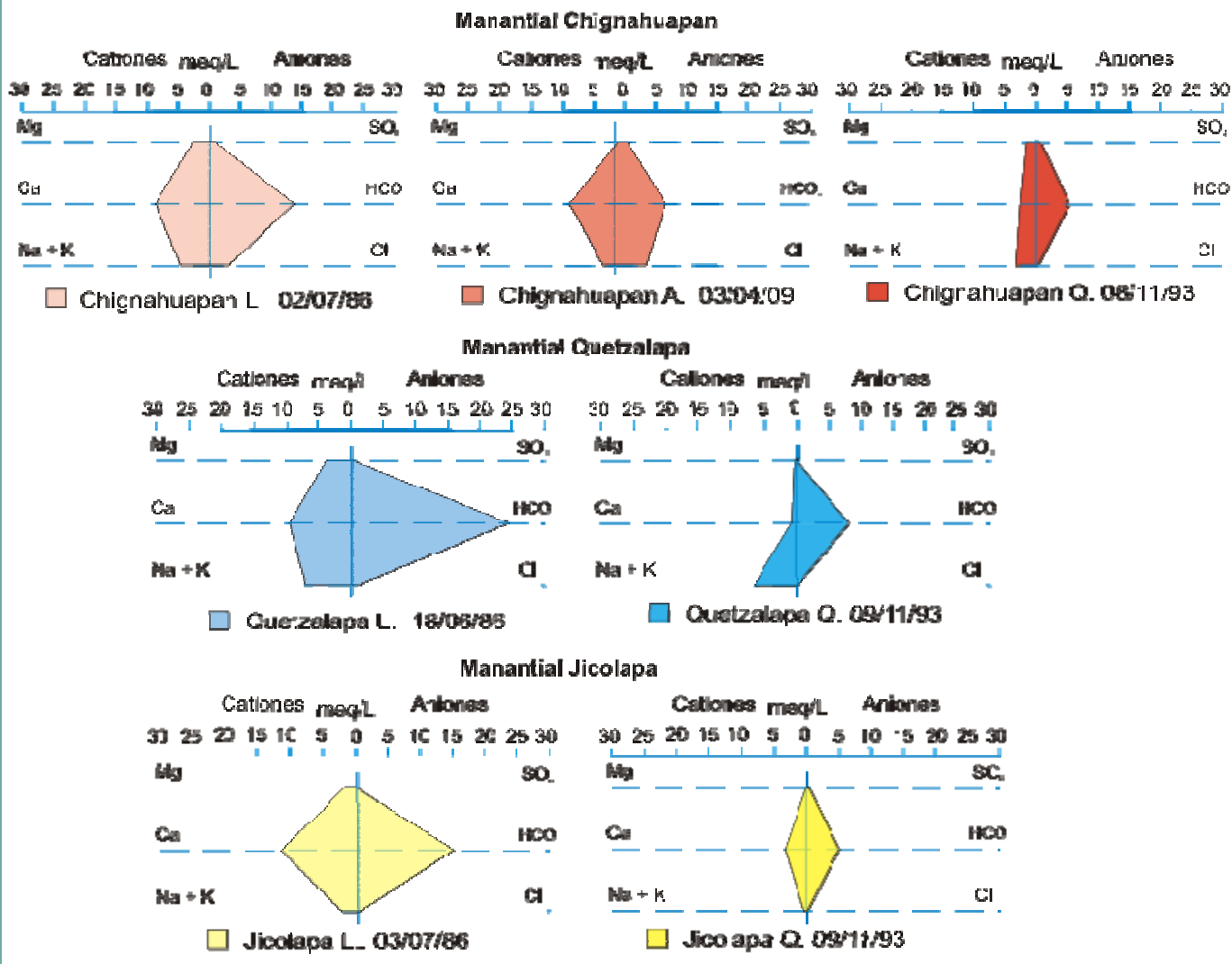
X= no se realizó



Tipo I		Tipo II	
● Chignahuapan A.	◆ Chignahuapan B.	▲ La Alcaparrosa L.	■ La Alcaparrosa Q.
▲ Chignahuapan L.	■ Chignahuapan Q.	▲ Los Azufres 1 L.	■ Los Azufres Q.
▲ Quetzalapa L.	■ Quetzalapa Q.	▼ Los Azufres 2 L.	
▲ Jicolapa L.	■ Jicolapa Q.		

Fig. 3.2 Diagrama de Piper de los manantiales de la zona de Chignahuapan.

Tipo I Bicarbonatada Cálcida



Tipo II Sulfatada Cálcida

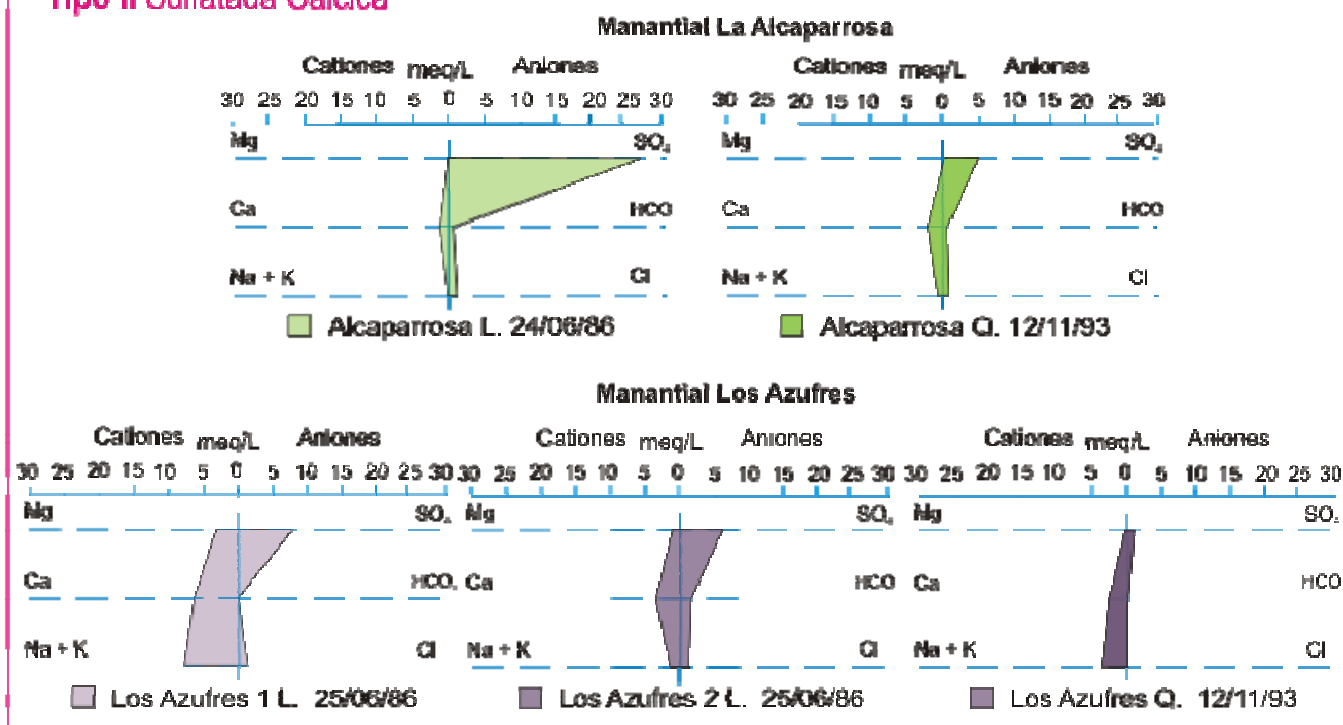


Fig. 3.3 Diagramas de Stiff de los manantiales de la zona de Chignahuapan

Tipo I Bicarbonatado Cálcido. Los manantiales que pertenecen a este tipo son: Chignahuapan, Jicolapa y Quetzalapa. Sus aguas son ricas en bicarbonato de calcio, con escaso contenido de magnesio y sodio-potasio y pobres en sulfatos. Se observa que los manantiales Chignahuapan y Quetzalapa contienen mayor contenido de magnesio y sodio-potasio que Jicolapa, el cual se encuentra empobrecido en todos los compuestos exceptuando bicarbonato y calcio.

Se observa que la química de los manantiales presenta variaciones estacionales, las cuales afectan principalmente el contenido de bicarbonato, y calcio. Este fenómeno afecta en mayor medida la composición del Manantial Quetzalapa, el cual en la muestra Quetzalapa Q. cambia su composición de bicarbonatada cálcica a bicarbonatada sódica debido a su empobrecimiento en calcio (Fig. 3.2).

La composición bicarbonatada cálcica de estos manantiales se encuentra asociada a flujo a través de rocas calcáreas y a un sistema de aguas subterráneas someras y jóvenes con

recarga constante y corto tiempo de flujo a través de la roca almacenadora (López A., 2009).

El Manantial Chignahuapan es el único que presenta concentraciones considerables de cloruros, en especial en las muestras Chignahuapan A., B. y L. La presencia de este componente sugiere el aporte de fluidos magmáticos a las aguas termales, puesto que los cloruros son unos de los más importantes indicadores en cuanto al origen de los fluidos geotérmicos y a los procesos subterráneos se refieren, debido a que son conservativos y reaccionan de forma mínima con la roca almacenadora (Nicholson, 1993). Mientras que las salmueras geotérmicas son ricas en cloruros, los manantiales Quetzalapa y Jicolapa contienen escasas concentraciones de este anión, por lo cual se asocian con flujo somero y sin aporte de agua de origen magmático. De igual modo, la cantidad anómala de boro presente en la muestra Chignahuapan L. indica la presencia de fluidos geotérmicos.

Tipo II Sulfatado Cálcico. Los manantiales que corresponden a este grupo son La Alcaparrosa y Los Azufres. Estos manantiales se caracterizan por presentar altas concentraciones de sulfatos y escaso bicarbonato. Al igual que las aguas bicarbonatadas cálcicas, estas también presentan variaciones estacionales notorias principalmente en el Manantial Los Azufres, donde la muestra Los Azufres Q. exhibe un enriquecimiento relativo en sodio y menor concentración de sulfatos. Se observa que Los Azufres presenta una mineralización mucho mayor que La Alcaparrosa, pues sus contenidos de sodio-potasio, cloruro, calcio y magnesio sobrepasan a los del primero. Por otro lado, la concentración de sulfatos de La Alcaparrosa es mucho mayor que Los Azufres.

La presencia de sulfatos en estas aguas, así como el escaso contenido de bicarbonato y calcio reflejan un flujo a través de rocas ígneas y poco o nulo flujo a través de rocas carbonatadas. El alto contenido de sulfatos en estos manantiales es producto de la interacción de las aguas subterráneas con H₂S geotérmico, el cual proviene de una fuente de calor a profundidad y se percola hacia los acuíferos colgados de la zona (A. López, 2009 y Tello H.E., 1986)

Los tres manantiales de tipo bicarbonatado cálcico se encuentran a las afueras de la Caldera de Acoculco; Chignahuapan y Quetzalapa se localizan al oriente del Río Tenexapa. Por otro lado los manantiales de tipo sulfatado cálcico se localizan dentro del borde de la caldera (Fig. 3.4). Su ubicación geográfica, así como las diferencias geoquímicas entre estos dos grupos sugieren que los manantiales La Alcaparrosa y Los Azufres se encuentran relacionados al sistema geotérmico de la Caldera de Acoculco, mientras que los manantiales Chignahuapan, Quetzalapa y Jicolapa forman parte de otro u otros sistemas diferentes.

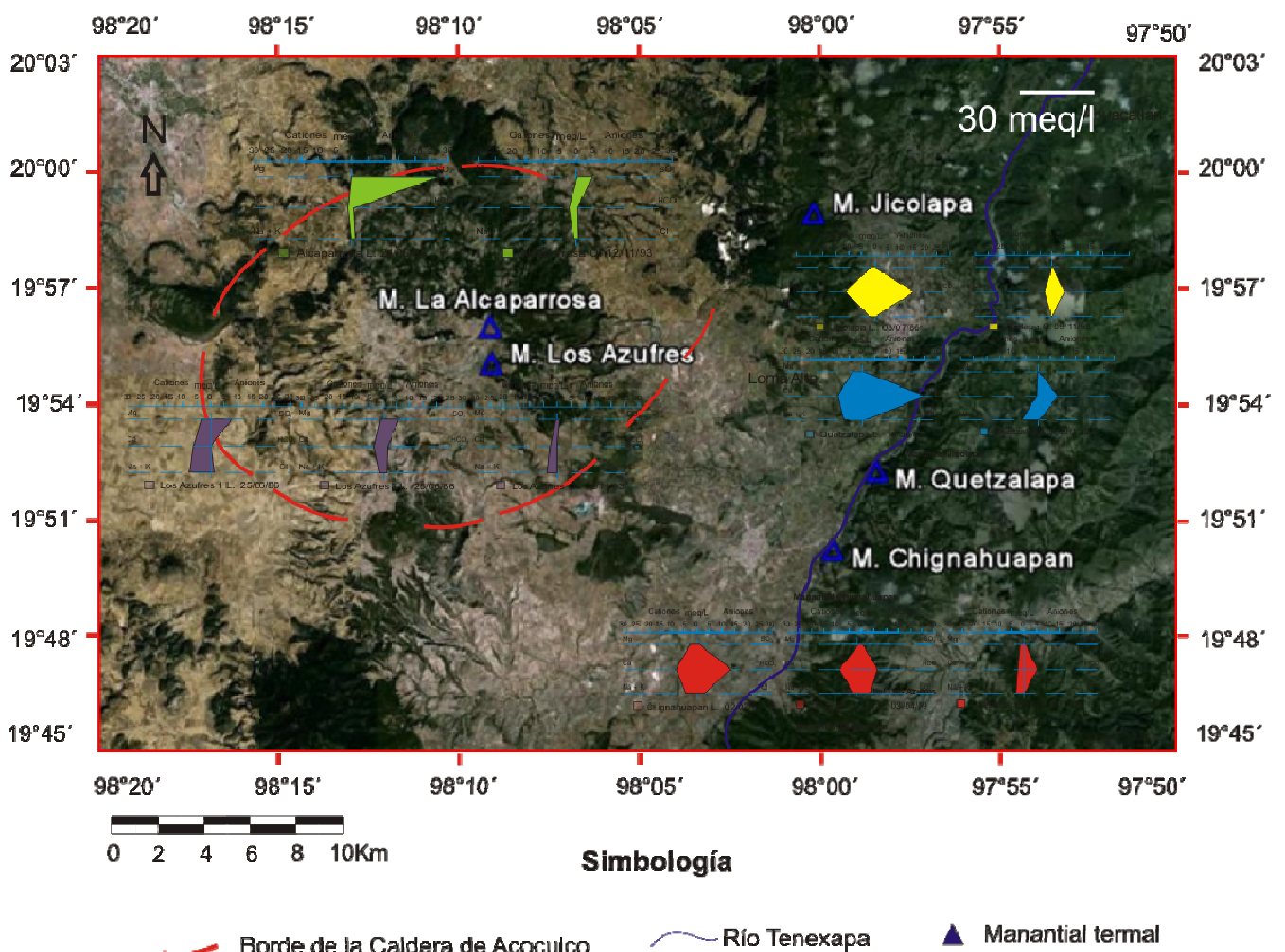


Fig. 3.4 Diagramas de Stiff relacionados con la localización de los manantiales termales. Tomado de imagen satelital de Google Earth (2010)

Existen algunos componentes que aparecen en mayores concentraciones en fluidos geotérmicos, tales como boro, litio y cloruros. Algunas relaciones entre estos elementos se pueden utilizar como herramientas de gran ayuda en la realización de exploraciones geotérmicas pues son indicadores del origen del reservorio y de algunos procesos ocurridos en el subsuelo como tiempo de flujo y distancia relativa de la fuente.

El boro se presenta generalmente en zonas donde la roca almacenadora es de origen andesítico con concentraciones normales en un rango de 10-50 mg/kg. La relación Cl/B se utiliza para determinar un reservorio común entre distintos manantiales (Nicholson, 1993). En la tabla 3.2 se observa que los manantiales agrupados como tipo I, es decir, Chignahuapan, Quetzalapa y Jicolapa presentan una proporción relativamente alta de Cl/B comparada con los manantiales Alcaparrosa y Los Azufres. Este resultado sugiere que los primeros pertenecen a otro sistema geotérmico con un reservorio distinto al de la Caldera de Acozulco. Por otro lado, se aprecia que La Alcaparrosa y Los Azufres tienen unas proporciones muy similares, por lo que provienen de la misma fuente geotérmica.

El litio es un elemento perteneciente al grupo conocido como “alkalis raros” junto con el rubidio y cesio y se presenta al igual que el boro en zonas donde la roca almacenadora tiene una composición riolítica o andesítica con concentraciones regulares menores a los 20 mg/kg. La relación B/Li es indicadora de flujo lateral: al aumentar la relación aumenta la distancia de flujo (Nicholson, 1993). En la tabla 3.2 se observan las diferencias entre las relaciones obtenidas para los manantiales del tipo I y del tipo II. Claramente los manantiales La Alcaparrosa y Los Azufres conservan una proporción mucho más alta que los demás manantiales. Debido a que estos dos se encuentran en el centro de la Caldera y los demás se localizan fuera de esta, se esperaría que la relación se incrementara a medida que los manantiales se encuentran más alejados de la caldera. Este resultado evidencia que los manantiales Chignahuapan, Quetzalapa y Jicolapa no se encuentran relacionados con el sistema geotérmico de la Caldera de Acozulco.

Tabla 3.2 Resultados de las relaciones B/Li y Cl/B para los manantiales de la zona de Chignahuapan

MANANTIAL	B/Li	Cl/B	Reportado Por
Chignahuapan	8.60	36.88	L.
Quetzalapa	5.29	31.76	L.
Jicolapa	12.00	14.67	L.
La Alcaparrosa	126.00	1.09	L.
Los Azufres1	1670.00	0.22	L.
Los Azufres2	366.00	0.54	L.

L: López A. 2009

3.1.2 Análisis Geotermométrico

Los geotermómetros son herramientas que permiten la estimación de la temperatura de los reservorios geotérmicos basándose en los equilibrios que se dan en las reacciones de minerales-fluidos, las cuales se encuentran en función de la temperatura. Los geotermómetros cuantitativos proveen información sobre temperaturas mínimas del fluido padre y se requieren análisis químicos de manantiales termales o pozos. Los más utilizados son: geotermómetro de sílice, Na/K y Na-K-Ca (Nicholson, 1993).

Para la utilización de geotermómetros se requiere que se cumplan las siguientes suposiciones básicas (Fournier, 1977):

1. Las reacciones agua-roca en función de la temperatura fijan la cantidad o cantidades de elementos indicadores disueltos en el agua.
2. Existe un suministro adecuado de todos los reactivos.
3. La reacción alcanza el equilibrio en el reservorio.
4. No ocurre un reequilibrio de los constituyentes del indicador después de que el agua sale del acuífero donde se realizó la última interacción agua-roca.

5. No ocurre mezcla de aguas diferentes ni dilución durante el movimiento hacia la superficie o es posible la evaluación de los resultados de la mezcla.

En la Fig. 3.5 se presenta el diagrama de equilibrio relativo del agua con respecto al Mg, K y Na. En él se observa que las aguas de los manantiales del área de Chignahuapan son inmaduras, es decir, no alcanzaron total equilibrio con la roca antes de fluir a la superficie. Debido a esta condición, el uso de los geotermómetros se debe utilizar cuidadosamente, pues los valores de temperatura del reservorio para distintos métodos geotermométricos variarán de manera considerable. Para realizar un análisis de las temperaturas de los fluidos padres en este estudio, se tomó en cuenta únicamente el resultado del geotermómetro de sílice, pues es el que proporcionaba los resultados más congruentes debido a que el rápido flujo de aguas subterráneas a través de rocas carbonatadas no permite el equilibrio de los minerales de Ca y Na con el fluido (Fournier, 1977):

Geotermómetro de Sílice

El Geotermómetro de Sílice realizado por Fournier y Rowe (1966) se basa en la solubilidad del cuarzo y se utiliza para determinar la temperatura de aguas subterráneas que descargan en manantiales de agua termal. El contenido de sílice en el agua de un manantial se correlaciona con la última temperatura a la cual se encontraron en equilibrio el agua y el sílice.

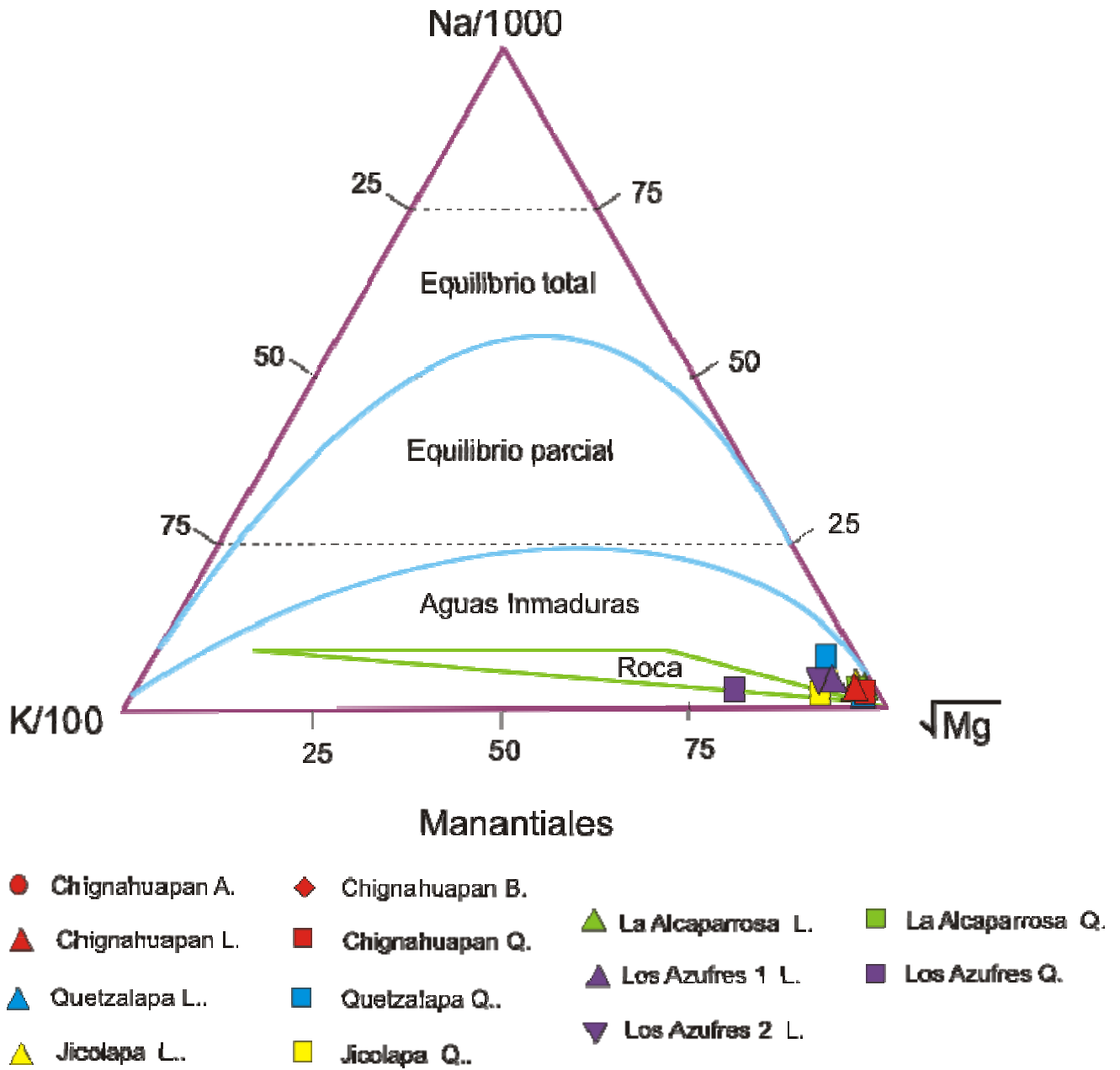


Fig. 3.5 Diagrama de equilibrio relativo del agua. Giggenbach(1988)

Las ecuaciones por medio de las cuales se relaciona la solubilidad en mg/l con la temperatura en un rango de 0 a 250°C para varios minerales formados de sílice se observan en la Fig. 3.6 (Fournier, 1977):

Sílice Amorfo	$t^{\circ}\text{C} = \frac{731}{4.52 - \log C} - 273.15$
β Cristobalita	$t^{\circ}\text{C} = \frac{781}{4.52 - \log C} - 273.15$
α Cristobalita	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1000}{4.78 - \log C} - 273.15$
Calcedonia	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1032}{4.69 - \log C} - 273.15$
Cuarzo (sin pérdida de vapor)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log C} - 273.15$
Cuarzo (con pérdida de vapor)	$t^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log C} - 273.15$

Fig. 3.6 Ecuaciones geotermométricas utilizadas para los polimorfos del sílice.

Si el agua se enfrió durante el ascenso a la superficie por medio de ebullición, se infiere que ocurrió pérdida de vapor, mientras que si el enfriamiento ocurrió por conducción (enfriamiento conductivo) se deduce que la pérdida de vapor fue nula.

Para realizar el análisis se utilizó la ecuación del cuarzo sin pérdida de vapor, debido a que las aguas termales presentes en los manantiales de estudio son de baja temperatura, por lo cual se infiere que no existió enfriamiento por ebullición. Los resultados se observan en la tabla 3.3

De acuerdo a los resultados obtenidos (y suponiendo que todos los manantiales provienen de la misma fuente, lo cual es poco probable debido a los resultados obtenidos en la sección de geoquímica) la máxima temperatura obtenida para el reservorio geotérmico es de 140.47°C y la mínima de 42°C.

Tabla 3.3 Resultados de temperatura obtenidos por medio del geotermómetro de sílice.

MANANTIAL	SiO ₂ mg/kg	Temperatura °C	REPORTADO POR
Chignahuapan	X	X	A
Chignahuapan	11.2	42.97	B
Chignahuapan	85	128.31	L.
Chignahuapan	30	79.41	Q.
Quetzalapa	53.6	105.08	L.
Quetzalapa	85	128.31	Q.
La Alcaparrosa	63.8	113.54	L.
La Alcaparrosa	57	108.02	Q.
Jicolapa	ND	X	L.
Jicolapa	106	140.48	Q.
Los Azufres 1	31.3	81.16	L.
Los Azufres 2	36.8	88.04	L.
Los Azufres	51	102.74	Q.

A= Este estudio

ND= no detectado

B= Hotel Baños Termales de Chignahuapan

X= no se realizó

L= López A. , 2009

Q= Quinto A. *et al.*, 1995

En el manantial Chignahuapan se observa una gran variación de las temperaturas obtenidas, pues se observa para la muestra Chignahuapan L. una temperatura de 128° y para Chignahuapan Q. 79.4°C. Esto sugiere que pudo haber ocurrido algún proceso posterior al equilibrio roca-acuífero, tal como dilución de las aguas termales con aguas someras antes de que alcanzaran la superficie. En los demás manantiales se observan igualmente variaciones, aunque no tan dramáticas como en el antes mencionado.

3.1.3 Análisis Isotópico

Para el estudio de aguas de origen geotérmico se utilizan isótopos estables e inestables. Los primeros no decaen de forma natural y son utilizados para distinguir procesos o el origen de aguas y gases. Los más comunes utilizados en investigaciones geotérmicas son: isótopos de hidrógeno (^1H , ^2H o D-Deuterio y ^3H o Tritio), carbono (^{12}C , ^{13}C), oxígeno (^{16}O , ^{18}O) y azufre (^{32}S , ^{34}S). Los segundos decaen naturalmente debido a que su núcleo atómico es inestable y emiten energía al cambiar a una forma más estable, llamada isótopo radiogénico. Algunos de los isótopos inestables utilizados en investigaciones geotérmicas son ^3H o T-tritio, ^{131}I , ^{222}Rn y se emplean principalmente para realizar dataciones o como trazadores (Nicholson, 1993). En el análisis realizado en este trabajo de investigación se utilizaron datos de isótopos de D y ^{18}O .

Origen de las aguas geotérmicas

Se ha sugerido que el agua que forma los reservorios geotérmicos puede proceder de agua superficial o meteórica que ha descendido varios kilómetros de profundidad a través de fracturas y horizontes permeables, plegados y/o karstificados, de agua de formación o connata, la cual fue enterrada al mismo tiempo que los sedimentos quedando atrapada en los poros de la roca o de aguas de origen metamórfico o magmático. Por medio de análisis isotópicos, Craig (1963) demostró que el agua geotérmica tiene un origen meteórico y no magmático, como se pensaba anteriormente. Asimismo, observó que el contenido de δD en aguas geotérmicas es similar al del agua meteórica local, mientras que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ del agua geotérmica es más positivo que el del agua meteórica. Esta peculiar firma isotópica revela que cualquier contribución magmática es pequeña, del orden de 5 a 10%, pues de otro modo los valores de δD y de agua meteórica no serían similares. Por lo tanto, la mayor parte del fluido geotérmico es de origen meteórico (Nicholson, 1993). Por otro lado Ellis y Mahon (1964, 1967) demostraron que los solutos que se encuentran en fluidos geotérmicos se derivan de reacciones entre el agua meteórica y la roca almacenadora, aunque pueden existir contribuciones de solutos provenientes de aguas connatas, magmáticas o marinas.

Línea de agua meteórica

Los isótopos ^{18}O y D son más pesados que el isótopo ^{16}O y el H respectivamente, por lo que a bajas temperaturas los primeros se fraccionan en la fase condensada mientras los segundos se fraccionan en la fase gaseosa (vapor de agua) de la atmósfera. Esto conlleva a que la atmósfera se empobrezca en isótopos pesados a medida que ocurre precipitación, movimiento progresivo a los polos, a mayores altitudes y tierra adentro y lejos del océano. Los valores de ^{18}O de las aguas meteóricas en cualquier localidad dependen de la latitud, altitud y la distancia del océano. Puesto que esta variación es sistemática, Craig (1961) demostró que a escala global la firma isotópica de hidrógeno-oxígeno para aguas meteóricas se podía definir mediante la siguiente ecuación:

$$\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

La recta definida mediante esta ecuación se denomina línea global de agua meteórica, y se observa en la Fig. 3.7.

Los datos isotópicos de los manantiales de la Caldera de Acozulco fueron reportados por A. López (2009) en un diagrama donde grafica los resultados de los manantiales Chignahuapan, Quetzalapa, Alcaparrosa, Jicolapa, El Rincón y Los Azufres. No reporta la fecha de muestreo, pero se infiere que es en junio-julio de 1986, al igual que las muestras de análisis hidrogeoquímico. En la Fig. 3.7 se presentan los resultados de los manantiales analizados en este estudio, además de las firmas isotópicas de algunos campos geotérmicos más importantes del mundo, como Larderello y Yellowstone Park.

Se observa que de los manantiales estudiados, el único que se aleja considerablemente de la línea de aguas meteóricas presentando un enriquecimiento isotópico de ^{18}O es el de Los Azufres. Este resultado podría sugerir que el manantial tiene una componente magmática en sus aguas, sin embargo, A. López (2009) lo interpreta como consecuencia de evaporación en la superficie, fenómeno que ocurre comúnmente en pozas someras de este tipo.

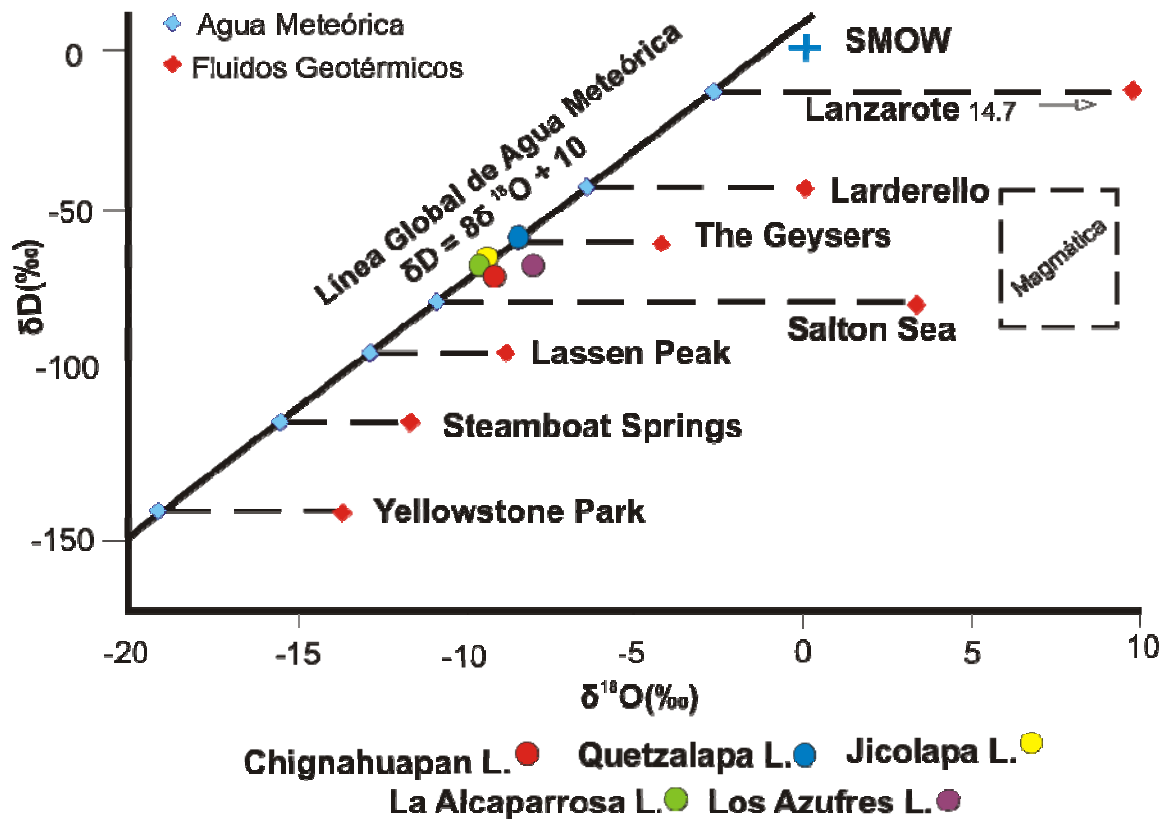


Fig. 3.7 Diagrama de línea global de agua meteórica. SMOW= Standard Mean Ocean Water. (Modificado de Nicholson, 1993).

El manantial Chignahuapan presenta un escaso enriquecimiento isotópico de oxígeno, el cual puede sugerir la influencia de una pequeña cantidad de fluidos magmáticos en las aguas termales. El resto de los manantiales se encuentran sobre la línea de aguas meteóricas, lo que significa que son aguas someras y jóvenes, y que no tienen relación alguna con fluidos magmáticos. Este resultado, aunado a las bajas concentraciones de cloruros, sugiere que las aguas de estos manantiales son calentadas debido al proceso de calentamiento conductivo, donde las aguas meteóricas se calientan al pasar por rocas con alta temperatura y donde existe poco o nulo aporte de fluidos magmáticos.

3.2 Geoquímica de las Aguas Meteóricas.

En este apartado se tratará la geoquímica de las aguas meteóricas locales, considerándose al Río Tenexapa y a las aguas subterráneas someras como las fuentes más representativas. El día 3 de abril de 2009 se tomaron muestras de agua del Manantial Chignahuapan, el Río Tenexapa y un pozo somero en la localidad de Michac, a los cuales se les realizaron análisis de aniones y cationes en la empresa MercuryLab S.A. de C.V.

En la tabla 3.3 se observan los resultados geoquímicos de las muestras tanto del manantial como de las aguas del pozo y del río.

Tabla 3.4 Composición química de las aguas meteóricas locales y del Manantial Chignahuapan. (Los componentes se encuentran en mg/L)

Fuente	Fecha	Coordenadas		Temp	pH	TSD	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ⁺	Mg ⁺	Rep. Por
		W	N	°C											
Río Tenexapa	03/04/2009	98.001	19.830	23.1	8.82	86	0.2	ND	11.52	ND	7.58	3.54	8.19	0.88	A.
Pozo Mixac	03/04/2009	98.050	19.854	20	7.14	148	10	17.45	12.44	0.87	9.56	4.4	7.26	1.43	A.
M Chignahuapan	03/04/2009	97.994	19.837	50	6.37	1454	400	18.2	121.7	ND	72.59	11.5	177.2	12.16	A.
M Chignahuapan	?	97.994	19.837	50	X	X	790.5	25.64	117.8	0.08	107.3	12.2	191.9	27.24	B.
M Chignahuapan	02/07/1986	97.994	19.837	49	7.3	X	831	39	118	X	95.4	14.4	173.2	30.5	L.
M Chignahuapan	08/11/1993	97.994	19.837	44	6.4	X	323	27	5.9	0.3	73	11.6	56	22	Q.

Rep. Por: Reportado por:

A= Este estudio

ND= no detectado

B= Hotel Baños Termales de Chignahuapan

X= no se realizó

L= López A., 2009

TSD= Total de sólidos disueltos

Q= Quinto A. *et al.*, 1995

En la Fig. 3.8 se observa la localización de los sitios donde se tomaron las muestras de agua. Las aguas de la laguna de Chignahuapan no fueron muestreadas debido a que probablemente sean de la misma composición que las aguas del Pozo Michac y puedan tener contaminantes antropogénicos que modificarían la química del agua, por lo cual no aportarían información relevante a este estudio.

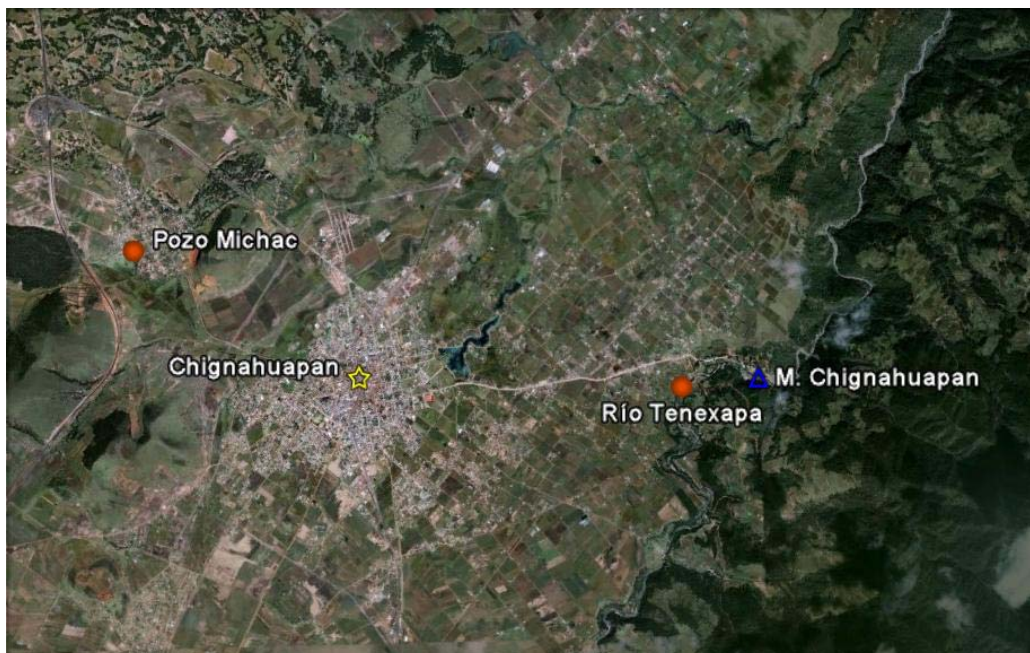


Fig. 3.8 Localización de las muestras de agua meteórica y el Manantial Chignahuapan. Tomado de imagen satelital de Google Earth (2010)

Río Tenexapa

El Río Tenexapa marca el contacto entre las rocas calcáreas de edad mesozoica y las rocas ígneas cenozoicas de la región. Es muy probable que el cauce del río se encuentre sobre una falla normal, lo que provoca que este tenga una orientación y flujo con dirección SW-NE, que es la orientación preferencial de fallas y fracturas regionales. En las márgenes del río se observa una gran karsticidad, así como zonas con metamorfismo incipiente. En la Fig. 3.9 se aprecia una fotografía del Río Tenexapa.

Pozo Michac

La localidad de Michac se encuentra a 2.5 Km al NW de Chignahuapan y a 6.4 Km al NW del Manantial Chignahuapan. De varios pozos visitados con el fin de obtener una muestra de aguas subterráneas, este pozo fue el único con posibilidad de hacerlo, pues existe un pozo somero perforado por la S.S.A. donde el agua bombeada del pozo es conducida a una estructura parecida a un abrevadero, como se observa en la Fig. 3.10



Fig 3.9 Fotografía del Río Tenexapa



Fig. 3.10 Contenedor para el abastecimiento de agua potable en Michac.

3.2.1 Hidrogeoquímica

Por medio de un análisis hidrogeoquímico utilizando el método de Piper (Fig. 3.11), se puede observar que el agua del Río Tenexapa pertenece al tipo clorurado cálcico, mientras que las aguas subterráneas muestreadas en el pozo Michac son del tipo sulfatado-clorurado sódico. Se aprecia que el Río tiene una escasa cantidad de TSD (86ppm) (total de sólidos disueltos), mientras que el Manantial Chignahuapan presenta una gran cantidad (1454 ppm). Así mismo, la muestra que presenta un menor pH es el Manantial Chignahuapan con un valor de 6.37, mientras que el Río Tenexapa tiene un pH básico de 8.82. El Manantial Chignahuapan, como ya se había mencionado anteriormente, pertenece a la familia bicarbonatada cálcica. Llama la atención que las aguas del Manantial Chignahuapan tiendan a dirigirse hacia el tipo bicarbonatado sódico a medida que existe más precipitación y menos concentración de cloruros. Este análisis sugiere que las aguas del Manantial Chignahuapan no tienen relación con las aguas del Río Tenexapa, puesto que si hubiera mezcla de aguas de estas dos fuentes, la química de ambos sería más parecida. Si el fenómeno del enfriamiento del Manantial Chignahuapan se explicase debido a infiltraciones de agua fría del Río Tenexapa a las aguas termales durante los meses de septiembre, octubre y noviembre, se observaría que la química de las aguas del manantial se asemeja cada vez más a la del Río Tenexapa a medida que se intensifican las lluvias y por lo tanto las infiltraciones. Por el contrario, la química del Manantial difiere cada vez más de la del Río Tenexapa, lo cual indica que no existe relación entre ellos. La relación entre las aguas subterráneas someras y las del Manantial Chignahuapan es más difícil de determinar, pues si bien es cierto que las aguas termales de los manantiales de esta zona provienen de aguas someras y jóvenes, estas pueden presentar cambios en su química al fluir a través de rocas ígneas y calcáreas durante largo tiempo e interactuar con pequeñas cantidades de agua de origen magmático, lo cual aumentaría la concentración mineral del agua.

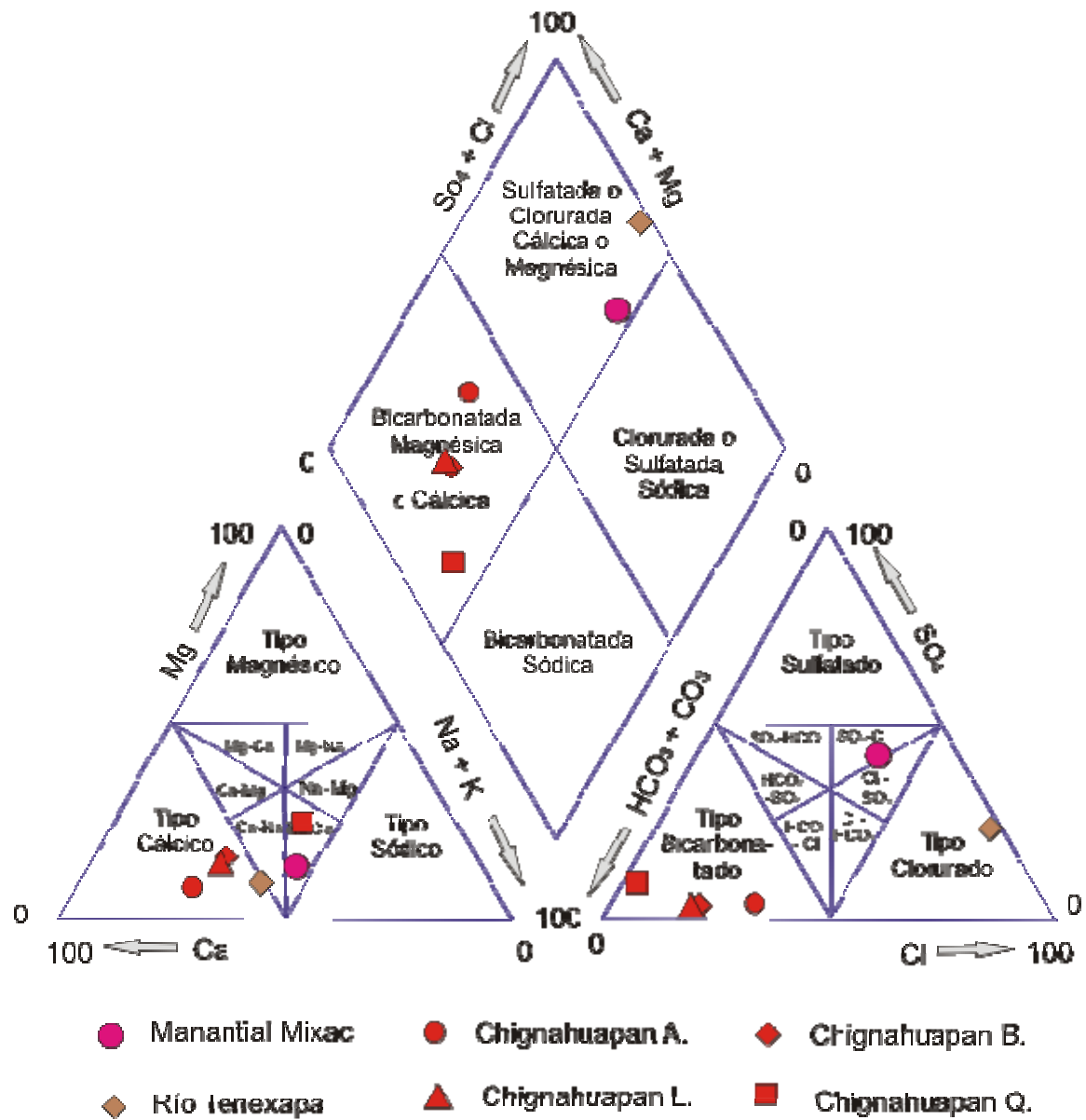


Fig. 3.11 Diagrama de Piper de las aguas meteóricas y el Manantial Chignahuapan

Capítulo 4. Analisis Hidrometeorológico

El análisis de datos hidrometeorológicos es una herramienta útil para el estudio de la evolución del clima pasado y presente y para determinar algunas de las características predominantes del clima regional y sus tendencias a futuro. En este apartado se analizará el comportamiento de datos de precipitación y temperatura de las tres estaciones meteorológicas más cercanas al Manantial Chignahuapan: Estación Loma Alta, Chignahuapan y Aquixtla (Fig. 4.1). Con el fin de determinar las relaciones existentes entre la precipitación local y la temperatura del manantial se utilizaron análisis de series de tiempo, las cuales son herramientas estadísticas que permiten estudiar eventos ocurridos en un intervalo de tiempo con registros colectados de manera secuencial.

La geoquímica y temperatura de las aguas del Manantial Chignahuapan se encuentran influenciadas directamente por la precipitación, por lo cual es de gran importancia realizar un análisis hidrometeorológico de la zona y comprender las relaciones que existen entre ambos.

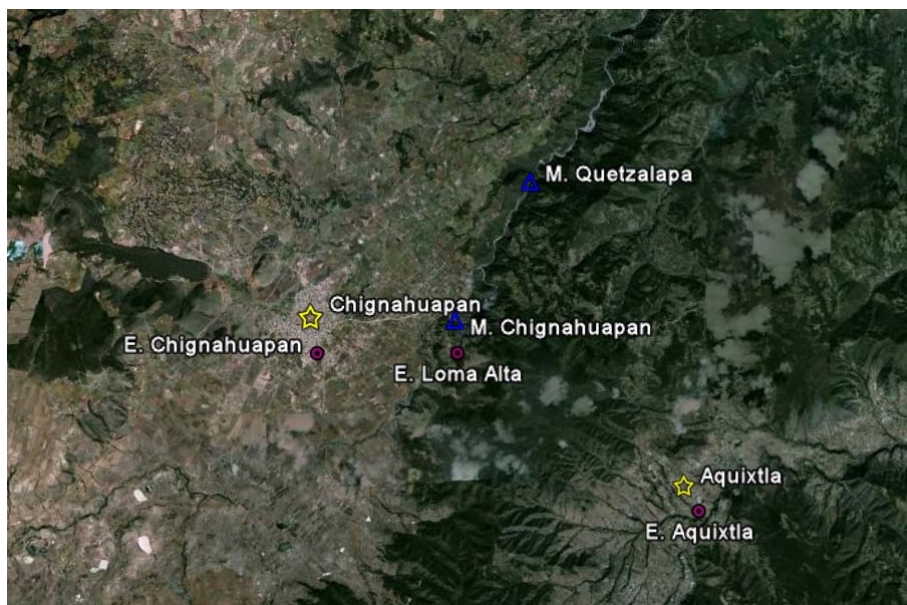


Fig. 4.1 Localización de las estaciones meteorológicas cercanas al Manantial Chignahuapan. Imagen satelital tomada de Google Earth (2010)

4.1 Descripción Climática General

En la zona de Chignahuapan y Zacatlán predomina el clima templado subhúmedo con temperatura media anual de 12 a 18°C y una precipitación anual de 200 a 1800 mm hacia la región de la Sierra Norte de Puebla, mientras que hacia la zona de la Planicie Costera del Golfo predomina un clima semicálido templado húmedo con una precipitación anual mayor a 1000 mm y temperatura media anual mayor a 18°C (Fig. 4.2).

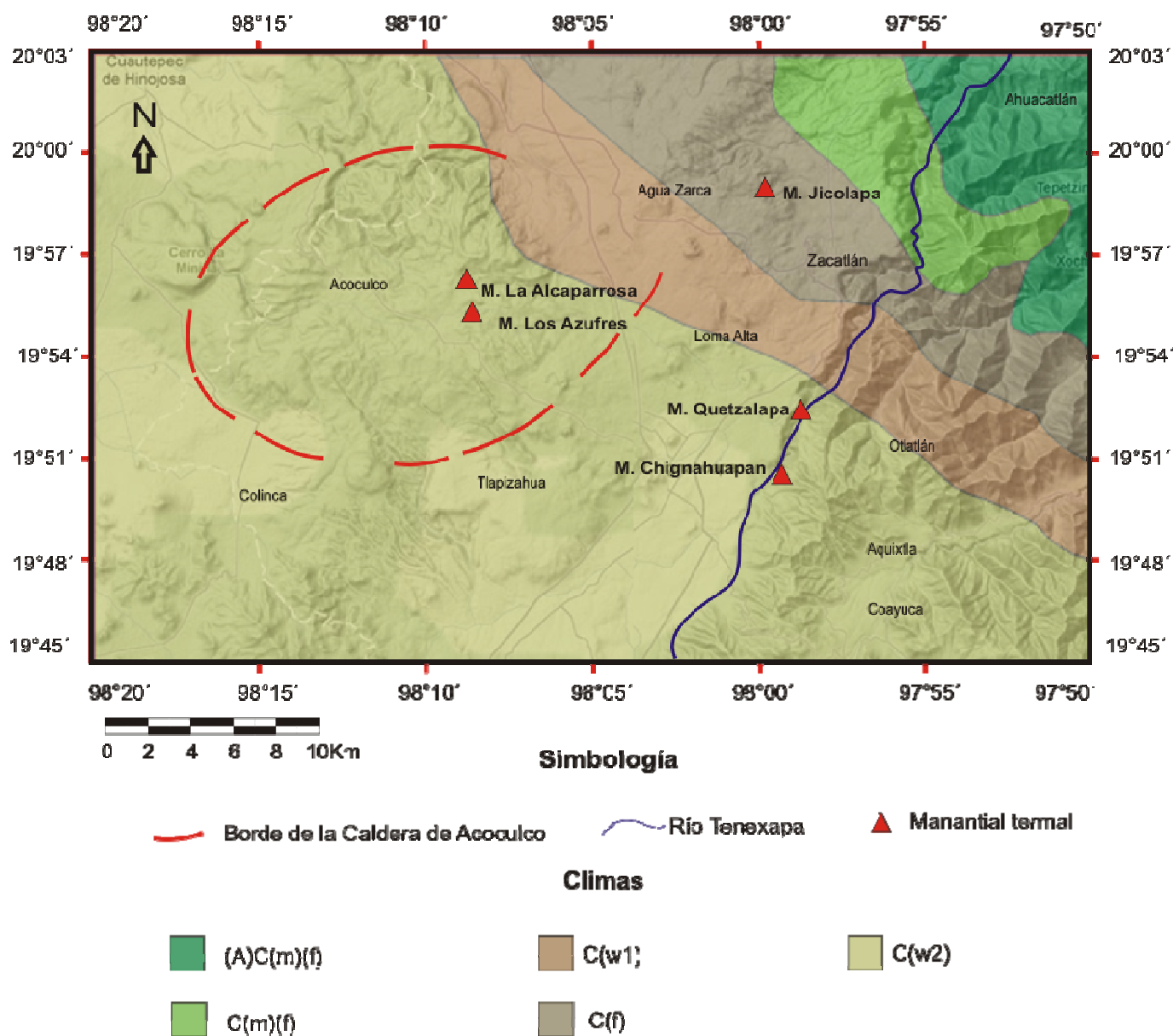


Fig. 4.2 Climas presentes en la zona de estudio. (INEGI 2009 y CONABIO 2009)

En la zona del Manantial Chignahuapan existe un clima templado subhúmedo con lluvias en verano caracterizado por presentar una precipitación anual de 800 mm (Fig. 4.3) y una temperatura media anual de 14°C. (Fig. 4.4).

(A)C(m)(f) Semicálido, templado húmedo, temperatura media anual mayor de 18°C, temperatura del mes más frío menor de 18°C, temperatura del mes más caliente mayor de 22°C; con precipitación anual mayor de 1,000 mm y precipitación del mes más seco de 0 a 60 mm; lluvias de verano mayores al 10.2% anual.

C(m)(f) Templado, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C, húmedo, precipitación anual mayor de 500 mm y precipitación en el mes más seco de 0 a 40 mm; lluvias de verano mayores al 10.2% anual.

C(f) Templado, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C, húmedo, precipitación anual mayor de 200 mm y precipitación en el mes más seco mayor de 40 mm; lluvias entre verano e invierno mayores al 18% anual.

C(w1) Templado, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C, subhúmedo, precipitación anual de 200 a 1,800 mm y precipitación en el mes más seco de 0 a 40 mm; lluvias de verano del 5% al 10.2% anual. Es más seco que el C(w2).

C(w2) Templado, temperatura media anual entre 12°C y 18°C, temperatura del mes más frío entre -3°C y 18°C y temperatura del mes más caliente bajo 22°C, subhúmedo, precipitación anual de 200 a 1,800 mm y precipitación en el mes más seco de 0 a 40 mm; lluvias de verano del 5 al 10.2% anual.

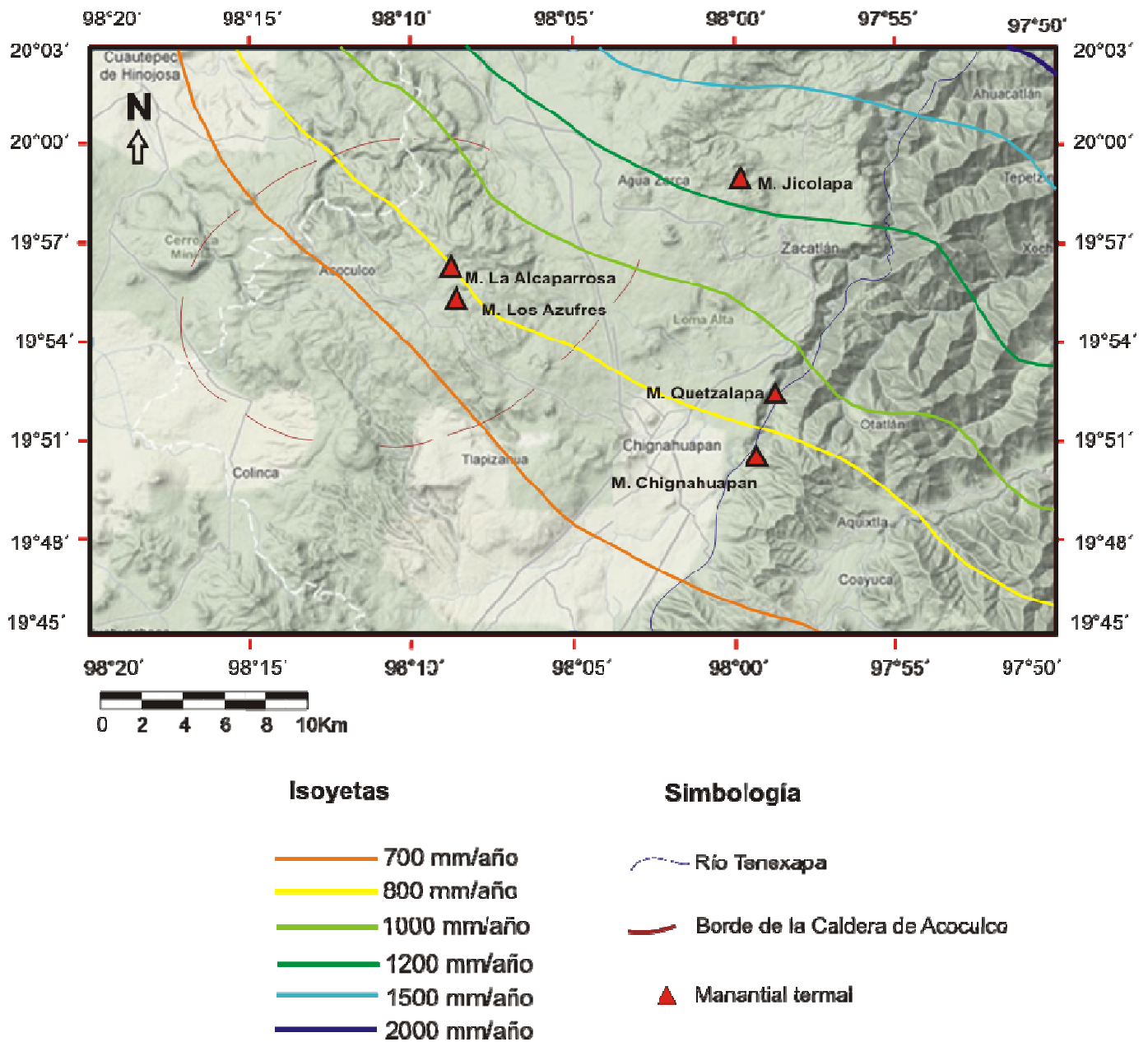


Fig. 4.3 Mapa de precipitación media anual de la zona de Chignahuapan, Puebla. (INEGI 2009)

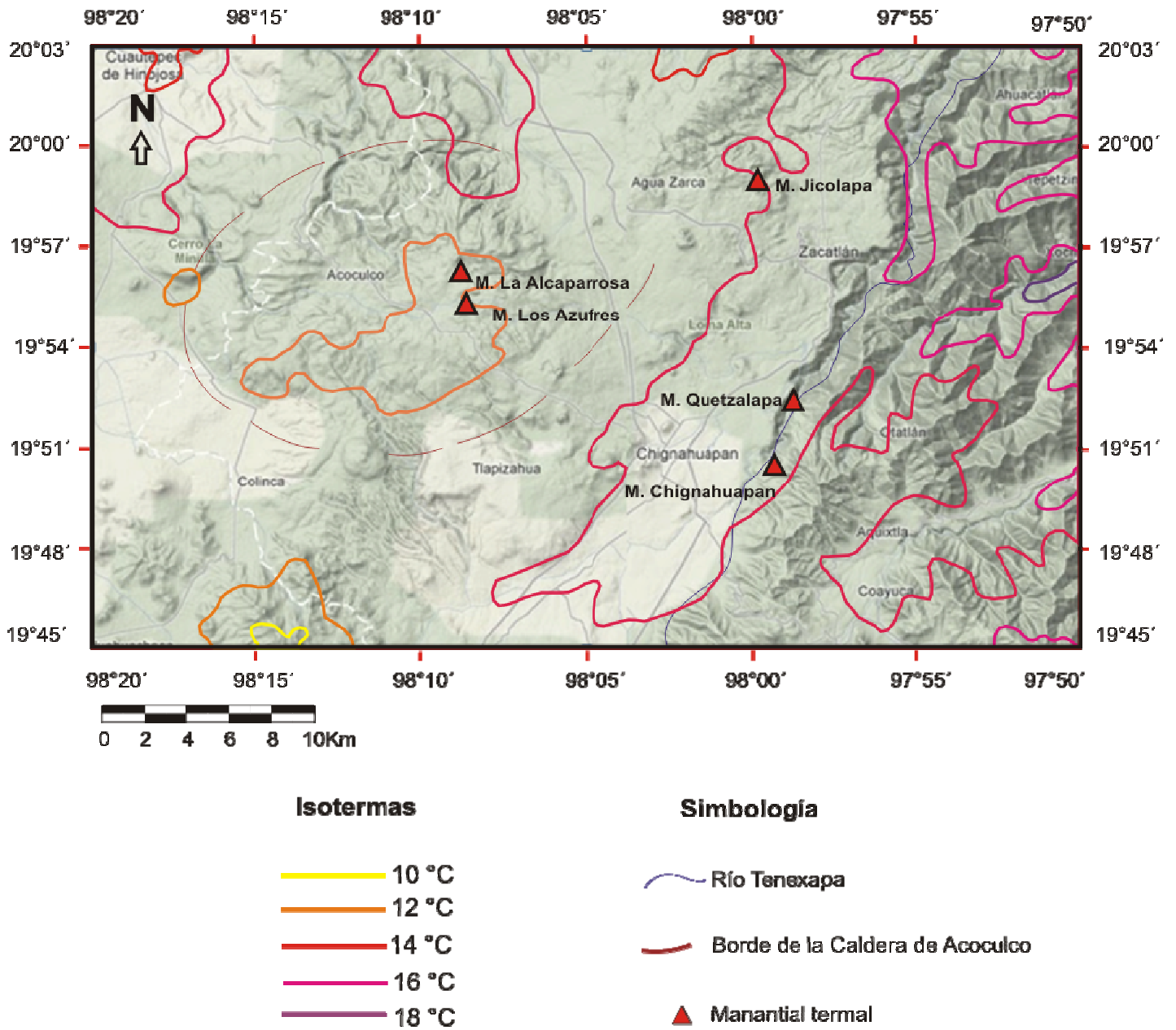


Fig. 4.4 Mapa de temperatura media anual de la región de Chignahuapan. (INEGI 2009)

4.2 Climogramas

Los climogramas son herramientas que permiten observar de manera gráfica la distribución de precipitación y temperatura mensual de una región para un intervalo de tiempo considerable. Para la realización de los climogramas de las estaciones meteorológicas antes mencionadas se utilizaron las series de tiempo de precipitación y temperatura obtenidas de la base de datos del Servicio Meteorológico Nacional.

En la Fig. 4.5 se observan los climogramas de la región del Manantial Chignahuapan. En la Estación Aquixtla se observa una precipitación máxima de casi 500 mm para el mes de octubre, mientras que la estación que presenta la menor precipitación es Chignahuapan para este mes con 383 mm. Del mismo modo, la estación con mayor temperatura es Aquixtla, presentando una temperatura máxima en el mes de mayo de 18°C, mientras que Chignahuapan registra una máxima de 13°C en el mes de junio. Estas observaciones indican que existe un clima más húmedo y con mayores temperaturas hacia la zona del este, mientras que hacia el oeste la temperatura disminuye y el clima es más seco. Se puede observar que en las tres estaciones existen máximos en precipitación durante los meses de junio y septiembre-octubre y un periodo de menor precipitación en los meses de julio y agosto, a lo cual se le denomina distribución bimodal de precipitación.

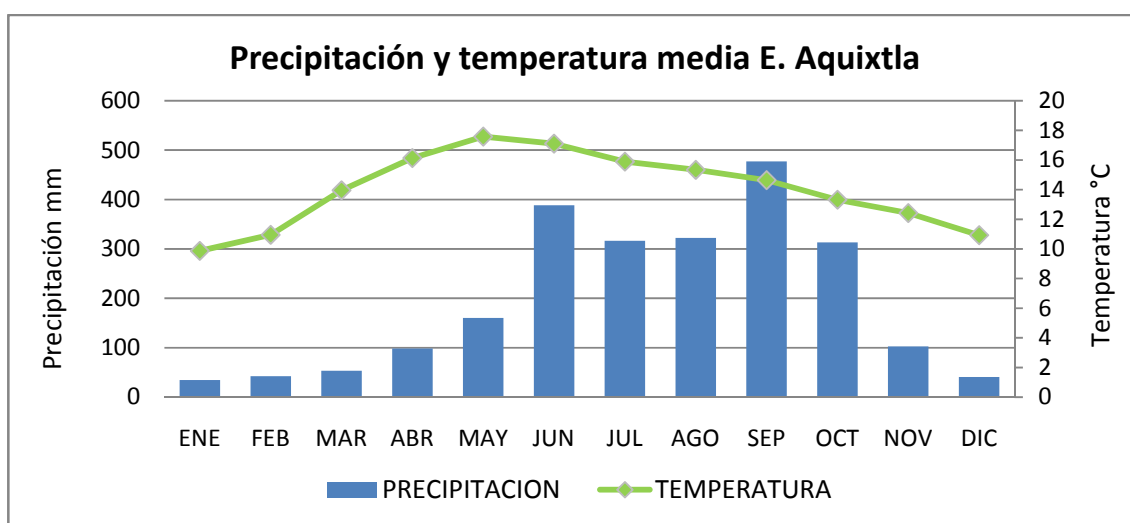
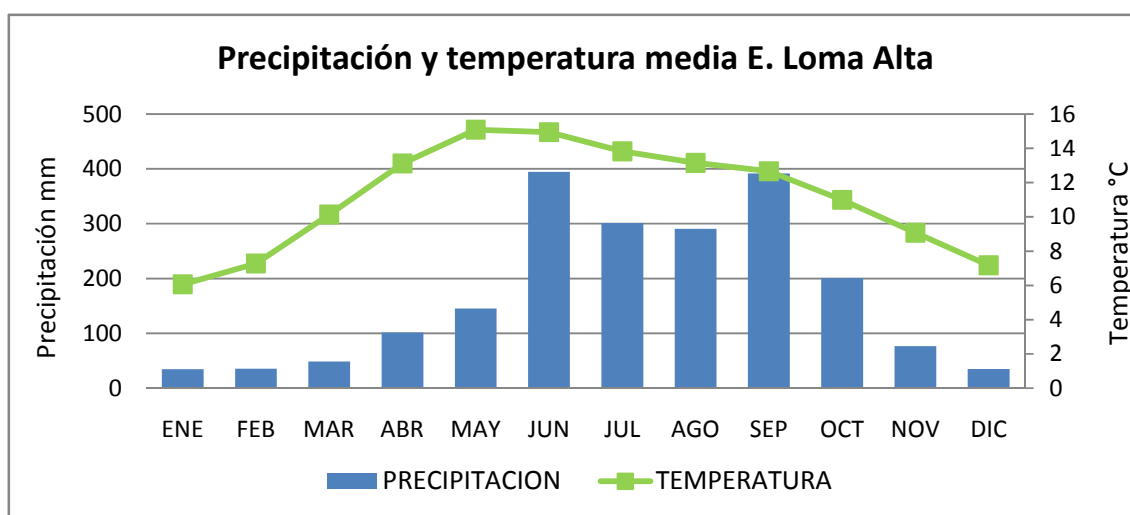
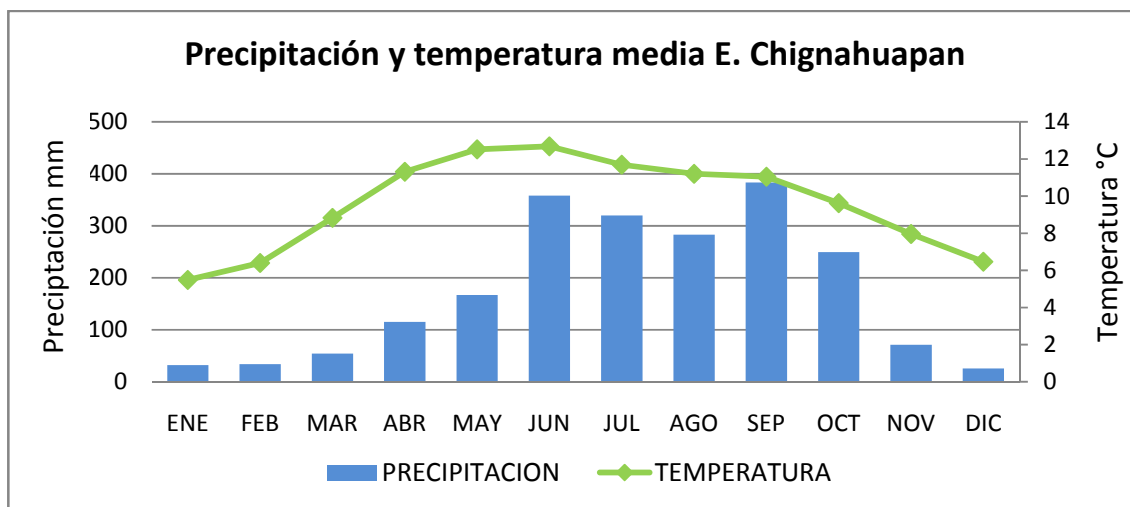


Fig. 4.5 Climogramas de las Estaciones Chignahuapan, Loma Alta y Aquixtla

El ciclo anual de precipitación en esta zona, así como en la parte sur de México y Centro América, exhibe una distribución bimodal, con máximos en junio y septiembre-octubre y un mínimo relativo durante julio y agosto conocido como “mid summer drought” (MSD) o sequía de verano, canícula o veranillo (Magaña *et al.*, 1999) En la Fig. 4.6 se observa un diagrama de la regionalización de la Precipitación en México. El área de estudio se encuentra dentro de la zona 2, donde se aprecia claramente la distribución bimodal observada en las estaciones meteorológicas. El MSD se asocia con fluctuaciones de la intensidad y localización de la zona de convergencia intertropical del Pacífico Este (ITCZ), así como variaciones estacionales de la temperatura superficial del mar (SST), modulados por los vientos alisios y variaciones en la radiación (Magaña *et al.*, 1999).

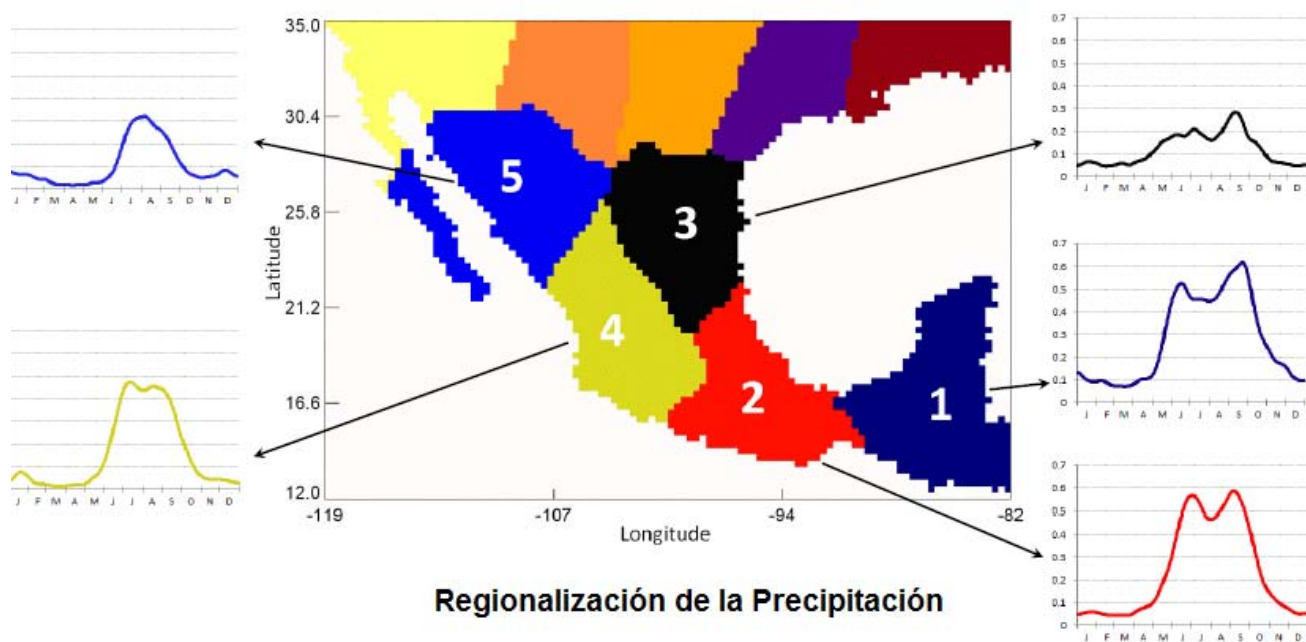


Figura 4.6. Diagrama de regionalización de precipitación y distribuciones de precipitación en México. Precipitación en mm/100 Km² (Dewes C., 2009)

4.3 Estacionalidad

La zona de la Planicie Costera del Golfo de México, así como ciertas regiones de la Sierra Madre Oriental se caracterizan por presentar tres épocas estacionales: lluvias, secas y nortes.

La época de lluvias abarca principalmente los meses de junio, julio, agosto y septiembre, aunque en ocasiones este periodo puede llegar a adelantarse o retrasarse. Se caracteriza por ser la época en la que se presenta la mayor parte de la precipitación anual, llegando a concentrar del 70 al 80% de las lluvias anuales.

La época de secas abarca los meses de febrero, marzo, abril y mayo y se caracteriza por carecer de lluvias frecuentes e intensas.

La época de nortes abarca los meses de octubre, noviembre, diciembre y enero. En esta época ocurren algunas lluvias ocasionales, sin llegar a ser tan intensas ni frecuentes como en la época de lluvias pero ocurriendo con mayor frecuencia que en la época de secas.

4.4 Análisis de Series de Tiempo

Como se mencionó anteriormente, para analizar los datos de precipitación y temperatura de las estaciones meteorológicas, así como de las temperaturas de manantial se utilizó un análisis de series de tiempo. Una serie de tiempo es un conjunto de observaciones o variables hidrológicas, colectadas de manera secuencial y cuyos valores ocurren en un intervalo de tiempo y que presentan una variación sistemática y no sistemática. (Krešić, 1997)

Cuando únicamente se pueden aplicar herramientas estadísticas y hacer predicciones sobre el futuro comportamiento de variables hidrológicas utilizando modelos probabilísticos basados en datos pasados, se dice que se analizan series de tiempo estocásticas. Por otro lado, cuando un proceso es descrito mediante leyes físicas, en vez de utilizar herramientas estadísticas se utilizan modelos numéricos. Dicho de otro modo, los modelos estocásticos describen series de tiempo sin considerar su naturaleza física, por el contrario, analizan estadística y matemáticamente el pasado de la serie de tiempo y predicen su comportamiento en un futuro (McCuen y Snyder, 1986).

En este caso, la precipitación es una variable estocástica debido a que para predecir el comportamiento u ocurrencia de este evento es necesario recurrir a herramientas probabilística gracias a su naturaleza aleatoria. Debido a que la temperatura del manantial depende en cierta medida de la precipitación, esta también se considerará una variable estocástica.

El objetivo de una serie de tiempo es desagregar las variables sistemáticas y no sistemáticas para determinar la tendencia y periodicidad del evento hidrológico. La tendencia es la propensión a aumentar o disminuir continuamente en un periodo de tiempo extendido de manera sistemática y se puede determinar por medio de funciones lineales o polinomiales. La periodicidad es un componente muy frecuente en series de tiempo hidrológicas, pues se interpreta como variaciones anuales o estacionales y se puede identificar usando el análisis de media móvil o análisis de autocorrelación (McCuen y Snyder, 1986).

4.4.1 Análisis de Media Móvil

El filtrado de media móvil es una técnica utilizada para reducir los efectos de las variaciones no sistemáticas en una variable hidrológica. Se basa en la premisa de que los componentes sistemáticos de una serie de tiempo presentan autocorrelación, es decir, correlación entre las mediciones adyacentes y cercanas, mientras las fluctuaciones aleatorias no la presentan. Por lo tanto, al promediar mediciones adyacentes se eliminarán las fluctuaciones aleatorias, y la variación remanente convergerá a la descripción de la tendencia sistemática (McCuen, 2002). El uso del análisis de media móvil sobre otros métodos de suavización de datos tales como análisis de Fourier o exponencial se debe a que en estos últimos una observación influencia todas las futuras predicciones, mientras que en la media móvil la memoria se limita a un valor determinado.

Dado un sistema de observaciones de la variable hidrológica (en este caso la precipitación) $X_1, X_2, X_3, X_4, \dots, X_n$ la media móvil se obtiene de la ecuación:

$$\text{M.Mo: } \frac{X_1 + X_2 + X_3 + \dots + X_N}{N}, \frac{X_2 + X_3 + X_4 + \dots + X_{N+1}}{N}, \frac{X_3 + X_4 + X_5 + \dots + X_{N+2}}{N}, \dots$$

4.5 Análisis de Precipitación

Los datos analizados en esta sección corresponden al intervalo del 1 de enero de 1962 al 31 de diciembre de 2009. En esta sección se analizarán algunos parámetros característicos de la época de lluvias y de la precipitación regional, los cuales son precipitación anual total, inicio y fin de la época de lluvias y duración de la época de lluvias.

4.5.1 Precipitación Anual

En la Fig. 4.7 se observa una gráfica de la serie de tiempo de precipitación total anual del intervalo 1962-2009, donde se presenta la media móvil para 5 años, la media y la tendencia. Así mismo, en la parte inferior de la gráfica se observan los valores del Índice Oceánico del Niño (ONI) como pequeños rombos. El ONI es el criterio estándar más utilizado para el monitoreo, evolución y predicción del ENSO (El Niño Southern Oscillation). ONI es el promedio móvil de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar de tres meses consecutivos (NOAA, 2010). En la gráfica se utilizaron los valores anuales de ONI para compararlos con los datos obtenidos, estos valores fueron obtenidos de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Los rombos rojos indican que ese año ocurrió el fenómeno del Niño, mientras que los azules indican años con ocurrencia del fenómeno de La Niña y los verdes representan años neutrales.

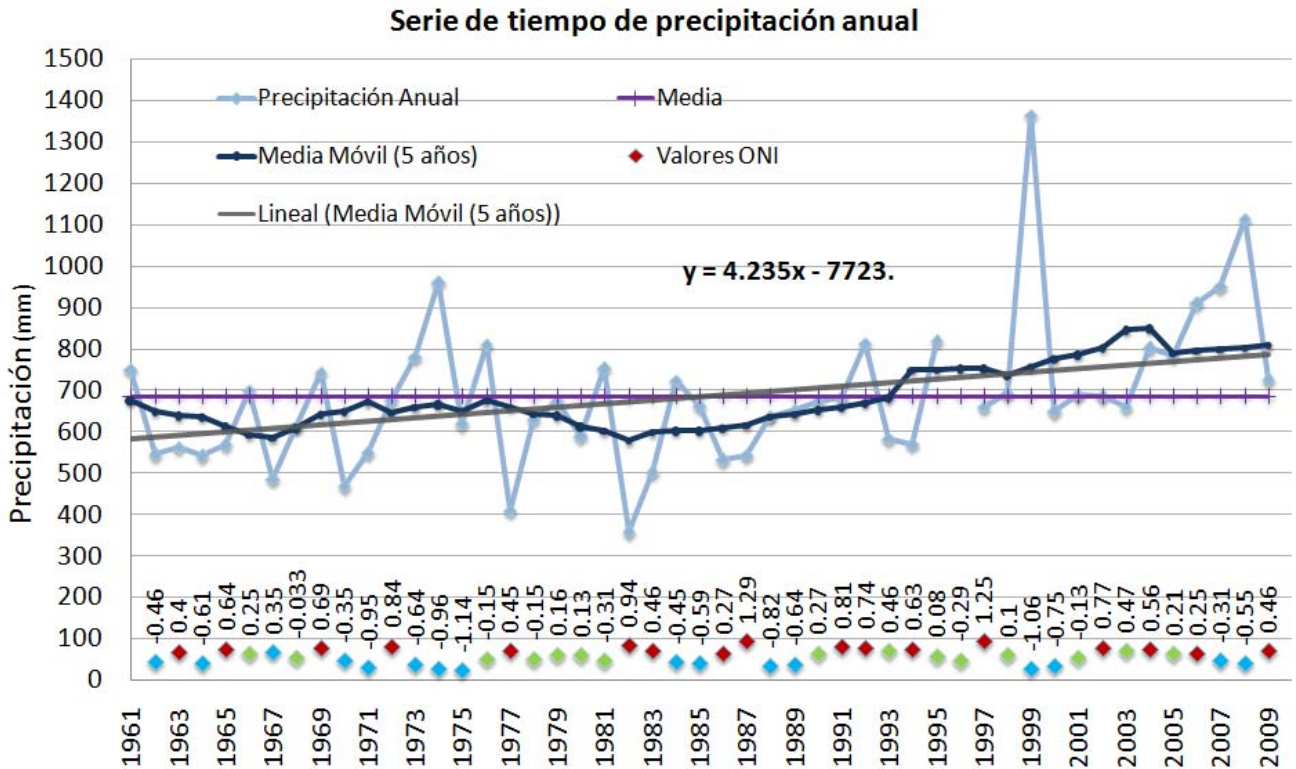


Fig. 4.7 Serie de tiempo de precipitación anual de la región del Manantial Chignahuapan

Observando la media móvil y la tendencia (lineal (media móvil 5 años)) se aprecia que ha habido un incremento en la precipitación anual de aproximadamente 150 mm en un intervalo de 43 años. Así mismo, se observa que existió una mayor precipitación en los años donde ocurrió el fenómeno de la Niña, mientras que hubo una menor precipitación en años donde se manifestó el fenómeno del Niño. El año con menor precipitación fue 1982 con un total de 358 mm, mientras que el año con mayor precipitación fue 1999 con 1364 mm. En este año se registró una inundación sin precedentes en el área del Hotel Baños Termales y los poblados aledaños, causando una gran cantidad de daños materiales y pérdidas humanas. Entre los días 4 y 5 de octubre de 1999 se registró una precipitación de 476 mm en la Sierra Norte de Puebla, provocada por un sistema de baja presión que se convirtió en una depresión tropical, ocasionando que las presas de la zona rebasaran su límite de almacenamiento y se desbordaran. Estos hechos originaron el aumento considerable del nivel de los ríos, incluido el Río Tenexapa, el cual inundó el Manantial Chignahuapan. El

aumento del volumen del río, así como de las aguas subterráneas que descargan sus aguas en el manantial, ocasionaron un descenso en la temperatura del manantial de 50°C a 20°C (temperatura del agua meteórica) por un periodo de aproximadamente 1 semana. Lamentablemente no se cuenta con registros de temperatura del manantial antes del año 2002, por lo que no se puede seguir con detenimiento la evolución de la temperatura del manantial con respecto a la precipitación.

4.5.2 Inicio y Final de la Época de Lluvias

La época de lluvias se considera el periodo del año en el cual se produce una mayor precipitación. Para determinar los días de inicio y finalización de la época de lluvias, se utilizó el método de la acumulación anómala (AA) (Liebmann *et al.*, 2001). En este método la fecha de inicio de la temporada se define cuando la curva de AA alcanza el mínimo absoluto, mientras que el fin de la temporada se define cuando la curva alcanza el máximo absoluto. La fórmula por medio de la cual se calcula es la siguiente:

$$A(\text{día}) = \sum_{n=1}^{\text{día}} (R(n) - R)$$

Donde:

A(día): acumulación anómala

R(n): precipitación diaria

R: promedio anual de precipitación diaria.

En la Fig. 4.8 se observa la curva de acumulación anómala vs fecha para el año 2009. En ella se ejemplifica el criterio utilizado para determinar los días de inicio y finalización de la época de lluvias. El día 17 de mayo se alcanzó el mínimo absoluto anual, mientras que el 31 de octubre se alcanzó el máximo absoluto anual. Estas fechas marcan el intervalo de la época de lluvias.

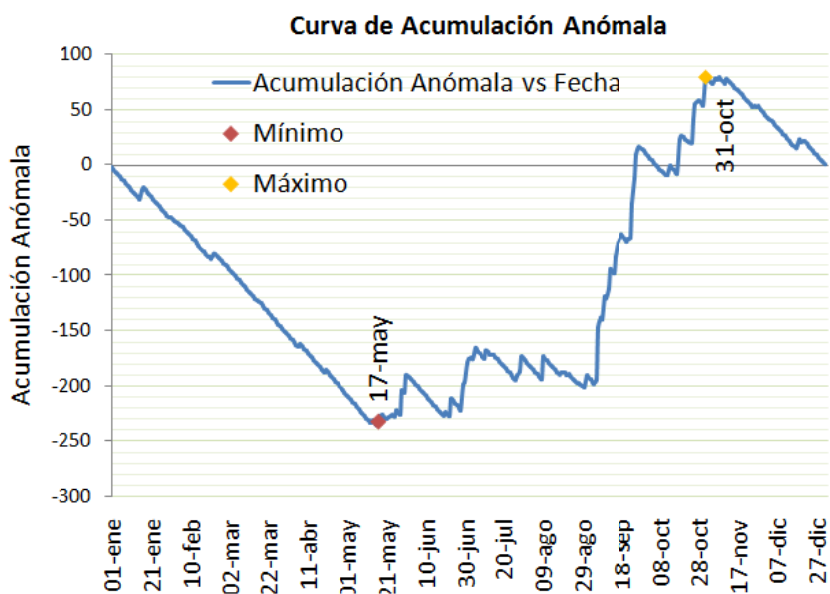


Fig. 4.8 Curva de acumulación anómala para el año 2009.

En la Fig. 4.9 se observa el inicio y finalización de la época de lluvias (E. Ll.) para el intervalo 1962-2009. Se puede apreciar que para el inicio existe una tendencia negativa, es decir, la fecha del comienzo se ha adelantado aproximadamente 21 días, mientras que el final de la E.Ll. se ha ido retrasando aproximadamente 6 días de acuerdo a lo que indica la tendencia positiva. Estos resultados indican que la duración de la E. Ll. se incrementado 27 días desde 1962 hasta la fecha. Se puede observar que el año con el inicio más temprano fue 1997, el 18 de marzo, mientras que el inicio más tardío ocurrió el 11 de agosto en el año de 1967. Por otro lado, el final más temprano ocurrió el año de 1965 el 18 de agosto, mientras que el más tardío sucedió un año antes, el 30 de noviembre de 1964. El promedio de inicio de la E. Ll. es el 28 de mayo, mientras que el promedio del fin es el 13 de octubre, lo que da una duración aproximada de la época de lluvias de 5 meses.

Tal como en la Fig. 4.7, se observan los valores de ONI para los años del intervalo de estudio, en rojo para los años con ocurrencia de El Niño, en azul para La Niña y en verde para los años neutrales. Se observa que en años con ocurrencia de El Niño, tales como 1992, 1994, 1997 y 2004 el inicio de la E. Ll. ocurre más temprano, por otro lado, no se observa ninguna relación apreciable con respecto al final de la E. Ll. y los fenómenos meteorológicos.

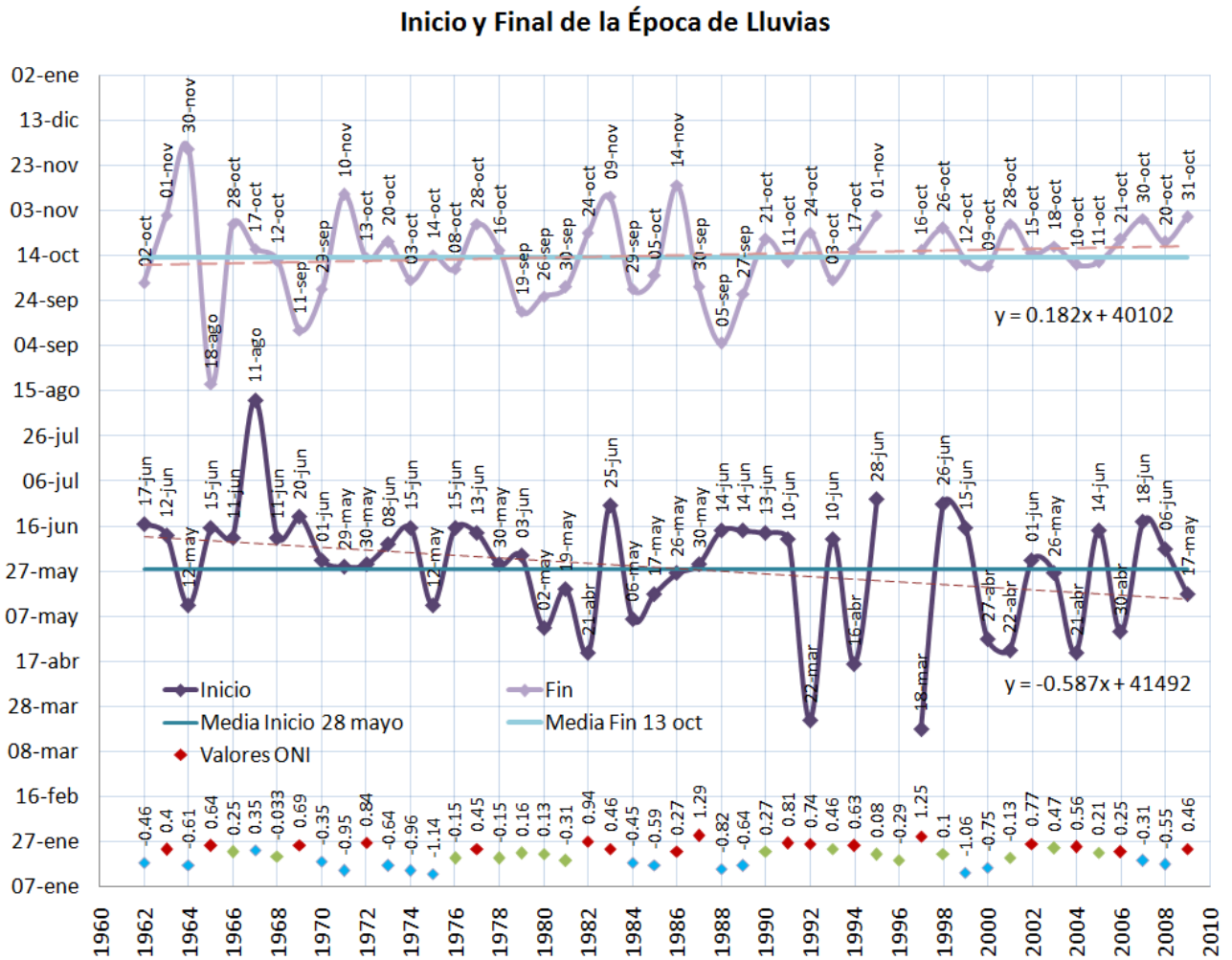


Fig. 4.9 Inicio y final de la época de lluvias en la región del Manantial Chignahuapan

4.5.3 Duración de la Época de Lluvias

De acuerdo con los valores obtenidos en la Fig. 4.9 se calculó la duración de la E.LI. para el intervalo analizado. En la Fig. 4.10 se aprecian los resultados obtenidos, así como la relación entre la precipitación registrada durante la E.LI. y la precipitación anual total simbolizada con rombos.

Se observa que los años con menor duración fueron 1965, 1967 y 1998, con valores de 65, 68 y 88 días respectivamente, mientras que los años con una mayor duración fueron 1992, 1997 y 1964, con duraciones de 217, 213 y 203 días respectivamente. Se aprecia una tendencia positiva en el análisis de los valores, lo cual indica que el número de días de la E.LI. ha ido en aumento a través de los años, incrementándose aproximadamente 40 días desde 1962 hasta el 2009. Por otro lado, se observa que el promedio de duración es de 138 días, lo cual es equivalente a 4.6 meses.

Los valores de la relación de la precipitación de la E.LI. y la precipitación total anual, indican la intensidad de la estacionalidad de la precipitación de cada año. Al observar los valores obtenidos, se aprecia que el año con mayor intensidad de estacionalidad es 1994, con una relación de 9.6, seguido por 1992, 1975, 1964 con 9.5. Los valores de la última década muestran una mayor intensidad de estacionalidad, lo cual sugiere que la precipitación anual se ha concentrado durante la época de lluvias, mientras que durante la época de estiaje el volumen de precipitación registrado ha ido decreciendo.

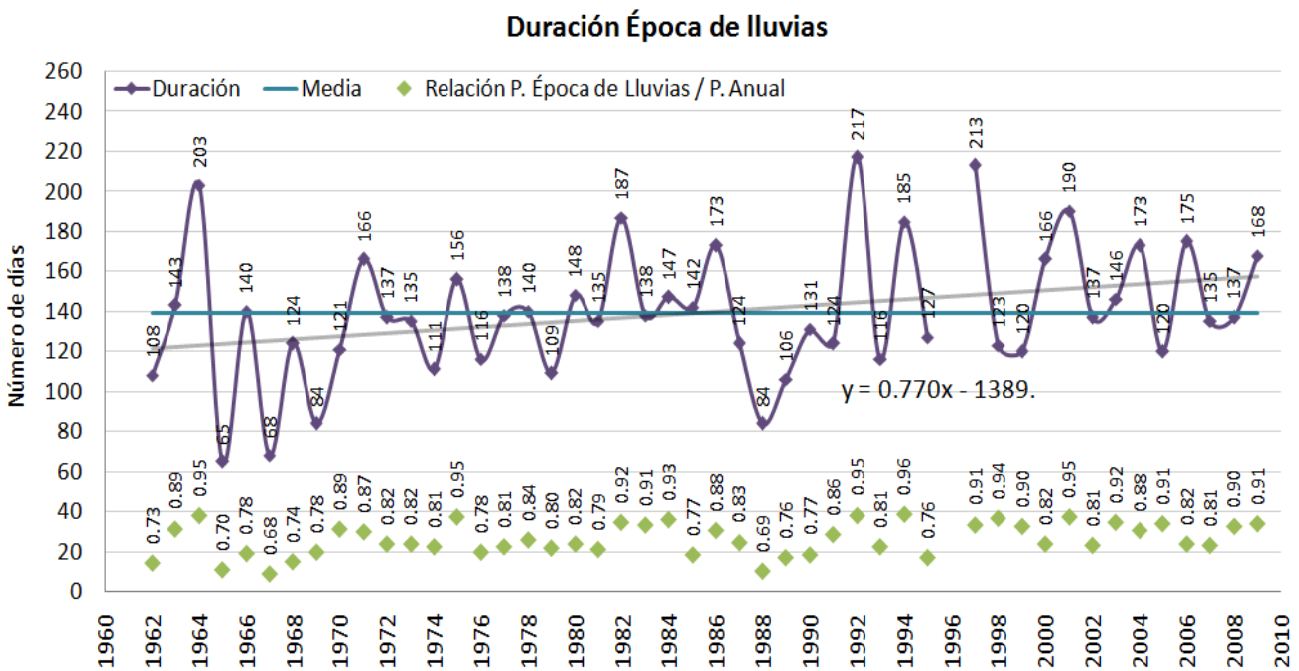


Fig. 4.10 Duración de la Época de Lluvias para la región del Manantial Chignahuapan

Capítulo 5. Resultados y Discusión

5.1 Variaciones Geoquímicas Estacionales

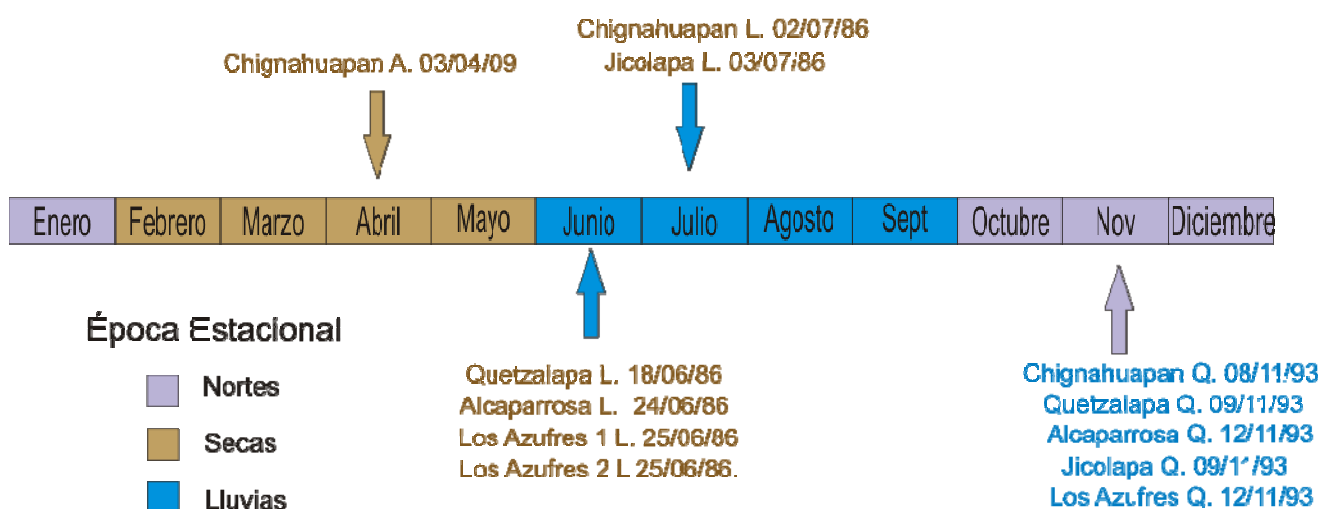
En el apartado de geoquímica se identificaron variaciones geoquímicas en las aguas termales del Manantial Chignahuapan provocadas por a efectos estacionales en la precipitación regional. Dependiendo de la fecha en que fueron tomadas las muestras, se observa que existen variaciones significativas en cuanto a la concentración de algunos componentes. En la Fig. 5.1 se observa la fecha y estación de muestreo de los manantiales.

Un efecto importante que influencia la composición de las muestras es el retraso que ocurre debido al lento flujo subterráneo desde la zona de recarga hasta la zona de descarga. Es decir, una lluvia ocurrida en agosto no afectará inmediatamente la composición química y mineralización de las aguas subterráneas en la zona de descarga, sino que el efecto de la precipitación será visible varios meses después. La velocidad de flujo es muy variable y depende de la roca almacenadora y sus propiedades físicas. En este caso el agua fluye a través de rocas volcánicas de composición ácida (riolitas, andesitas e ignimbritas) y rocas calcáreas karstificadas (mudstone y wackstone). Las grandes diferencias de composición y porosidad primaria y secundaria entre estos tipos de roca dificultan en gran medida el cálculo de la velocidad aproximada del flujo del agua subterránea.

Se observa que las muestras reportadas por López A. (2009), a pesar de haber sido tomadas a principios de la época de lluvias, presentan una composición química característica de agua de época de secas. Por este motivo, y para fines prácticos, en este estudio las muestras Chignahuapan L., Quetzalapa L., Jicolapa L., La Alcaparrosa L., Los Azufres 1 L. y Los Azufres 2 L., así como Chignahuapan A. serán consideradas como aguas con quimismo de época de secas (E.S.)

Por otro lado, las muestras reportadas por Quinto *et al.* (1995) fueron tomadas durante la época de nortes. Sin embargo, estas muestras poseen una composición química

característica de la época de lluvias debido al fenómeno de retraso mencionado anteriormente. Por este motivo, las muestras Chignahuapan Q., Quetzalapa Q., Jicolapa Q., La Alcaparrosa Q. y Los Azufres Q. serán consideradas como aguas de época de lluvias (E.LI.)



A= Este estudio
 L= López A. 2009
 Q= Quinto A. et al 1995

Fig. 5.1 Fecha y época estacional de toma de las muestras analizadas en este estudio.

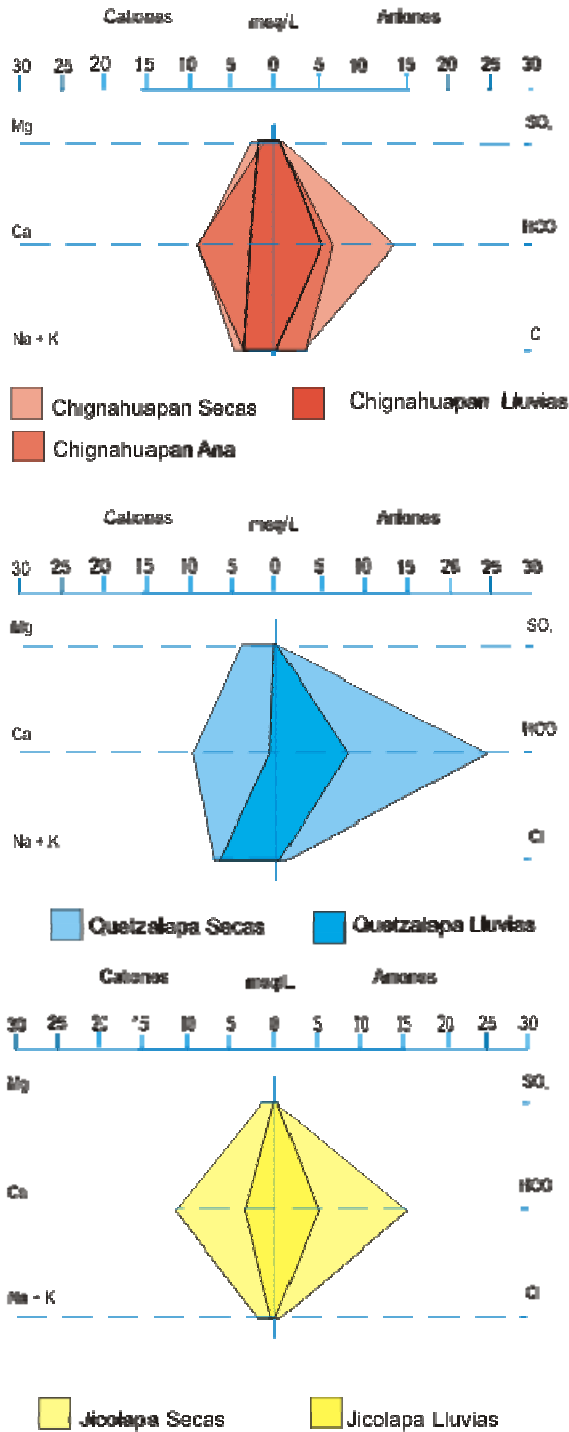
En la Fig. 5.2 se presentan diagramas de Stiff donde se observan las diferencias químicas entre las muestras denominadas como Época de Lluvias y Época de Secas. Como se mencionó anteriormente, los manantiales se agruparon de acuerdo a su composición química en Tipo I: aguas bicarbonatadas cálcicas y Tipo II: aguas sulfatadas cálcicas.

En las muestras del Tipo I, se observa claramente una disminución en las concentraciones de la mayoría de los compuestos de la E.S. a la E.LI., esencialmente en bicarbonato y calcio por ser los principales solutos de estas aguas. En el Manantial Chignahuapan existe así mismo una disminución notable en los cloruros, lo cual sugiere la dilución de los fluidos magmáticos por efecto de algún proceso subterráneo. En los manantiales Chignahuapan y

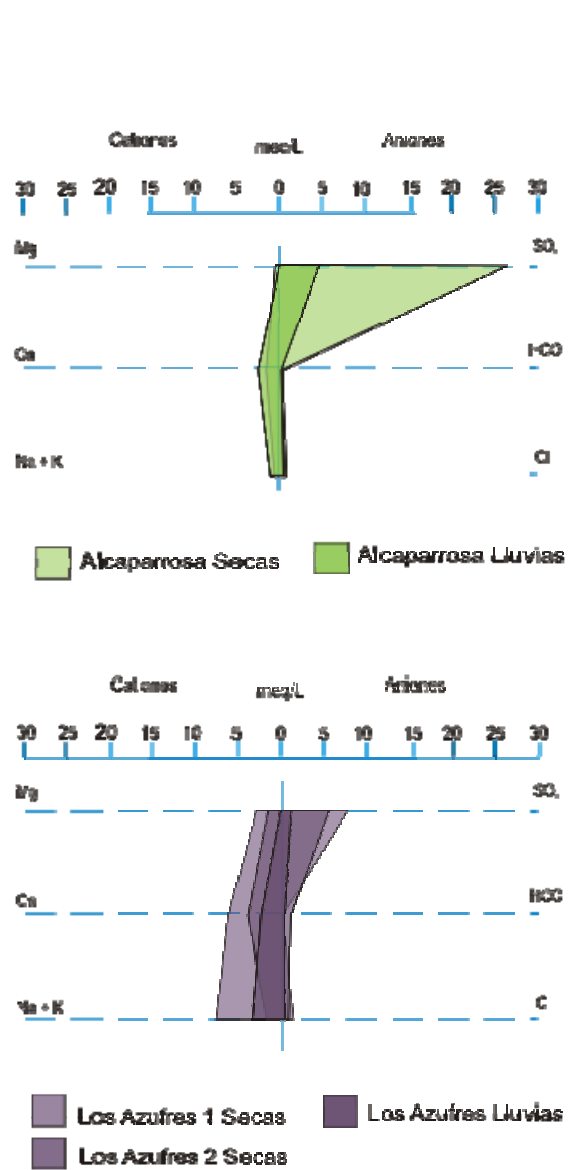
Quetzalapa las concentraciones de sodio y potasio permanecen casi constantes, mientras que en Jicolapa existe una disminución de este componente. Por otro lado, en Chignahuapan y Jicolapa se aprecia un contenido semejante de magnesio en ambas estaciones mientras que en Quetzalapa existe un decremento de este catión.

En los manantiales del Tipo II se presenta una disminución notable en sulfatos de la E.S. a la E.LI. Esto se observa principalmente en el manantial La Alcaparrosa donde se aprecia un decremento de poco más de 20 meq/L, mientras que en Los Azufres el máximo decremento presente de sulfatos es de 6 meq/L. En el Manantial La Alcaparrosa el único componente que denota variaciones significativas en su concentración es el sulfato, pues los demás componentes se encuentran en pequeñas cantidades y no sufren cambios notables de una estación a otra. Por el contrario, Los Azufres presenta variaciones en todos sus componentes, siendo la más significativa la disminución de sulfatos, aunque se observa así mismo una fuerte disminución en sodio-potasio, calcio y magnesio.

TIPO I



TIPO II



Época de llluvias= López A. 2009

Época de secas = Quinto A. et al 1995

Fig. 5.2 Diagramas de Stiff de comparaciones estacionales.

5.1.1 Modelo de Mezcla de Aguas

Las variaciones químicas estacionales de las aguas de los manantiales analizados indican que existen procesos subterráneos que modifican la concentración de los componentes en las aguas. Con el fin de determinar cuál es el proceso predominante que afecta la química y temperatura de los fluidos, es necesario recurrir a los diagramas de mezcla de aguas. Estos diagramas se utilizan ampliamente en el desarrollo geotérmico, pues sirven para monitorear los procesos que actúan sobre una descarga a través del tiempo. Los modelos más usados en el desarrollo geotérmico son: Entalpía-Cloruro, Entalpía-Sílice y Carbonato- Sílice/Cloruros (Nicholson, 1993). En este estudio se utilizará el primer modelo de mezcla, debido a que es el que mejor representa las características de los sistemas termales de este estudio.

Diagrama Entalpía-Cloruro

Este tipo de diagrama es muy útil para definir tendencias en los procesos que ocurren en el subsuelo, tales como dilución, ebullición, enfriamiento y calentamiento conductivo, así como para detectar interrelaciones entre pozos o manantiales en un campo geotérmico. Del mismo modo, son utilizados para determinar la temperatura y salinidad de los fluidos del reservorio o fluidos padre y revisar los resultados obtenidos por medio de geotermometría. Ese tipo de análisis es particularmente útil cuando las aguas termales se han mezclado o re-equilibrado en un reservorio (Nicholson, 1993).

En la Fig. 5.3 se observan las direcciones y tendencias de los procesos subterráneos que actúan sobre un determinado fluido geotérmico X como aparecerían en un diagrama entalpía-cloruro (Nicholson, 1993).

La dilución es el proceso mediante el cual las aguas de origen geotérmico se mezclan y diluyen con aguas meteóricas, provocando que la temperatura y la concentración de los compuestos disminuyan de manera proporcional.

En la ebullición se observa que las aguas termales pierden vapor, disminuyendo su temperatura y entalpía e incrementando las concentraciones de cloruros. Por el contrario cuando las aguas se enriquecen en vapor, la entalpía aumenta mientras que los cloruros disminuyen.

El calentamiento conductivo ocurre cuando los fluidos son calentados por medio del contacto con rocas de mayor temperatura. En este proceso, el sistema de mayor temperatura (roca almacenadora) tiende a ceder energía al fluido de menor temperatura para tratar de llegar a un equilibrio térmico por medio del proceso de conducción. Cuando esto ocurre no existen variaciones químicas, sino térmicas.

El enfriamiento conductivo es el proceso inverso al calentamiento conductivo y ocurre cuando el agua de origen geotérmico fluye a través de rocas con menor temperatura que la del fluido, por lo cual se enfría gradualmente al transferir calor a la roca por medio de conducción sufriendo mínimas variaciones en cuanto a la composición química del agua.

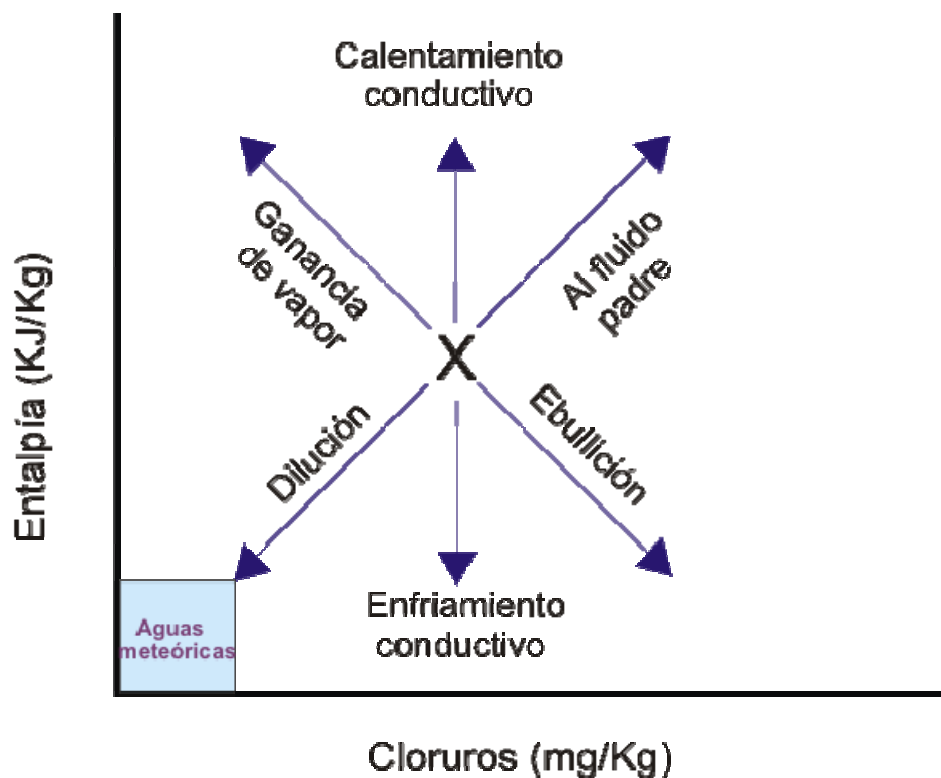


Fig. 5.3 Direcciones y tendencias de los procesos subterráneos. (Modificado de Nicholson, 1993)

En la Tabla 5.1 se observan los valores de temperatura, entalpía y cloruros para los manantiales de estudio en su respectiva estación de muestreo. Para poder realizar una mejor interpretación de los resultados, es necesario contar con análisis de las aguas meteóricas locales, en este caso se utilizarán las muestras del Río Tenexapa y del Pozo Michac. Los valores de temperatura de los manantiales La Alcaparrosa y Los Azufres en época de Lluvias no fueron reportados en la fuente consultada (valores en rojo). Sin embargo, se tomará el mismo valor de temperatura de la muestra de la época de secas asumiendo que este es el máximo valor que podría haber alcanzado el agua en esta estación.

Tabla 5.1 Valores de temperatura, entalpía y cloruros de los manantiales de la zona de Chignahuapan y las aguas meteóricas locales.

Manantial	Época de Secas				Época de Lluvias			
	Temp °C	Entalpía (KJ/Kg)	Cl (mg/L)	Reportado por	Temp °C	Entalpía (KJ/Kg)	Cl (mg/L)	Reportado por
Chignahuapan	49	205.1	118	L.	44	184.3	5.9	Q.
	50	209.3	121.66	A.				
Quetzalapa	30	125.8	23.5	L.	30	125.8	7.5	Q.
La Alcaparrosa	15	62.99	13.7	L.	15	62.99	9.3	Q.
Jicolapa	32	134.1	17.6	L.	29.2	121.6	ND	Q.
Los Azufres 1	25	104.9	37.2	L.	25	104.9	6.1	Q.
Los Azufres 2	25	104.9	19.6	L.				

Muestra	Aguas Meteóricas			
	Temp °C	Entalpía (KJ/Kg)	Cl (mg/L)	Reportado por
Río Tenexapa	23.1	96.52	11.52	A.
Pozo Michac	20	83.96	12.44	A.

A= Este estudio
L= López A. 2009

ND= no detectado
Q= Quinto A. et al 1995

En la Fig. 5.4 se observa el diagrama del modelo de mezcla para los manantiales del área de Chignahuapan, donde se graficaron los valores de entalpía (KJ/Kg) vs cloruros (mg/L). Los valores de entalpía se obtuvieron de Nicholson (1993).

El campo de aguas meteóricas se definió a partir de los resultados del Pozo Michac y del Río Tenexapa. Se observa que la mayoría de las muestras caen dentro o muy cerca de este campo, lo cual reafirma los resultados obtenidos por medio del análisis isotópico que indica que las aguas de los manantiales Quetzalapa, Jicolapa y La Alcaparrosa son de origen meteórico. Las muestras de época de lluvias y época de secas de estos manantiales aparecen muy cercanas unas de otras, lo cual indica que no existen variaciones estacionales significativas en cuanto a la entalpía y concentraciones de cloruros se refiere. Por otro lado, para el Manantial Jicolapa únicamente se tiene el valor para época de secas, pues para la época de lluvias no se detectaron cloruros.

El Manantial Chignahuapan es el único que presenta variaciones químicas y entálpicas significativas. Se observa que los dos valores de E.S. (Chignahuapan A. y L.) caen muy cerca uno del otro, mientras que el valor de E.LI. contiene menores concentraciones de cloruros y aparece sobre la caja de aguas meteóricas.

De acuerdo con la teoría de los modelos de mezcla, cuando un fluido geotérmico se combina con aguas más frías y de menor mineralización (aguas meteóricas), se produce una disminución proporcional en la entalpía y en el contenido de cloruros, lo cual se conoce como dilución. Este proceso se puede identificar en el diagrama de mezcla como una línea recta que une al fluido padre con el origen. Si se ubican los valores que se quieren analizar con respecto a esta línea, se puede determinar el porcentaje de dilución ocurrido. Hay que tomar en cuenta que el procedimiento realizado en este estudio es un desarrollo metodológico en el cual se cuentan con escasas muestras. Para obtener resultados más precisos es necesario tener un mayor número de valores.

Con el fin de determinar la relación entre los valores de las aguas del Manantial Chignahuapan y los procesos que las afectaron, es necesario determinar la posición del

fluido padre con respecto a las muestras del manantial. Suponiendo que existe un fluido padre con una concentración original de cloruros "X" y una entalpía de 537.8 KJ/Kg (obtenida a partir de la temperatura del reservorio por medio del geotermómetro de sílice, la cual es de 128.31°C). Si se asume que este fluido ha sido afectado únicamente por el fenómeno de dilución con aguas meteóricas, las tres muestras del Manantial Chignahuapan habrían derivado del fluido original y por lo tanto se localizarían sobre la línea de dilución en diferentes posiciones de acuerdo al porcentaje de dilución ocurrido.

A partir de estas suposiciones, se traza una recta desde el origen cruzando por los puntos determinados por los resultados de las muestras del manantial para determinar el factor de dilución. Al intersectar con el valor de 537.8 KJ/Kg (entalpía del reservorio) se obtiene el valor del fluido padre y se puede determinar su concentración de cloruros, la cual es de 319 mg/L.

Teniendo el valor del fluido padre, se observa que si el único proceso que ocurriera dentro del acuífero fuera el de dilución, el valor de época de lluvias caería sobre esta línea pues como ya se mencionó anteriormente el proceso es proporcional.

La muestra Chignahuapan Q presenta una gran disminución de cloruros mientras que la entalpía no disminuye de manera significativa. Este resultado sugiere que posiblemente las aguas estén sujetas a calentamiento conductivo durante el proceso de dilución, lo cual explicaría las altas temperaturas observadas en el manantial durante la E.LI. a pesar de la falta de mineralización.

En la Fig. 5.5 se presenta un modelo de mezcla de aguas donde se esquematiza el porcentaje de dilución observado en las muestras del Manantial Chignahuapan. Asumiendo que el fluido padre presenta un valor de dilución de 0%, y el origen (aguas meteóricas) de 100%, se puede determinar el porcentaje de dilución para las aguas de cada estación. Extrapolando el valor de E. LI a la línea de dilución, se observa que esta muestra presenta una dilución de 97.7%, mientras que las muestras de E.S. exhiben un valor de aproximadamente 63%. Estos resultados indican que para la E.S. el contenido de fluidos magmáticos es de aproximadamente 37%, mientras que en la E.LI. los fluidos

presentes en la zona de descarga son puramente meteóricos pues el componente magmático ha sido diluido casi en su totalidad.

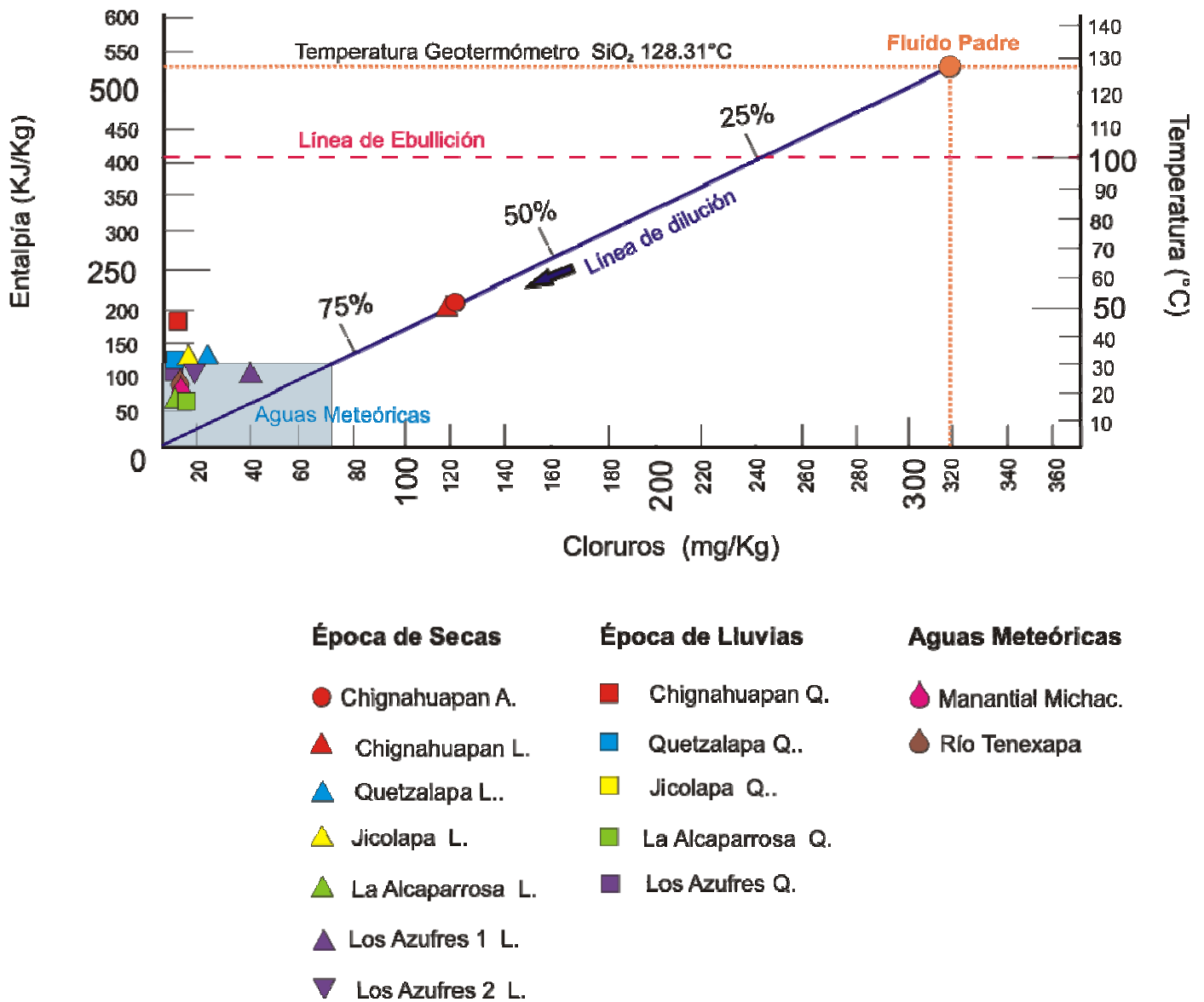


Fig. 5.4 Diagrama de Entalpía-Cloruro de los manantiales del área de Chignahuapan.

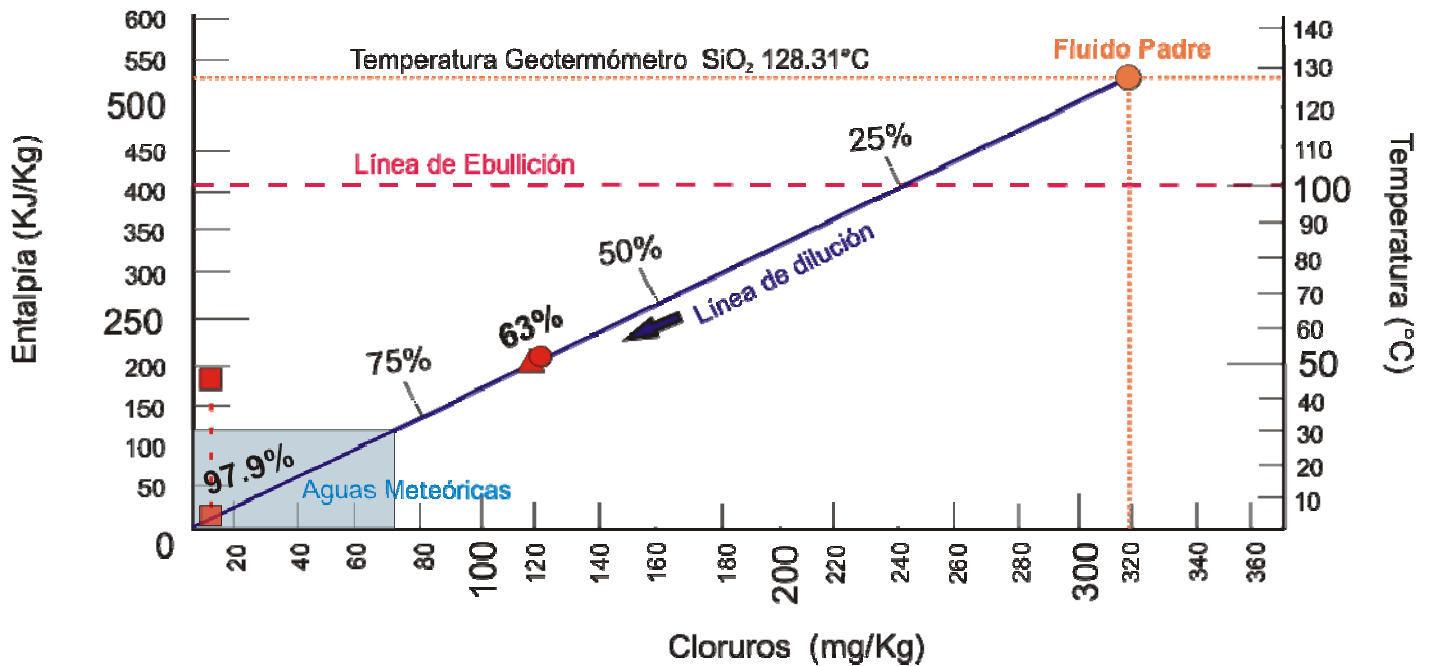


Fig. 5.5 Porcentaje de dilución de las muestras del Manantial Chignahuapan

5.2 Variaciones Térmicas Estacionales

En esta sección se analizará el comportamiento térmico del Manantial Chignahuapan con respecto a la precipitación local con el fin de identificar la influencia de esta última en las variaciones térmicas observadas. Los datos de precipitación corresponden a la Estación Chignahuapan, pues es la única que cuenta con registros completos para el periodo estudiado, el cual corresponde al intervalo entre 2002-2009.

Durante la mayor parte del año (principalmente durante la época de secas (E.S.)), el Manantial Chignahuapan mantiene una temperatura constante de 50°C, sin embargo, durante la E.LI. presenta una disminución considerable de esta, llegando a registrarse decrementos de hasta casi 30°C (Fig.5.6). Por otro lado, se observa que en ocasiones se presentan variaciones térmicas en E.S., tales como las ocurridas en el mes de marzo de los años 2002 y 2006 las cuales no presentan relación alguna con la precipitación local y son originadas debido a factores ajenos a las lluvias.

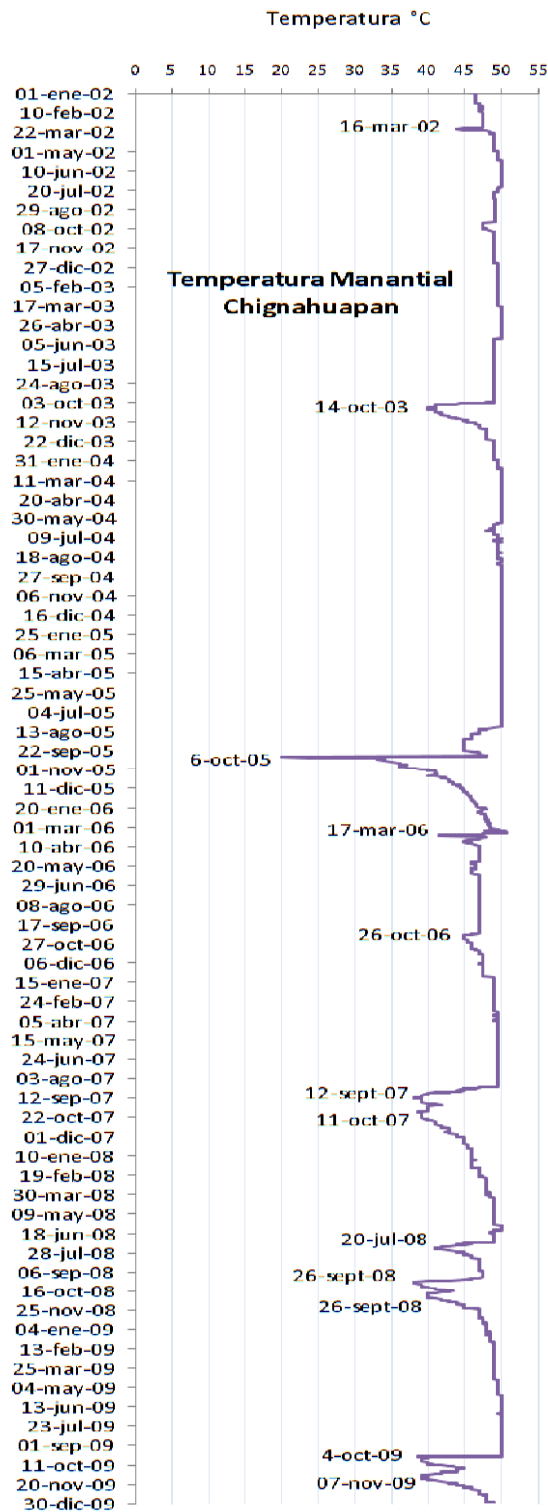


Fig. 5.6 Temperatura diaria registrada en el Manantial Chignahuapan para el periodo del 1 de enero del 2002 al 31 de diciembre del 2009.

Con el fin de determinar las relaciones existentes entre la precipitación local y regional y las variaciones térmicas de las aguas termales, se realizaron gráficas anuales donde se observan la temperatura del Manantial Chignahuapan del año analizado, la precipitación diaria, la media móvil de precipitación de 5 días, la intensidad y la precipitación acumulada (Fig. 5.7). Así mismo, se realizó un análisis de correlación cruzada para determinar el periodo de retraso y la correlación entre las lluvias y las fluctuaciones térmicas.

La temperatura del Manantial ha sido tomada diariamente desde el año 2002 por medio de un termómetro de mercurio. La precipitación diaria es registrada por la estación meteorológica Chignahuapan y los datos fueron consultados en el Servicio Meteorológico Nacional. La media móvil de precipitación se analiza con el fin de eliminar los eventos de precipitación aleatorios y enfocarse únicamente en los que presentan un comportamiento periódico y una tendencia bien definida. La intensidad se refiere a la cantidad de precipitación registrada en un periodo de 5 días. La precipitación acumulada describe la precipitación observada únicamente en el periodo de E.LI. de cada año. Estos elementos se incluyen en el estudio con el fin de identificar cuál de estos tiene mayor influencia en la variación térmica del manantial.

Así mismo, en las gráficas de temperatura se presentan imágenes de los principales fenómenos meteorológicos que influyeron en la precipitación durante el periodo de estudio. En las imágenes del periodo 2002-2005 el color blanco corresponde a valores de precipitación escasa, el amarillo a precipitaciones moderadas y el rojo y morado a intensas y muy intensas. En las imágenes del periodo 2006-2009 se presentan imágenes con datos relativos a los fenómenos meteorológicos, tales como las direcciones de las bajas y altas presiones.

5.2.1 Análisis de Variaciones Anuales

Análisis Año 2002

Este año se presentaron dos descensos de temperatura, el primero durante la E.S. y el segundo durante la E.LI. El primer descenso no tuvo relación alguna con la precipitación local por lo que probablemente se relacione con factores ajenos tales como sismicidad, derrumbes dentro del acuífero, variaciones en la red de flujo etc. EL segundo descenso ocurrió el 25 de septiembre, y presentó una variación de 49.2°C a 47.5°, siendo esta la mínima observada durante el año. Así mismo, se observa que la máxima precipitación se presentó el día 15 de septiembre, de 26.7 mm. El máximo valor de media móvil ocurrió el día 12 de septiembre, con un valor de 11.14 mm. La mayor intensidad se dió el 15 de septiembre coincidiendo con la máxima precipitación, de 14.56 mm/5 días. Estos máximos anuales se relacionaron con la Onda Tropical 40. Se observa que el descenso térmico ocurrido durante la E.LI. sucedió cuando la precipitación acumulada alcanzó los 509.3 mm. Este año el descenso térmico fue de tan solo 1.7°C. El tiempo que tardó el agua termal en descender hasta los 47.5°C fue de 1 día, mientras que tardó 17 días para recuperar su temperatura original, equivaliendo a una tasa de recuperación de 0.10 °C/día. Los principales fenómenos meteorológicos que afectaron el volumen precipitado fueron la onda tropical 14, observada el día 13 de septiembre y la onda tropical 40 el 15 de septiembre.

Análisis Año 2003

Este año se observa que la temperatura se mantuvo más o menos constante en los 50°C hasta el día 4 de octubre en que esta descendió a 49°C y continuó su descenso hasta el día 14 de octubre cuando alcanzó la temperatura mínima de 40°C. Se observa que la mayor precipitación se presentó el día 2 de octubre y fue de 39.6 mm ocasionada por la onda tropical 49. El mayor valor de media móvil ocurrió el día 1 de octubre, con un valor de 13.65 mm. La mayor intensidad observada es de 21.37 mm/5 días la cual se presentó el día 30 de septiembre. El descenso térmico comenzó cuando la precipitación acumulada alcanzó los 545.45 mm. La temperatura disminuyó 9°C en 10 días, lo cual representó un

decremento térmico de aproximadamente $1^{\circ}\text{C}/\text{día}$. A pesar de la rapidez del descenso, el incremento en la temperatura fue más lento. En este año, el fluido tardó 76 días en recuperar una temperatura de 49°C , lo cual equivale a $0.11^{\circ}/\text{día}$. Los fenómenos meteorológicos que afectaron en mayor medida la precipitación anual fueron la Onda Tropical 41 y la Onda Tropical 49, observadas los días 8 de septiembre y 28 de septiembre respectivamente.

Análisis Año 2004

El año 2004 fue el que menores variaciones térmicas presentó, pues la mayor parte del año existió una temperatura constante de 50°C y el diferencial térmico fue de tan solo 2°C . El descenso comenzó el 10 de junio y alcanzó la temperatura mínima de 48°C el día 25 de junio. La precipitación máxima del año es de 34 mm y se presenta el día 5 de agosto, mientras que el máximo valor de media móvil es de 9.13 mm el 4 de junio, por lo cual se observa que no existe relación entre estos dos factores y los descensos de temperatura. La mayor intensidad de precipitación ocurrió el día 9 de octubre, con un valor de 12.22 mm/5 días. Alrededor de esta fecha no existieron variaciones térmicas por lo cual se infiere que una precipitación con esta intensidad es insuficiente para influir en las propiedades del fluido termal. Por otro lado, las variaciones térmicas comenzaron a ocurrir cuando la curva de precipitación acumulada alcanzó los 274 mm. El tiempo que tardó el fluido en alcanzar los 48°C a partir de los 49.5°C fue de 14 días, es decir $0.1^{\circ}/\text{día}$, mientras que solo ocupó 8 en recuperar su temperatura original, representando una tasa de $0.18^{\circ}\text{C}/\text{día}$. La mayor precipitación se relacionó con la Onda Tropical 29, ocurrida el día 5 de agosto.

Análisis Año 2005

El año 2005 se presentó una situación extraordinaria: el Huracán Stan azotó las costas del Golfo de México con gran fuerza provocando lluvias muy intensas y variaciones térmicas abruptas. Este huracán de categoría 1 en la escala Saffir-Simpson tuvo una duración del 1

al 4 de octubre, provocando daños calculados en mil millones de dólares y causando más de 1500 muertes.

Entre los días 5 y 6 de octubre se presentaron unas precipitaciones mayores a 200 mm en la Sierra Norte de Puebla ocasionando que algunas pequeñas presas de la región excedieran su capacidad de almacenamiento y se desbordaran, incrementando considerablemente el volumen de los ríos, incluido el Tenexapa. El volumen precipitado, aunado a la gran fuerza de los ríos causó una gran devastación en los poblados aledaños debido a los deslizamientos provocados por la remoción en masa. El Manantial Chignahuapan también resintió los efectos de las intensas lluvias, pues fue inundado por el Río Tenexapa ocasionando que la temperatura disminuyera a 20°C en dos días y el periodo de recuperación ascendiera a 153 días.

En la Fig. 5.7 se observan dos descensos térmicos, el primero ocurrido durante los meses de agosto y septiembre representado por una curva de pendiente suave y el segundo ocurrido el 5 de octubre con un comportamiento muy abrupto producto de las fuertes lluvias ocasionadas por el huracán.

El primer descenso ocurrió el día 5 de agosto, después de haber presentado una temperatura constante de 50°C durante todo el año. En este descenso la temperatura mínima alcanzada fue de 45 °C en un periodo de 26 días, lo que equivale a una tasa de descenso de 0.19°C/día. Se observa que la mayor precipitación hasta ese entonces había sido de 54.30 mm el día 26 de julio, mientras que el mayor valor de media móvil ocurrió el 3 de julio, con un valor de 12.591 mm. La mayor intensidad fue de 18.52 mm/5 días, el día 27 de julio. Se observa que existe relación entre las fechas de mayor precipitación e intensidad pero no así con la media móvil. Se aprecia que el descenso térmico comenzó a ocurrir cuando la curva de precipitación acumulada alcanzó los 317.1 mm. Los fenómenos meteorológicos relacionados con este periodo son la Depresión Tropical 3 ocurrida el día 3 de julio y la Onda Tropical 21 el 26 de julio.

Antes de que las aguas del manantial pudieran recuperar su temperatura original después del primer descenso, ocurrieron las fuertes lluvias de 200 mm mencionadas anteriormente, provocando que la temperatura bajase abruptamente de 48°C a 20°C

(temperatura del agua meteórica) en dos días. Este evento supuso una fuerte alteración para el sistema geotérmico del Manantial Chignahuapan, pues la recuperación de la temperatura original demoró hasta marzo del 2006, es decir, más de 5 meses. En este evento es clara la relación de la precipitación local con las variaciones térmicas del Manantial Chignahuapan.

Análisis Año 2006

En este año se observan tres descensos de temperatura. El primero ocurrió días después de que el manantial recuperó la temperatura de 50°C durante la E.S. y no se observa una clara relación entre la precipitación local y el descenso. Tal como en el año 2002, se infiere que este decremento térmico fue producto de fuerzas ajenas a la precipitación, tales como sismicidad, derrumbes dentro del acuífero, variaciones en la red de flujo etc. Posteriormente se observan algunas pequeñas variaciones térmicas de poca importancia alrededor del mes de mayo que de manera similar al primer descenso no presenta relación a la precipitación local. Este evento provocó que la temperatura del manantial permaneciera en una temperatura constante de 47°C durante cerca de 3 meses. El tercer descenso ocurrió durante la E.LI., comenzando el día 7 de octubre y alcanzando la mínima temperatura de 45°C el 10 de octubre. En este periodo se observó un escaso diferencial térmico de 2°C. La máxima precipitación ocurrida en este año es de 48 mm el 19 de junio. El mayor valor de media móvil fue de 11.3 mm presentándose el día 21 de septiembre y el mayor valor de intensidad ocurrió el día 17 de junio con un valor de 12 mm/5 días. En este caso, la precipitación y la intensidad se encontraron cerca de las mismas fechas, mientras que la media móvil no tuvo relación con estos parámetros. Se observa que ninguno de estos tres factores se relacionó de manera clara con el tercer descenso, el cual ocurrió en fechas en las cuales no existieron precipitaciones anormalmente intensas. Al comenzar el decremento térmico la curva de precipitación tenía un valor de 701.82 mm, valor bastante alto comparado con los demás años. Estos resultados sugieren que el régimen térmico del Manantial Chignahuapan fue modificado en gran manera por la precipitación extraordinaria sucedida los días 4 y 5 de octubre del año 2005. El tiempo que tardó el manantial en recuperar su temperatura fue de 36 días, lo cual equivale a una tasa de

0.05°C/día. Los fenómenos meteorológicos ocurridos en el año fueron la Onda Tropical 7 el día 18 de junio y la Onda Tropical 19 el 28 de julio. Se observa que estos eventos no afectaron en lo más mínimo la temperatura del Manantial Chignahuapan a pesar de presentar una intensidad considerable.

Análisis Año 2007

A partir de este año el comportamiento del manantial se caracterizó por presentar varios descensos durante la época de lluvias. En este año se observa que el manantial mantuvo una temperatura casi constante de 49.5°C con excepción de unas pequeñas alteraciones sufridas durante el mes de marzo. El día 21 de agosto comienza el decremento térmico, alcanzando una temperatura mínima de 38°C el día 12 de septiembre. Posteriormente comenzó a elevarse hasta llegar a 42°C el día 27 de septiembre, cuando descendió nuevamente hasta los 38.5°C el día 11 de octubre. Se observa que las mayores precipitaciones ocurrieron durante el descenso térmico. La primera gran precipitación ocurrió el día 23 de agosto, con una lámina de 53.9 mm, dos días después de que la temperatura comenzara a descender. Este evento se relaciona con la Depresión Tropical Dean. La segunda presentó una lámina de precipitación de 57.3 mm el día 28 de septiembre, fecha en la que se produjo el comienzo del segundo descenso, coincidiendo con la Tormenta Tropical Lorenzo. El mayor valor de media móvil fue de 10.621 mm, presentándose el día 28 de agosto, mientras que el mayor valor de intensidad fue de 17.5 mm/5 días el día 21 de agosto. Así mismo se observa que las variaciones termales comenzaron al alcanzar la curva de precipitación acumulada los 291.23 mm. Para el primer descenso la tasa de decremento térmico fue de 0.27°C/día, mientras que la de recuperación fue de 0.23°C/día.

Análisis Año 2008

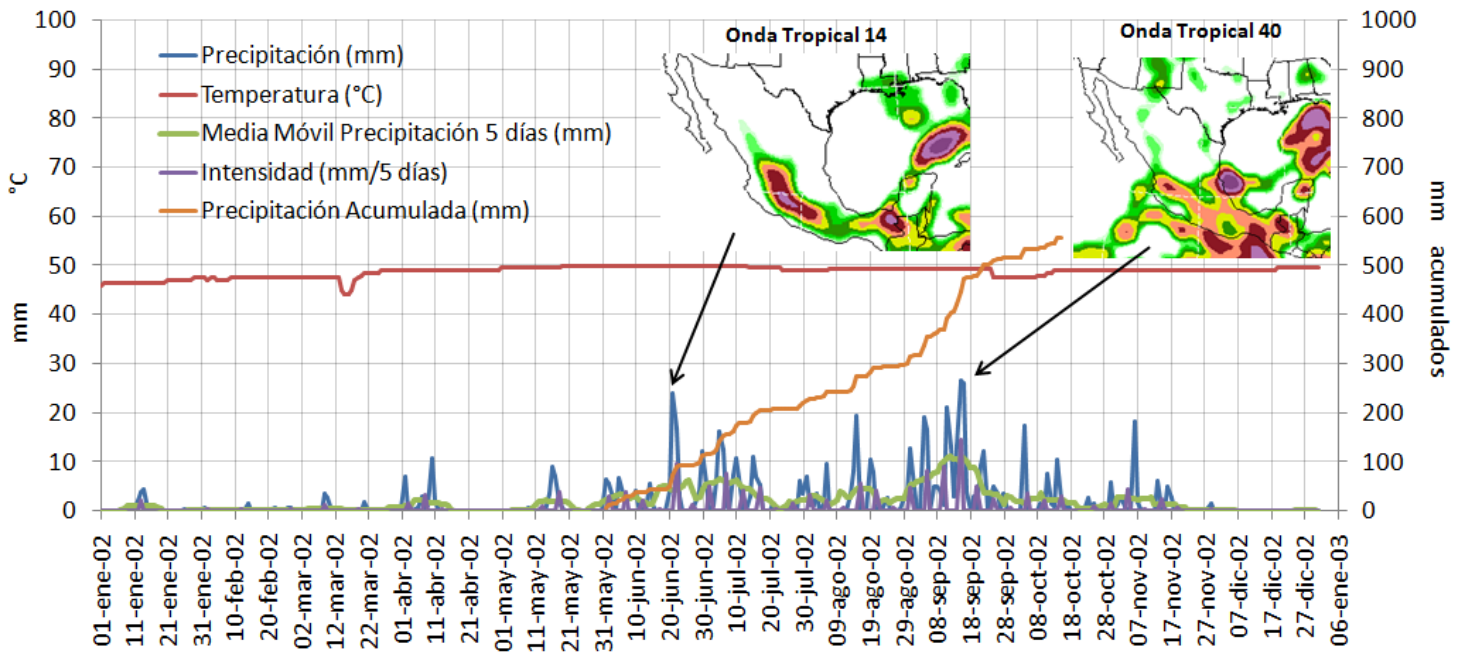
Este año se presentaron grandes variaciones en la curva de temperatura del manantial. Se observan por lo menos tres descensos bruscos en la temperatura, el primero ocurrido a principios de julio, el segundo a mediados de septiembre y el último a mediados de

octubre. El primero tuvo lugar el día 8 de julio, alcanzando la temperatura mínima de 41°C el día 17 de julio. El primer descenso tuvo una tasa de descenso de temperatura de 1.6 °C/día, mientras que la de recuperación es de 0.312°C/día. Se observa que la mayor precipitación del año, de 62.3 mm, ocurrió el día 8 de junio, un mes antes del inicio de la variación. Los dos días anteriores del comienzo del descenso se presentó una precipitación conjunta de 90 mm. La máxima media móvil se observa el día 10 de junio, con un valor de 23.86 mm mientras que la mayor intensidad se presentó el día 6 de junio con un valor de 28.56 mm/5 días. El primer descenso ocurrió cuando la curva de precipitación acumulada alcanzó los 452.41 mm, coincidiendo con la Onda Tropical 11. Se aprecia que ni la mayor precipitación, ni las máximos valores de media móvil ni de intensidad afectan directamente la curva térmica. Los principales fenómenos meteorológicos del año fueron la Onda Tropical 4, la Onda Tropical 11 y el Frente Frío 1, ocurridos el 8 de junio, el 8 de julio y el Frente Frío 1 el día 10 de septiembre.

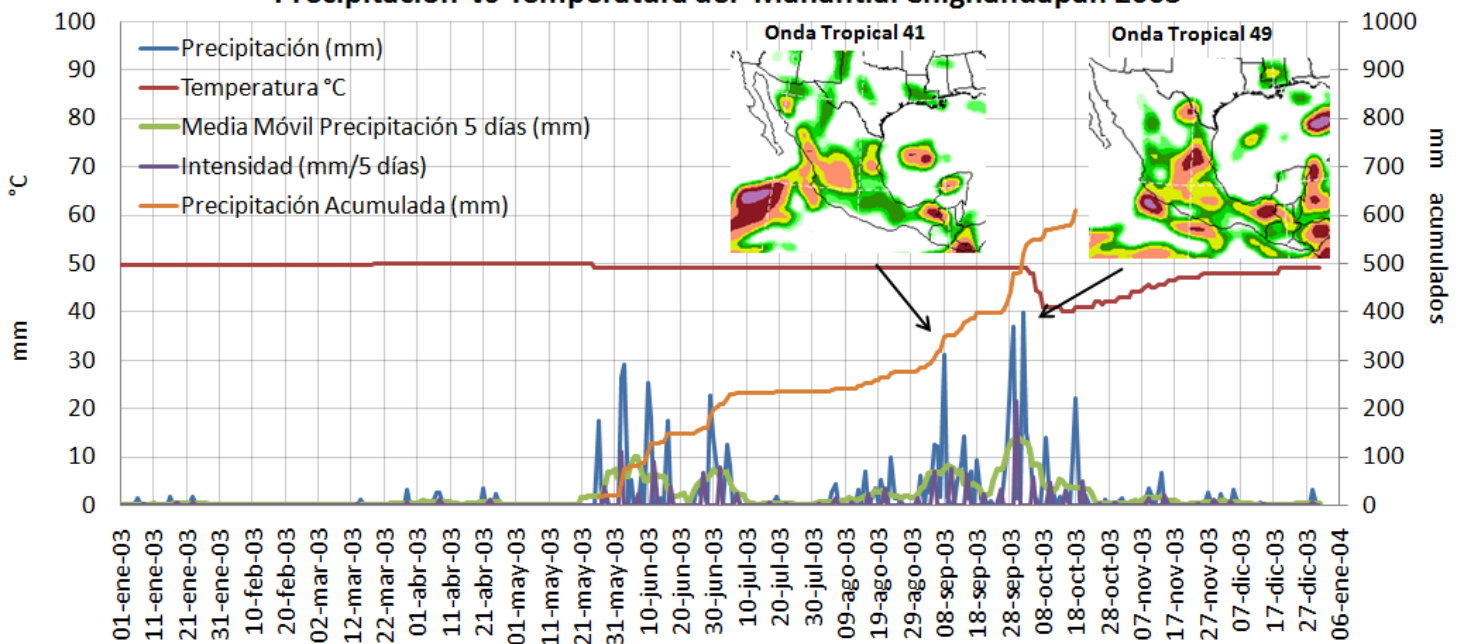
Análisis Año 2009

Al igual que el año anterior, en el 2009 se presentaron dos descensos de temperatura. El primero ocurrió el día 25 de septiembre, alcanzando una temperatura mínima de 38.5°C el 25 de septiembre. Antes de que recuperara su temperatura original de 50°C, se presentó otro descenso el día 19 de octubre, llegando a la mínima temperatura de 39°C el 3 de noviembre. La mayor precipitación se dió el día 6 de septiembre, con una lámina de 49 mm y se asoció a un Aire Tropical. La mayor media móvil fue de 13.24 mm y se presentó el día 11 de septiembre, mientras que la mayor intensidad se registró el 25 de septiembre con un valor de 18.68 mm/5 días, coincidiendo con la fecha del Frente Frío 2 y con el descenso térmico. Se observa que el decremento térmico para el primer evento ocurrió con gran rapidez, pues el descenso de 50° a 38.5 ocurrió en un solo día. Por otro lado, el segundo descenso tuvo un comportamiento más estable, con una tasa de decremento térmico de 0.35°C/día y una de aumento de 0.37°C/día. Se observa que el primer descenso de temperatura se registró cuando la curva de precipitación acumulada alcanzó los 497.46 mm, mientras que el segundo parece que estuvo influenciado por la precipitación asociada al Frente Frío 6.

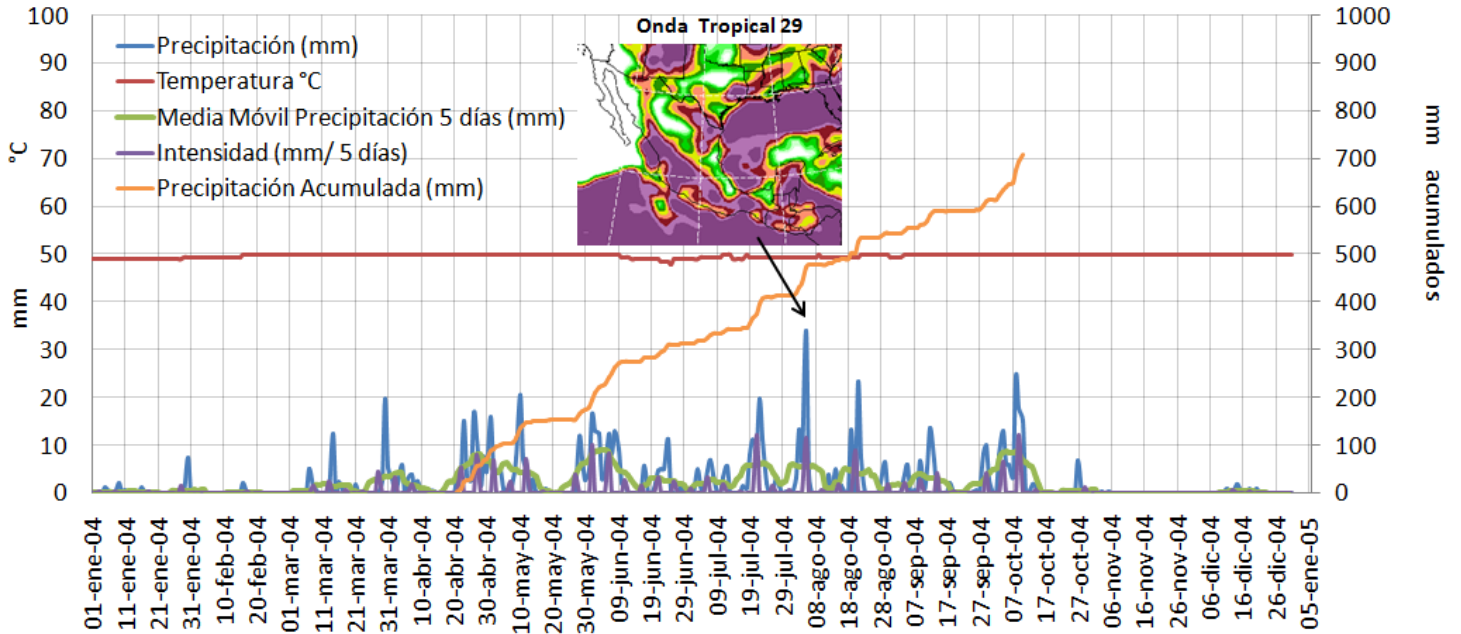
Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2002



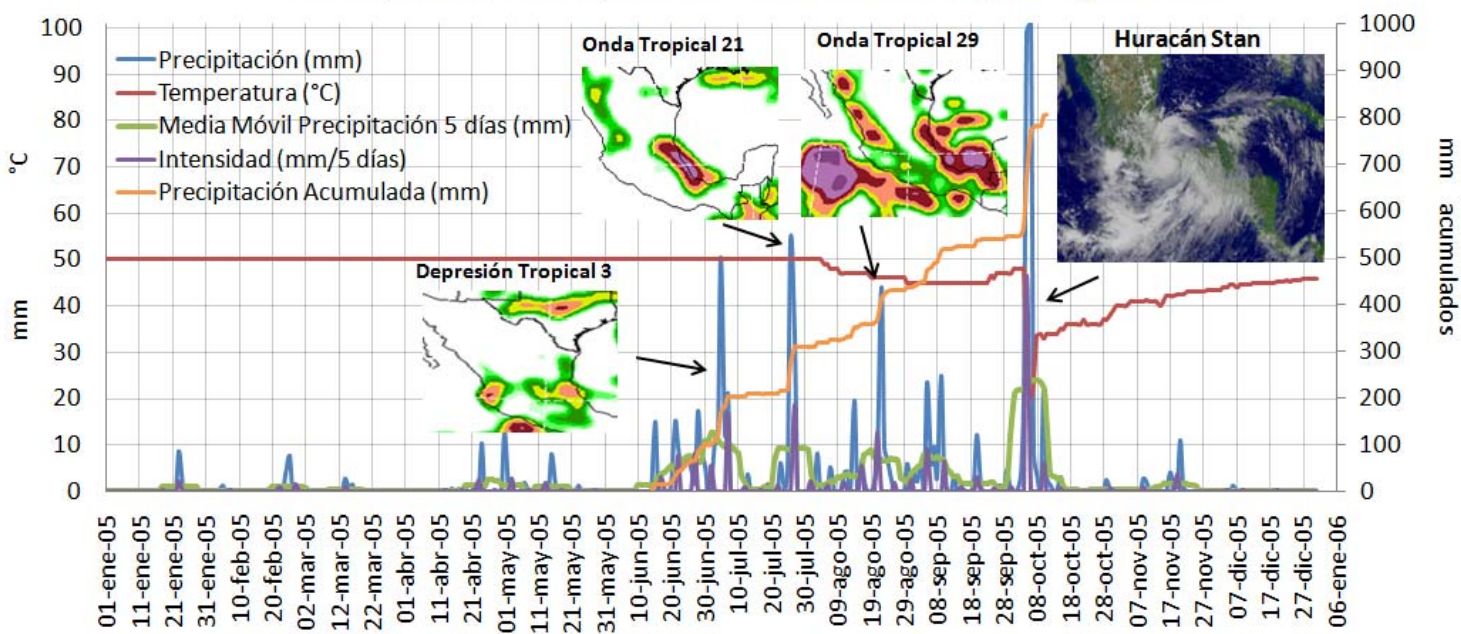
Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2003



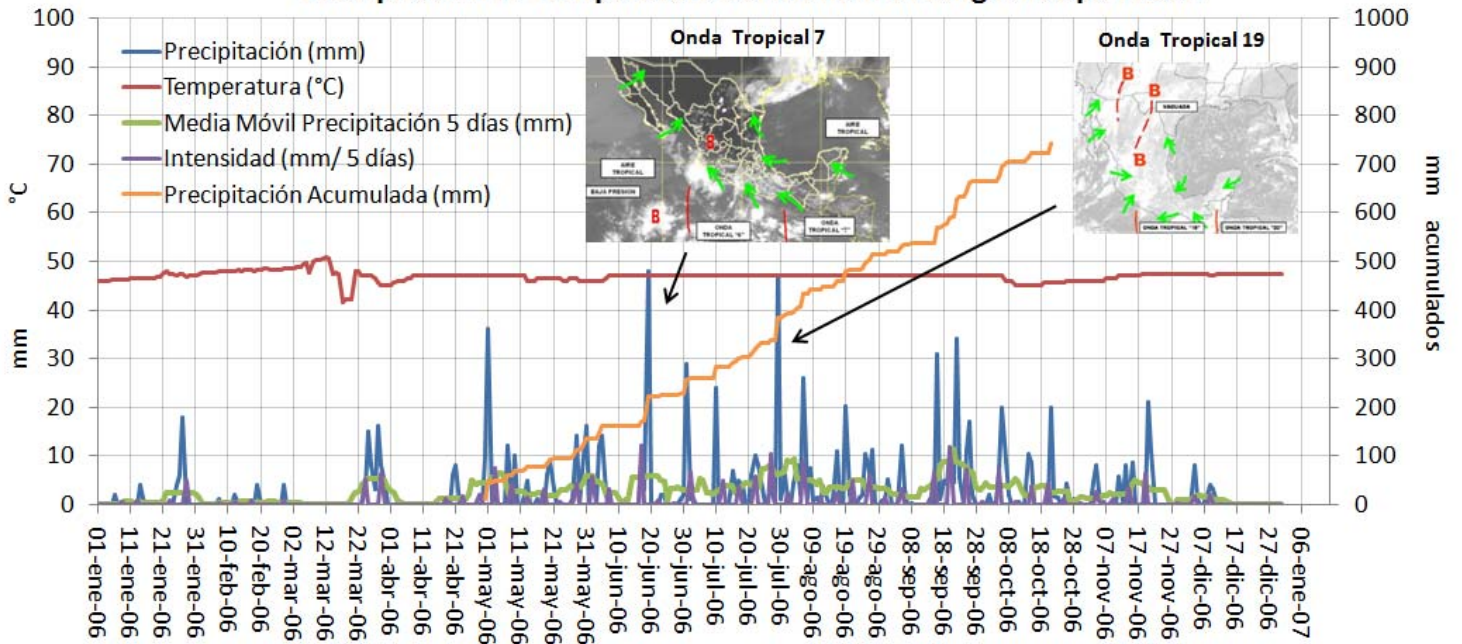
Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2004



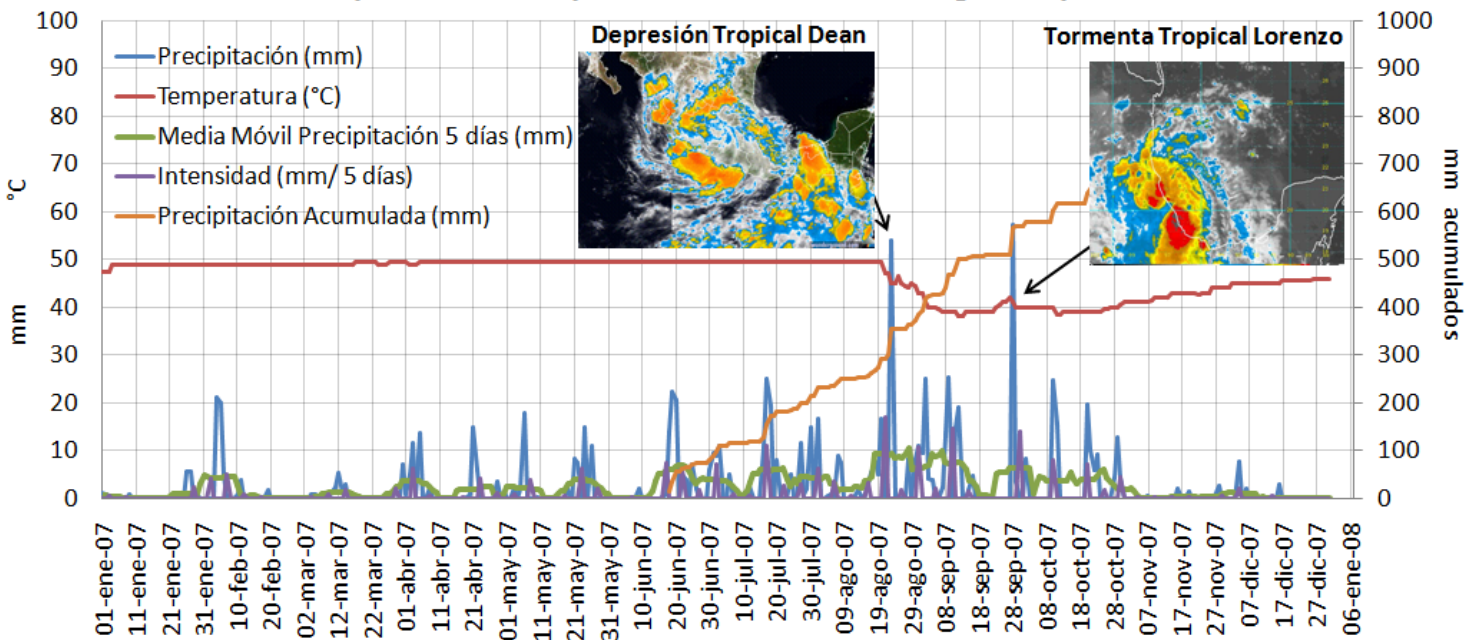
Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2005



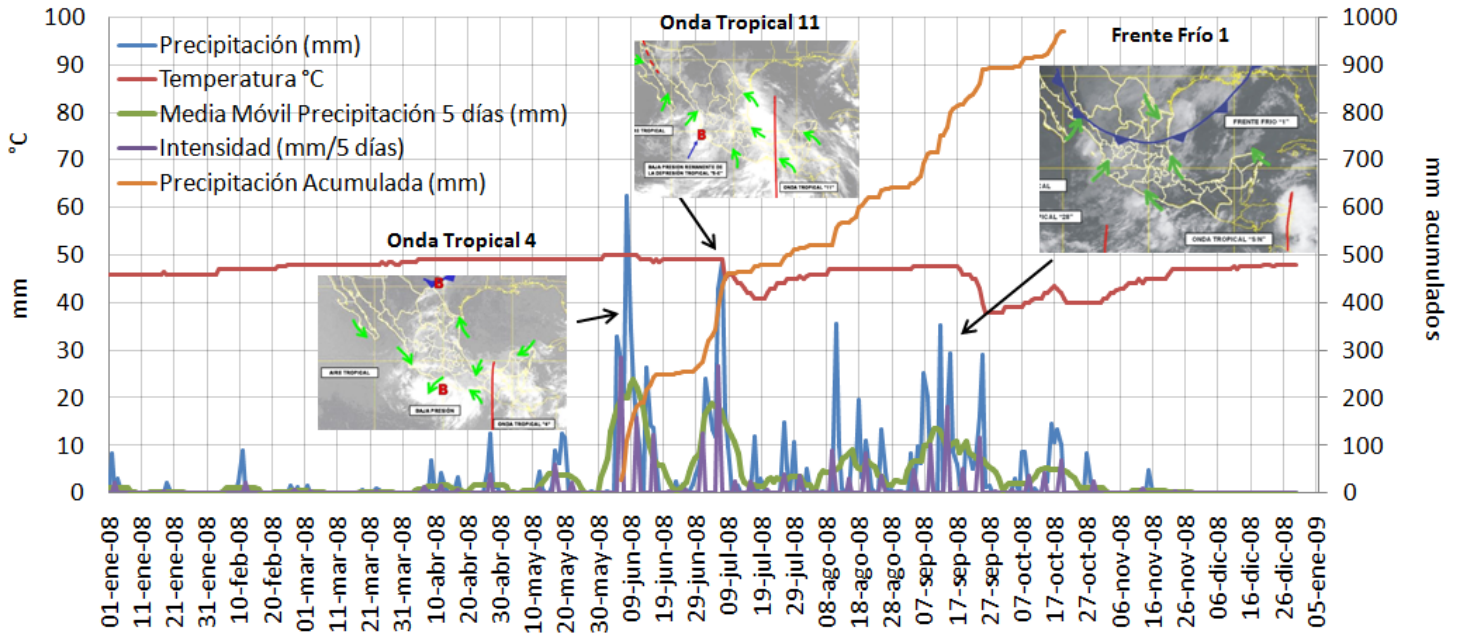
Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2006



Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2007



Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2008



Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan 2009

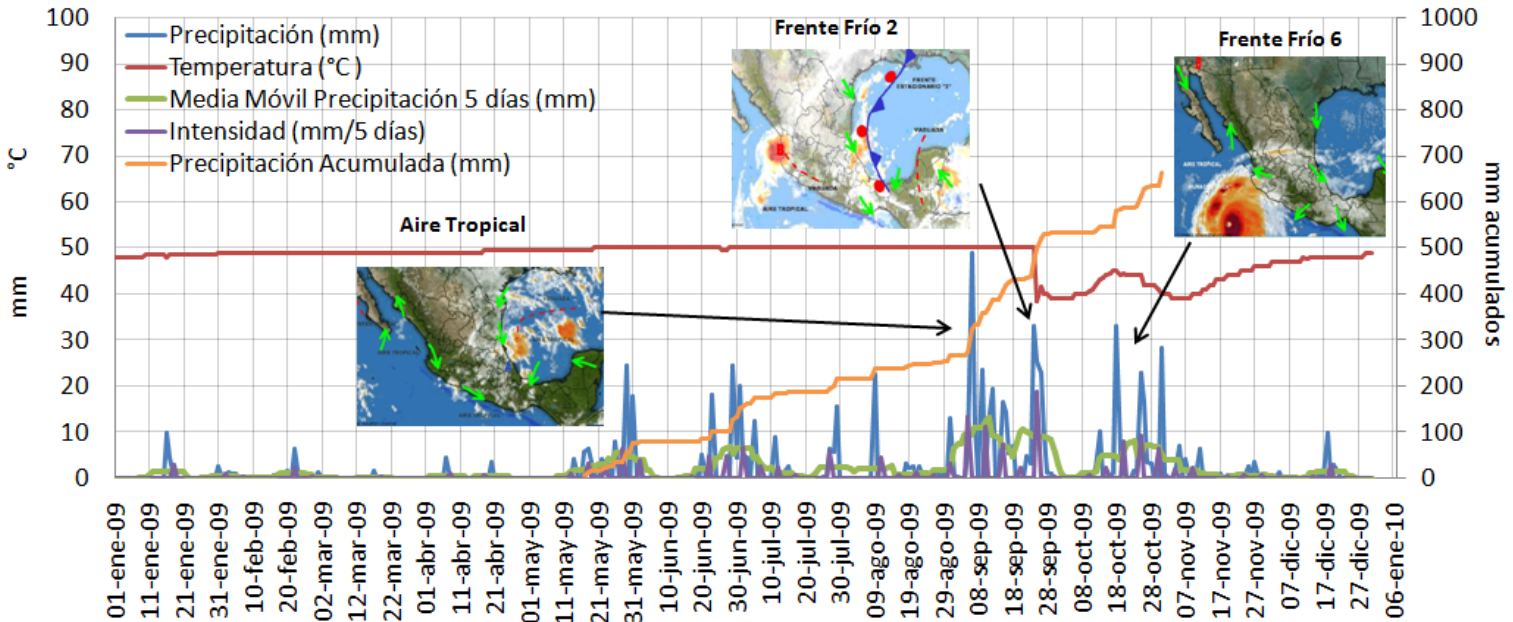


Fig. 5.7 Gráficas de Precipitación vs Temperatura del Manantial Chignahuapan para el periodo 2002-2009. (CENAPRED, 2010)

5.2.2 Análisis de Temperatura vs Parámetros Hidrometeorológicos

En la tabla 5.2 se encuentra un resumen de los mayores valores de temperatura anual, precipitación, media móvil, intensidad, precipitación acumulada (durante toda la época de lluvias), precipitación acumulada parcial (hasta el momento del descenso térmico), y los menores valores de temperatura absoluta (E.S. o E.LI.) y de temperatura durante E.LI. Se aprecia que el año que presenta el mayor descenso de temperatura durante la E.LI. es el 2005, por los motivos mencionados anteriormente, seguido de los años 2007 y 2008, 2009, 2003 2006, 2002 y por último el 2004. Los únicos años en los cuales se observa una temperatura mínima absoluta menor que la temperatura mínima de la E.LI. son 2002 y 2006, ocurridos por factores ajenos a la precipitación local. Es importante observar que en los años 2002, 2003, 2008 y 2009 el descenso térmico se encuentra relacionado a una precipitación acumulada parcial de aproximadamente 500 mm. Por otro lado, los años 2004, 2005 y 2007 se relacionan a una precipitación acumulada parcial de 300 mm. En el año 2006 el descenso ocurre al alcanzar una precipitación acumulada parcial de aproximadamente 700 m, debido probablemente a que en este año el manantial mantuvo una temperatura constante de 47°C y se encontraba aún recuperándose de los estragos sufridos en el 2005 a causa del Huracán Stan.

Tabla 5.2 Valores de temperatura y precipitación para el periodo 2002-2009.

Temperatura vs Máximas Precipitación, Media Móvil e Intensidad

En la Fig. 5.8 se presenta una gráfica donde se muestran los parámetros de máxima precipitación, máxima media móvil y máxima intensidad con respecto a las fechas de mayor descenso térmico del Manantial Chignahuapan. Se observa que en los años 2002, 2003, 2005, 2008 y 2009 éstos tres parámetros ocurren el mismo día o en fechas cercanas y producen un brusco descenso en la temperatura inmediatamente. Cabe aclarar que en el año 2005 se observan dos descensos, el primero ocasionado por fenómenos cíclicos del Manantial Chignahuapan y el segundo originado por el Huracán Stan. En el segundo descenso es en el que se observa la coincidencia y el que se encuentra graficado en la Fig. 5.8. Por otro lado, en los años 2004, 2006 y 2007, así como en el primer evento de descenso del año 2005, los parámetros ocurren en distintos días y no se observa una relación directa entre ellos y los descensos térmicos del manantial. En estos años el único valor que parece presentar cierta relación con los descensos es la media móvil, pues en los tres casos el máximo valor de este parámetro ocurre algunos días antes de las variaciones.

Temperatura vs Precipitación Acumulada en Época de Lluvias (E.LL.) y Precipitación Acumulada Parcial

En la Fig. 5.9 se observa una gráfica de temperatura del Manantial Chignahuapan vs la Precipitación Acumulada durante la E.LL. Las líneas verticales indican el día donde ocurre el descenso e intersecta a la curva de precipitación acumulada de E.LL., denotando el valor de precipitación acumulada parcial. En los años 2002, 2003, 2008 y 2009 se exhiben descensos térmicos cuando la curva de precipitación acumulada alcanza los 500 mm aproximadamente.

Por otro lado, se observa que los años 2004, 2005 (primer descenso) y 2007 presentan descensos al alcanzar los 300 mm aproximadamente.

Temperatura del Manantial Chignahuapan vs Máximas Precipitación, Media Móvil e Intensidad

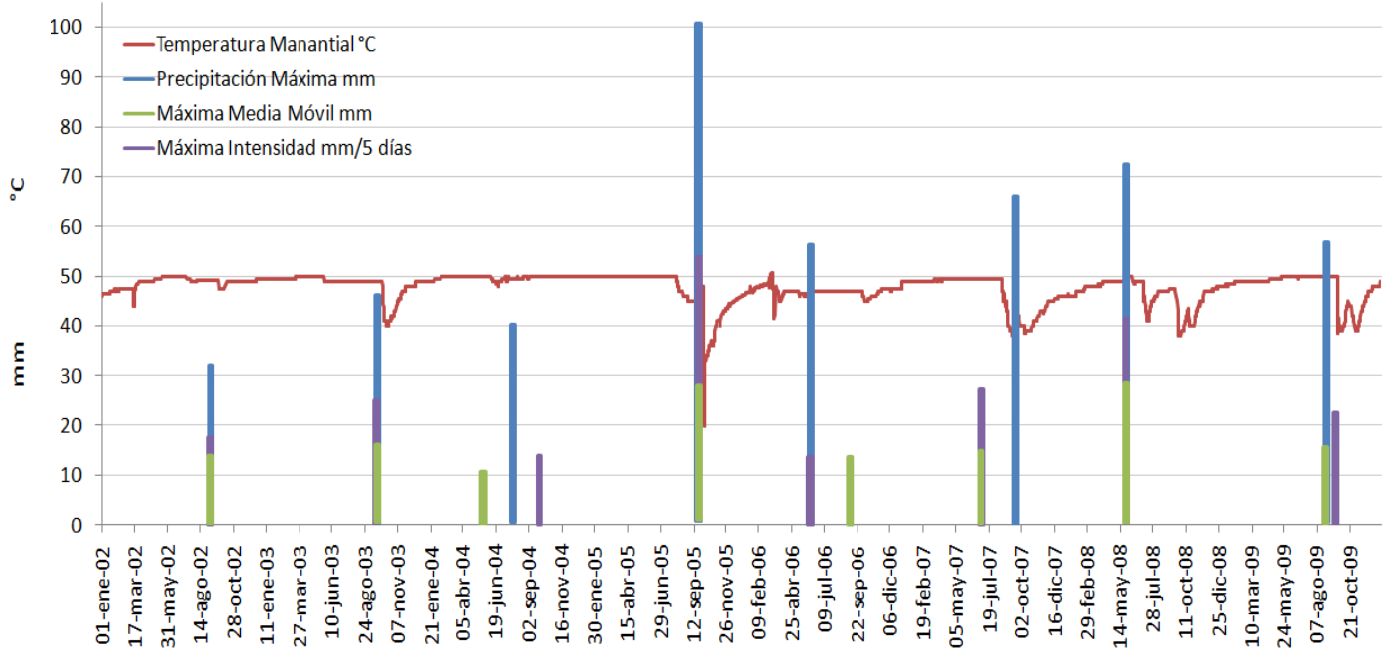


Fig. 5.8 Temperatura del Manantial Chignahuapan vs Máximas Precipitación, Media Móvil e Intensidad.

Precipitación Acumulad E.LI. vs Temperatura del Manantial Chignahuapan

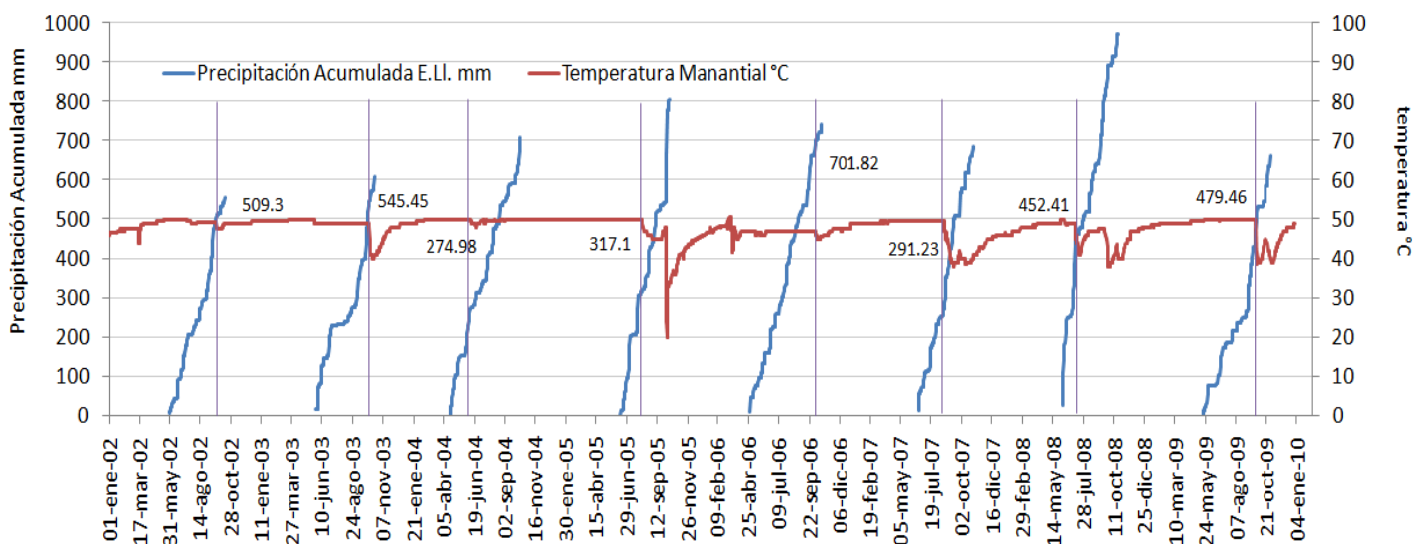


Fig. 5.9 Precipitación Acumulada en la E.LI. vs Temperatura del Manantial Chignahuapan

En las Figuras 5.8 y 5.9 se aprecia que existen dos tendencias principales, las cuales permiten agrupar los años en dos conjuntos de acuerdo al comportamiento del manantial.

- Grupo I. Descensos térmicos que ocurren al presentarse una precipitación acumulada parcial de aproximadamente 500 mm, así como coincidencia de los máximos de los parámetros analizados. Se observa en los años 2002, 2003, 2005 (segundo descenso), 2008 y 2009.
- Grupo II. Descensos térmicos que ocurren al presentarse una precipitación acumulada parcial de aproximadamente 300 mm, así como falta de coincidencia de los máximos de los parámetros analizados con los descensos térmicos. Se observa en los años 2004, 2005 (primer descenso) y 2007.

El año 2006 presenta una tendencia distinta, con descensos alrededor de los 700 mm acumulados. Sin embargo, este año presenta características extraordinarias debido a que la temperatura se mantuvo en 47°C, considerablemente menor a los 50°C de los demás años, provocando que el comportamiento de las aguas del manantial fuera distinto. Para fines prácticos este año se considerará dentro del Grupo II.

Temperatura vs Máximas Precipitación, Media Móvil, Intensidad y Duración de la E.LI.

En la Fig. 5.10 se observa una gráfica de los valores de menor temperatura E.LI. vs los valores de máxima precipitación, máxima media móvil, máxima intensidad y duración de la E.LI. En esta figura no se tomó en cuenta la fecha de los descensos térmicos, únicamente el mínimo valor de temperatura durante la E.LI. Se observa que la duración de la E.LI tiene poca o nula influencia en las variaciones térmicas, pues los años 2006 y 2004, son los que mayor duración presentan (175 y 173 días respectivamente) y de los que menores descensos térmicos exhiben.

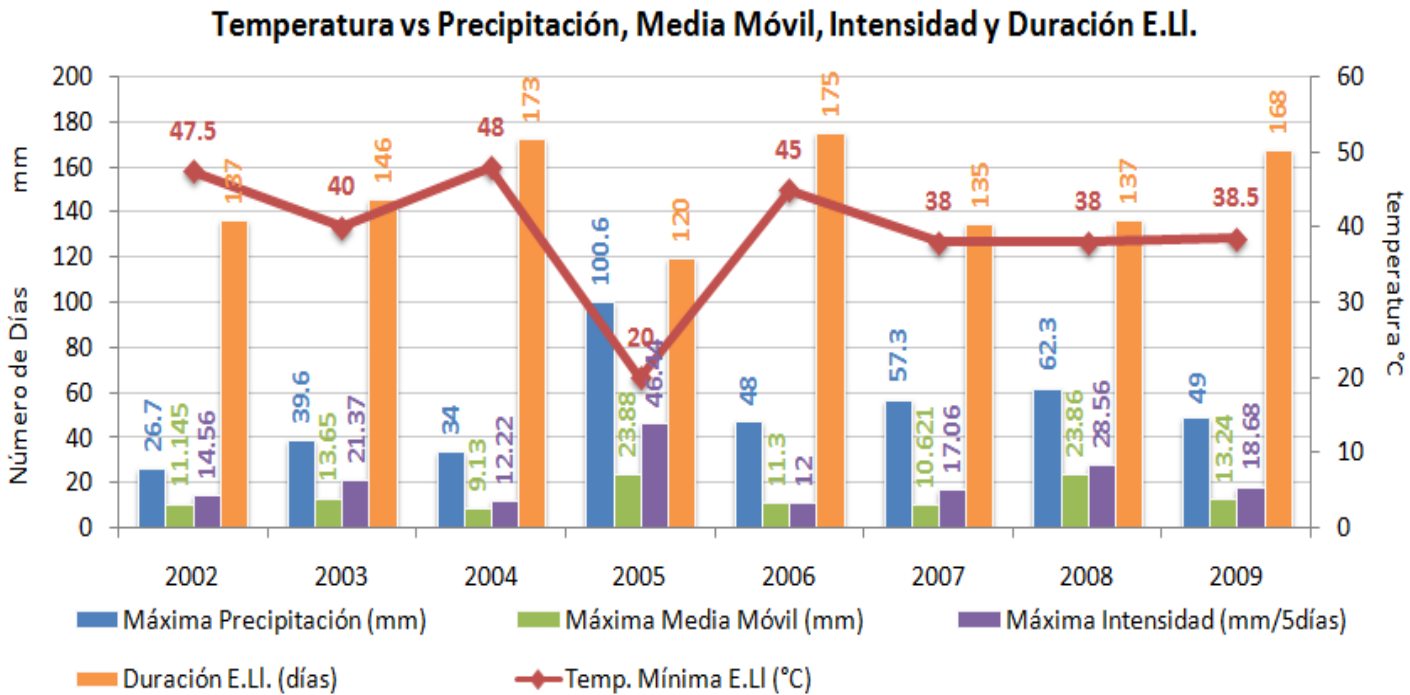


Fig. 5.10 Temperatura vs Precipitación, Media Móvil, Intensidad y Duración E.LI.

Se aprecia que para los años del Grupo I (2002, 2003, 2005, 2008 y 2009) los valores de precipitación, media móvil e intensidad son proporcionales con los descensos térmicos, mientras que en los resultados para el Grupo II (2004, 2005, 2006, 2007) se observa una escasa correlación. Con el fin de representar gráficamente el grado e correlación entre la temperatura del manantial y los parámetros analizados se realizó la Fig. 5.11. En ella se graficaron para los dos diferentes grupos los valores de los parámetros relacionados con la mínima temperatura registrada. En el Grupo I se observa que el parámetro que presenta una mayor correlación es el de precipitación, seguido de la media móvil y por último la intensidad. Por el contrario en el Grupo II el parámetro con mayor grado de correlación es la intensidad. Las gráficas del Grupo II son únicamente un aproximado de los valores para esta tendencia, puesto que como se observa en la Fig. 5.8 (Temperatura del Manantial Chignahuapan vs Máximas Precipitación, Media Móvil e Intensidad.) los valores máximos de los parámetros no coinciden exactamente con las fechas de los descensos térmicos.

GRUPO I

GRUPO II

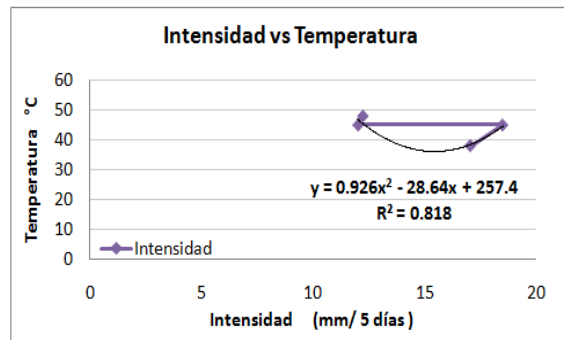
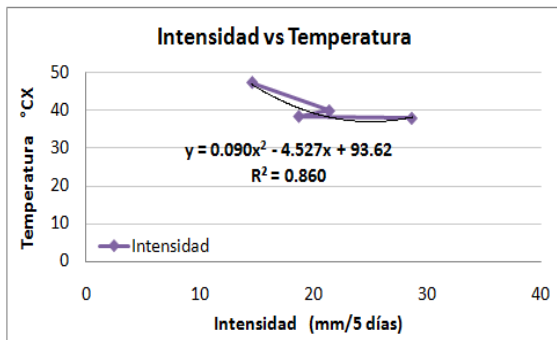
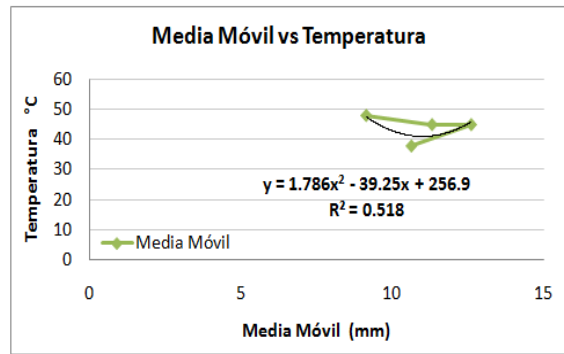
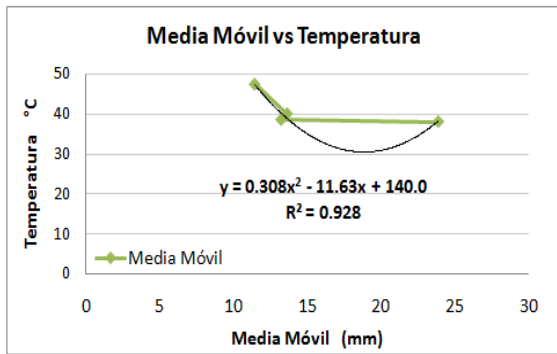
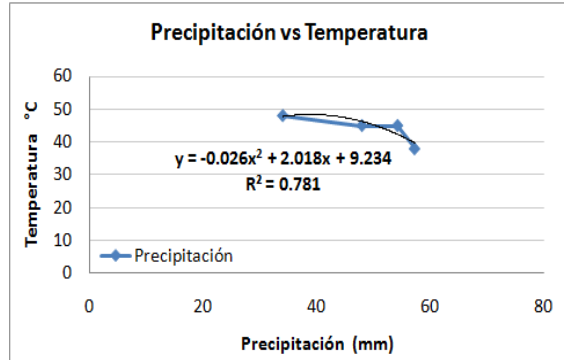
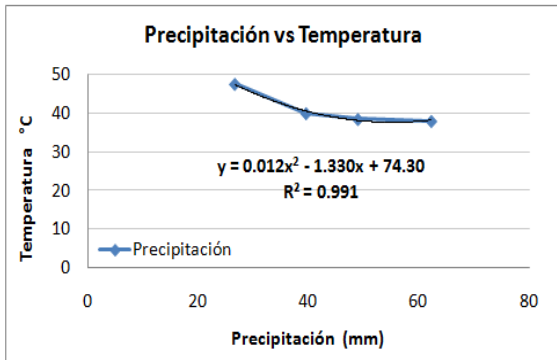


Fig. 5.11 Gráficas de los principales parámetros vs temperatura del Manantial Chignahuapan.

5.2.3 ANÁLISIS DE CORRELACIÓN CRUZADA

Una herramienta muy útil para el análisis de series de tiempo estocásticas es la correlación cruzada. El objetivo de una correlación cruzada es identificar qué tan significativa es la correlación entre dos series de tiempo, en la cual una tiene influencia sobre la otra. La relación de dependencia temporal entre las dos series se analiza calculando coeficientes de correlación cruzada para varios lags (retrasos) y graficar los resultados en un correlograma cruzado (cross-correlogram) (Krešić,1997). En la Fig. 5.12 se observa el principio de la correlación cruzada. En este caso, la serie X representa la precipitación local, mientras la serie Y la temperatura del manantial. Y es la variable dependiente (pues se encuentra influenciada por X) y tiene un retraso con respecto a X.

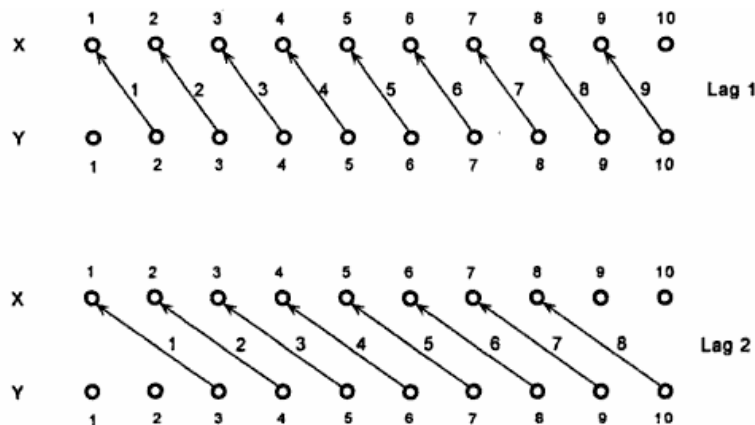


Fig. 5.12 Principio de Correlación Cruzada. (Krešić,1997)

El coeficiente de correlación cruzada $R_c(\tau)$ se calcula por medio de la siguiente ecuación, donde τ es el lag, y X y Y son las series de tiempo de precipitación y temperatura respectivamente:

$$R_c(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{N-|\tau|} X_i Y_{i+\tau} - \frac{1}{N-|\tau|} \left(\sum_{i=1}^{N-|\tau|} X_i \right) \left(\sum_{i=\tau+1}^N Y_i \right)}{\left[\sum_{i=1}^{N-|\tau|} X_i^2 - \frac{1}{N-|\tau|} \left(\sum_{i=1}^{N-|\tau|} X_i \right)^2 \right]^{0.5} \left[\sum_{i=1}^{N-|\tau|} Y_i^2 - \frac{1}{N-|\tau|} \left(\sum_{i=1}^{N-|\tau|} Y_i \right)^2 \right]^{0.5}}$$

Fig. 5.13 Ecuación para determinar el coeficiente de correlación cruzada. (McCuen, 2002)

Al graficar los valores de $R_c(\tau)$ vs τ , se obtiene la gráfica de correlograma cruzado.

Para realizar los correlogramas cruzados de las series de tiempo de precipitación local vs temperatura, se tomó en cuenta la variable de media móvil como el valor de precipitación, debido a que estos valores se encuentran suavizados y eliminan los valores aleatorios. Los valores de media móvil y temperatura analizados son únicamente los que se encuentran en el periodo de E.LI. determinado para cada año, pues de esta manera se obtienen resultados más confiables. Para analizar el año 2005, se dividieron los valores, pues como se ha mencionado anteriormente, ocurren dos descensos importantes, el primero relacionado a las variaciones cíclicas del manantial y el segundo asociado con las fuertes precipitaciones originadas por el Huracán Stan. Para analizar el primer descenso, se tomaron los valores del inicio de la época de lluvias hasta el día 29 de septiembre, fecha anterior a las lluvias asociadas al huracán. Así mismo, para el estudio del segundo descenso, se utilizaron los valores de los días del 28 de septiembre al 31 de diciembre.

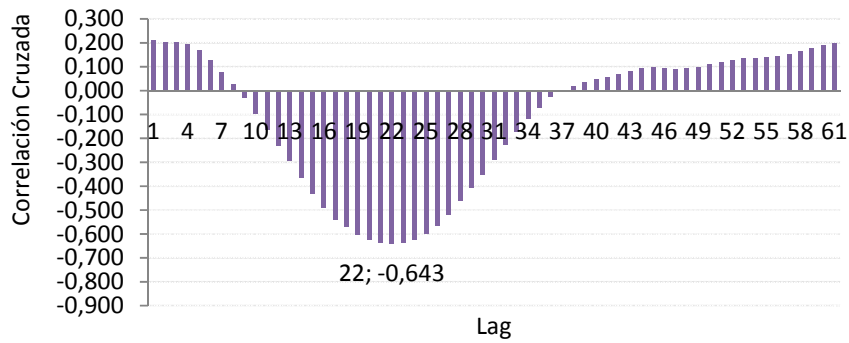
En la Fig. 5.14 se observan los correlogramas cruzados para lags de hasta 60 días para los años del Grupo I, mientras que en la Fig. 5.15 se observan los correlogramas cruzados para los años del Grupo II. En el correlograma cruzado del segundo descenso del año 2005 se observan únicamente 30 días de lag debido a que en el análisis se utilizó un menor número de valores.

Se observa que los correlogramas cruzados para el Grupo I presentan altos valores de correlación, del orden de -0.61 a -0.66, mientras que los del Grupo II presentan valores de correlación bastante bajos, menores a -0.46. Estos resultados indican que en los primeros, el comportamiento del manantial se encuentra asociado estrechamente con el fenómeno de precipitación local. Por otro lado, para los años del Grupo II la baja correlación sugiere que la precipitación local no es la principal causa de las variaciones térmicas.

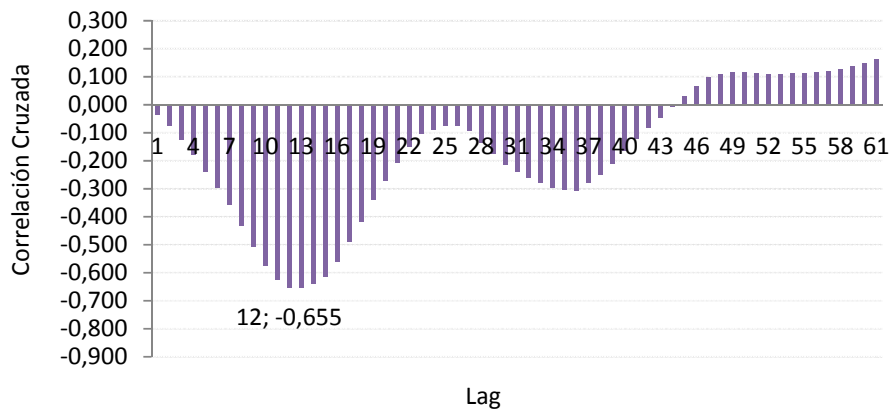
Se observa que los valores de lag para el Grupo I varían de 6 días (2005) a 25 días (2009). Los valores obtenidos en el lag son consistentes con los valores de retraso observados en las gráficas de precipitación vs temperatura para cada año.

CORRELOGRAMAS CRUZADOS PARA LOS AÑOS DEL GRUPO I

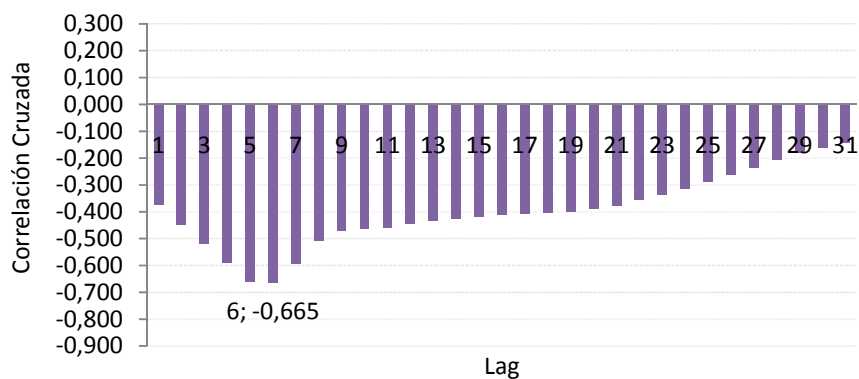
**Correlograma Cruzado (Temperatura / Media Móvil
Precipitación 2002)**



**Correlograma Cruzado (Temperatura/Media Móvil
Precipitación 2003)**



**Correlograma Cruzado (Temperatura/Media Móvil
Precipitación 2do descenso 2005)**



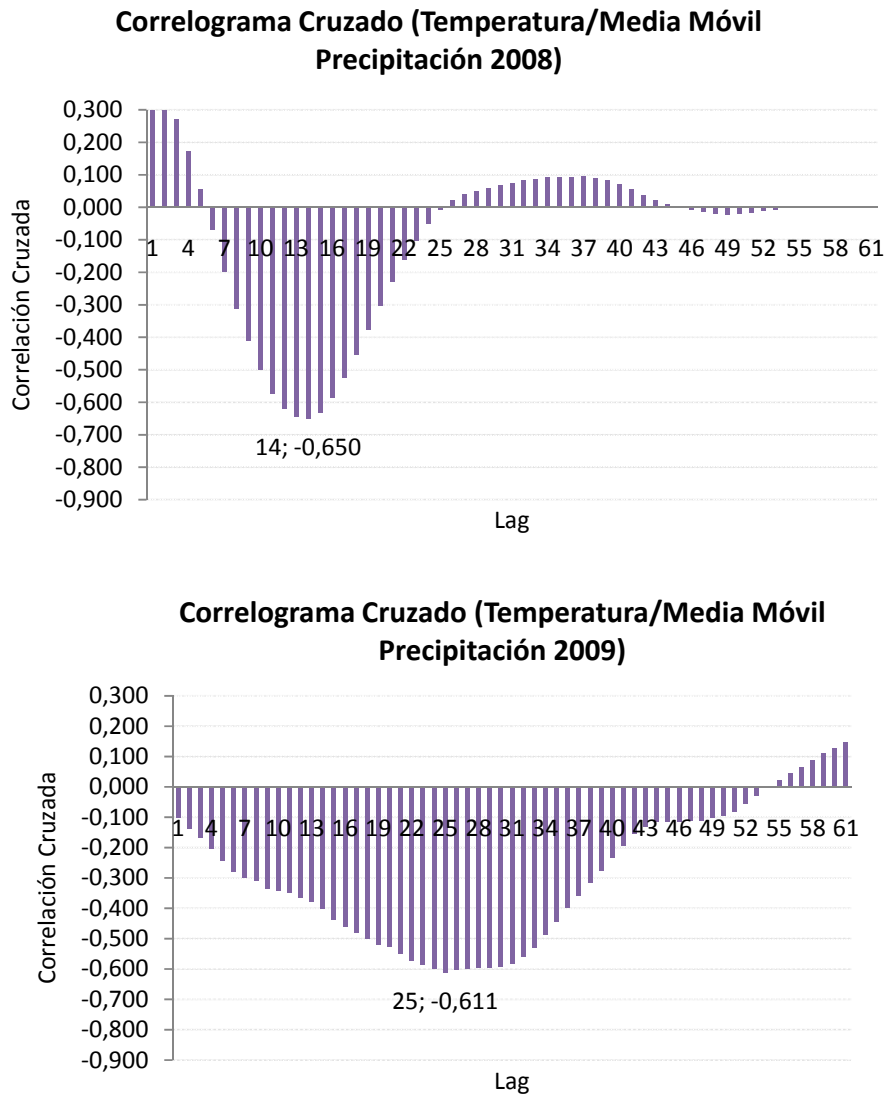
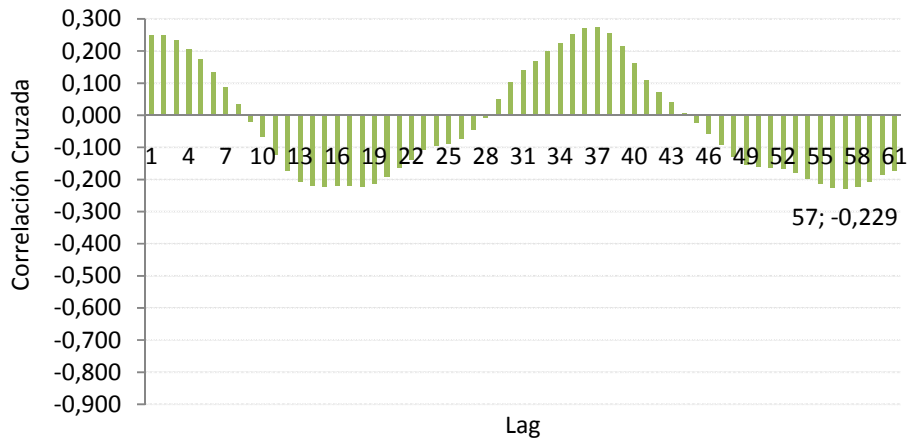


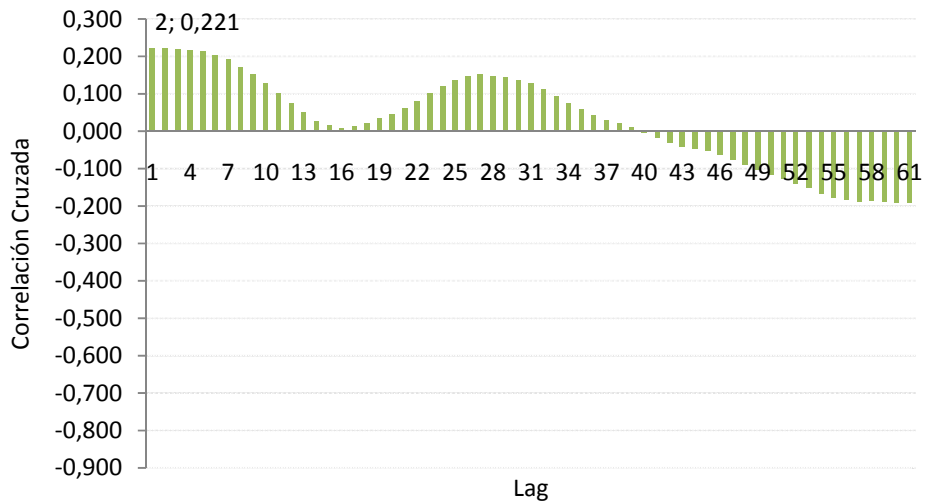
Fig. 5.14 Correlogramas Cruzados para los años del Grupo I

CORRELOGRAMAS CRUZADOS PARA LOS AÑOS DEL GRUPO II

**Correlograma Cruzado (Temperatura/Media Móvil
Precipitación 2004)**



**Correlograma Cruzado (Temperatura/Media Móvil
Precipitación 1er descenso 2005)**



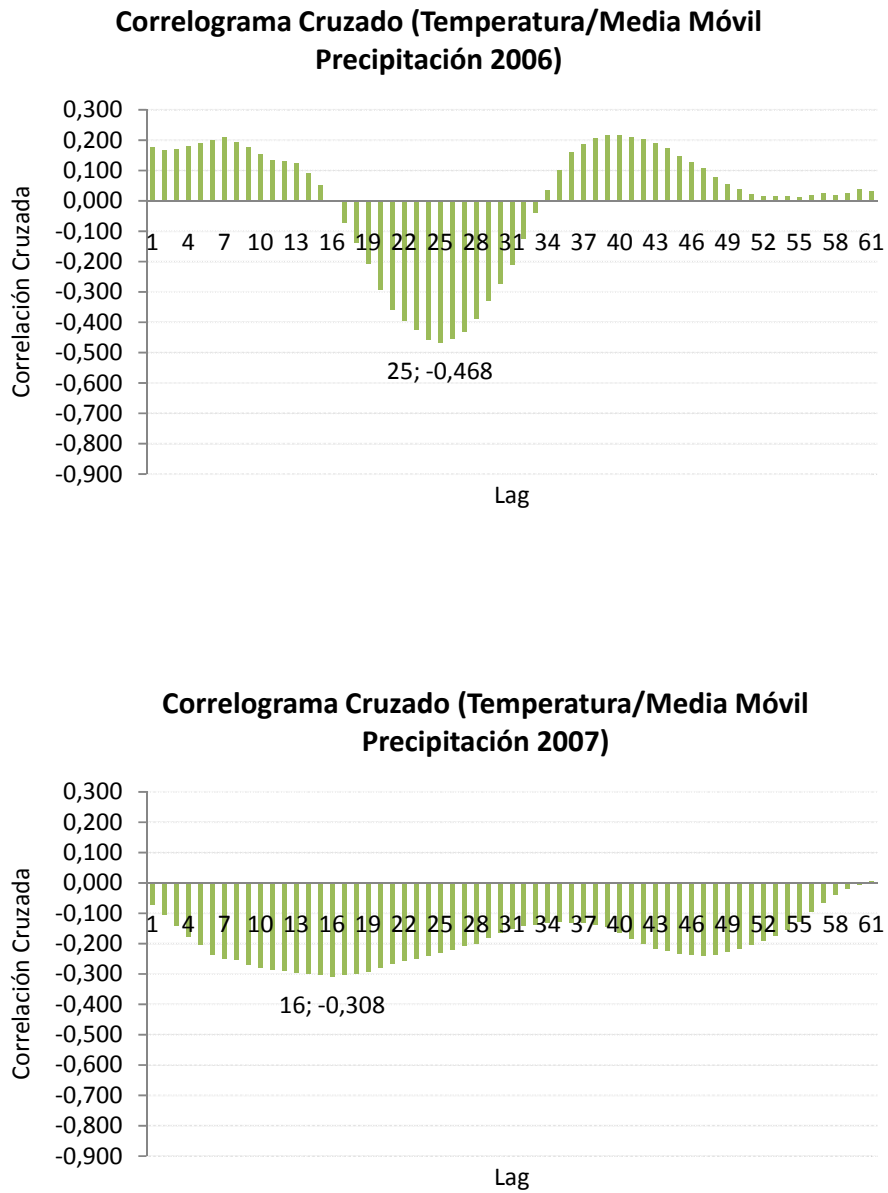


Fig. 5.15 Correlogramas Cruzados para los años del Grupo II

5.3 Análisis de Resiliencia

En ecología el término resiliencia se refiere a la propiedad de un sistema que caracteriza su comportamiento en relación a perturbaciones ocurridas en él y la velocidad con la que regresa a su estado original. Walker et al (2004) la definen como la capacidad de un sistema de absorber perturbaciones y reorganizarse cuando está sometido a cambios y mantener esencialmente la misma función, estructura, identidad y retroalimentación.

En este estudio se utilizará el término resiliencia para describir la relación entre los descensos y ascensos térmicos y el tiempo que tardan en ocurrir, así como la velocidad y tiempo total que la que las aguas termales necesitan para recuperar su temperatura original. Se analizarán las perturbaciones ocurridas en la temperatura de las aguas y qué tanto afecta el diferencial térmico la capacidad del manantial de regresar a su estado original.

Con el fin de determinar la velocidad de ascenso, descenso y total se observó en las gráficas de precipitación vs temperatura un periodo de tiempo en el cual se tuviera la misma temperatura inicial y temperatura final. Posteriormente, se identificó el periodo de tiempo ocurrido entre estos dos eventos y se determinó la temperatura mínima ocurrida en este intervalo. La diferencia entre la temperatura máxima (es decir, temperatura inicial T_i y final T_m) y la mínima temperatura T_m es el diferencial térmico dT . Se observó el número de días transcurridos para alcanzar la temperatura mínima, el cual equivale a los días de descenso y de igual manera los días transcurridos para que las aguas recuperaran la temperatura original siendo estos los días de ascenso. En la Fig. 5.16 se observa un ejemplo de este procedimiento en el cual se utilizó el periodo del 18 de octubre al 6 de noviembre del 2008.

Al analizar los valores de días de descenso, ascenso y total para el periodo estudiado, se observó que existían variaciones significativas entre algunos años, presentándose mayores similitudes entre los años 2002, 2003, 2008 y 2009 y afinidades entre el 2004, 2005, 2006, y 2007. Es por este motivo que en esta sección se utilizará nuevamente el criterio de

separar los años en dos grupos, los cuales son idénticos a los presentados en la sección anterior.

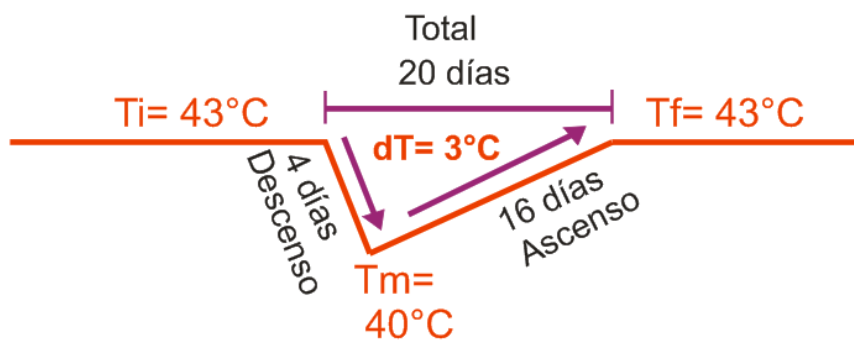


Fig. 5.16 Ejemplo del procedimiento empleado para determinar la resiliencia.

Grupo I. Este grupo comprende a los años 2002, 2003, 2008 y 2009. En la Tabla 5.3 se exhiben los resultados obtenidos de número de días de descenso, ascenso, total, diferencial de temperatura y el periodo analizado. En la Fig. 5.17 se presentan los valores de la tabla graficados. Los tres parámetros de resiliencia están representados por curvas polinómicas de orden dos, donde las curvas de días de ascenso y total tienen tendencia positiva mientras que la curva de descenso presenta tendencia negativa. Así mismo, se observa que los coeficientes de correlación son altos, indicando que existe una fuerte correspondencia entre los valores de diferencial de temperatura (dT) y los días observados.

Se observa que a medida que el dT aumenta, los días de ascenso aumentan cada vez más, lo cual indica que mientras mayores variaciones térmicas sufran las aguas termales, estas necesitarán de más tiempo para regresar a su estado original. La curva del total de días tiene un comportamiento similar a esta última, mientras que en el caso del descenso los resultados exhiben un comportamiento distinto, en el cual se aprecia que a pesar de que el diferencial térmico aumente de manera considerable, los días de descenso no tienden a aumentar del mismo modo, sino a mantenerse en valores bajos a comparación del ascenso y el total.

Tabla 5.3 Resultados de Resiliencia del Grupo I

Año	Periodo	ΔT	°C	Total	°C	Descenso	°C	Ascenso
2009	30 oct- 14-nov	50-49	1	16	1	0	1	16
2002	25 sept-13 oct	49-47.5	1.7	18	1.7	1	1.7	17
2008	18-oct-6nov	43-40	3	20	3	4	3	16
2008	17 oct - 8 nov	43.5-40	3.5	22	3.5	5	3.5	17
2008	11-jul-3 ago	45-41	5	25	5	7	5	18
2009	18 oct- 23 nov	45-39	6	36	6	12	6	24
2003	4 oct- 19 dic	49-39	9	77	9	14	9	63

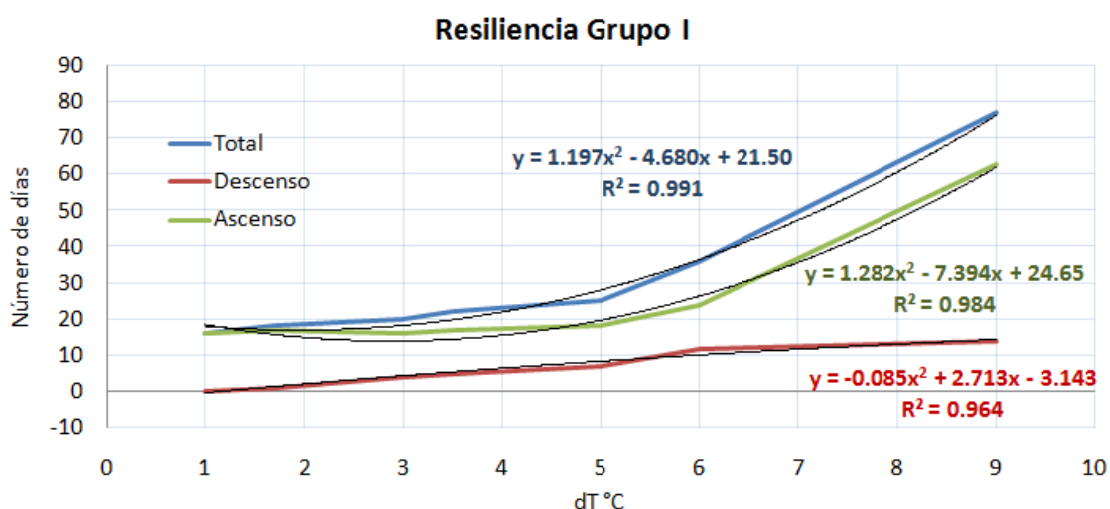


Fig. 5.17 Gráfica de Resiliencia del Grupo I

Grupo II Abarca los años 2004, 2005, 2006 y 2007. En la Tabla 5.4 se observan los resultados obtenidos de número de días de descebo, ascenso, total, diferencial de temperatura y el periodo analizado. En la Fig. 5.18 se presentan los valores de la tabla graficados. Los tres parámetros de resiliencia se encuentran representados por curvas polinómicas de orden dos, donde las curvas de ascenso y descenso exhiben tendencias positivas, mientras que la curva de días en total presenta tendencia negativa. Los coeficientes de correlación para las curvas de ascenso y total son altos, mientras que para la curva de descenso es bajo. Estos resultados indican que existe una fuerte correspondencia entre los valores de diferencial de temperatura (dT) y los días de ascenso y total, mientras que para los días de descenso no se estableció una relación confiable.

En la gráfica se observa que las curvas de ascenso y descenso presentan un comportamiento similar, en el cual a mayor diferencial térmico presenten las aguas,

mayor será la cantidad de días que demore el manantial en recuperar su estado original. Esta tendencia se observa de manera más notoria en la curva de descenso, pues las aguas termales tardan una mayor cantidad de días en alcanzar la temperatura mínima a mayor diferencial térmico, contrario a lo observado en el comportamiento del Grupo I. Del mismo modo, la curva de total de días presenta una tendencia opuesta a la observada en los años del Grupo I, pues a mayor diferencial térmico, no existe un aumento considerable en el total de días en regresar a la temperatura original. Estos resultados sugieren que la naturaleza de las variaciones térmicas es distinta para ambos grupos.

Tabla 5.4 Resultados de Resiliencia del Grupo II

Año	Periodo	ΔT	°C	Total	°C	Descenso	°C	Ascenso
2004	22 jun-26-jun	49-48	1	5	1	4	1	0
2004	13 jun-3 jul	49.5-48	1.5	22	1.5	14	1.5	8
2004	10 jun- 11 jul	50-48	2	32	2	16	2	16
2005	19 ago- 26 sept	47-45	2.5	39	2.5	18	2.5	21
2005	7 ago-1 oct	48-45	3	53	3	22	3	31
2007	31 ago- 14 nov	43-38.5	4.5	76	4.5	42	4.5	34
2007	25 ago-26 dic	46-38.5	7.5	124	7.5	62	7.5	62

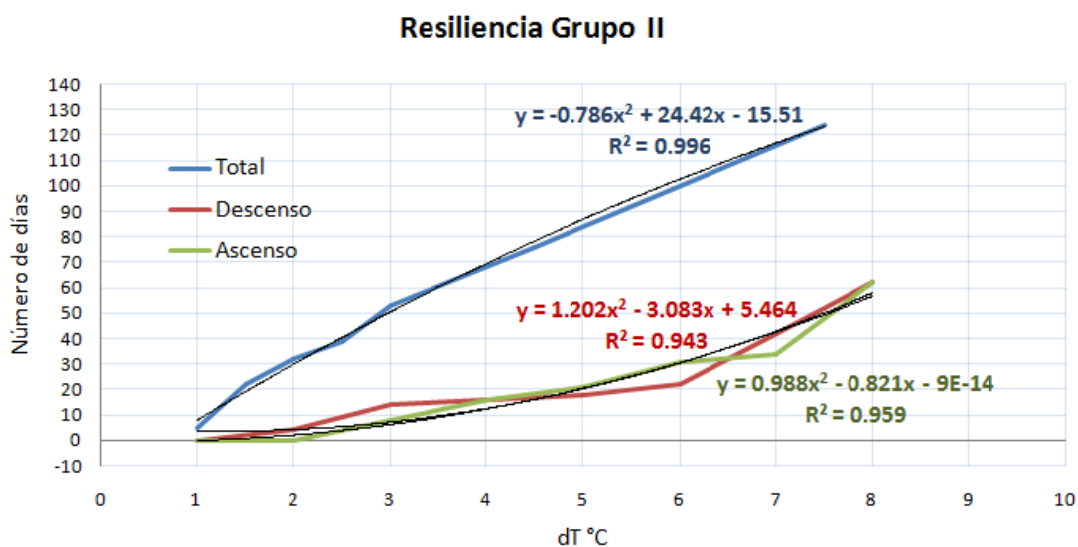


Fig. 5.18 Gráfica de Resiliencia del Grupo II

Los resultados obtenidos por medio del método de resiliencia permiten realizar predicciones a futuro para determinar la velocidad de ascenso o descenso de la

temperatura de las aguas del Manantial Chignahuapan y comprender el origen de las fluctuaciones térmicas.

El Grupo I comprende los años donde las aguas termales fueron afectadas directamente por la precipitación local. Los resultados de resiliencia indican que las perturbaciones ocurridas en las aguas termales no afectan de manera drástica el sistema termal, pues la recuperación del estado original sucede de manera más o menos rápida.

El Grupo II comprende los años donde las aguas termales no fueron afectadas por la precipitación local, sino por otros procesos ajenos a esta. Los resultados de resiliencia indican que este proceso produce perturbaciones de mayores dimensiones en el sistema termal, pues el agua tarda más tiempo en recuperar su estado original y el descenso se produce de manera más lenta. Lo anterior sugiere que el proceso involucrado en este tipo de comportamiento puede estar asociado a incrementos en la precipitación regional, lo cual implica que las aguas que descargan en el Manantial Chignahuapan provienen de zonas más alejadas y tienen un mayor tiempo de flujo.

5.4 Modelo Geotérmico del Manantial Chignahuapan

En el modelo geotérmico del Manantial Chignahuapan se conjuntan todos los datos obtenidos a partir de los análisis químicos e hidrometeorológicos con el fin de realizar un modelo conceptual que explique la variabilidad térmica y química estacional. Así mismo se calculó el flujo de calor existente a profundidad para determinar el gradiente geotérmico y las isotermas del sistema.

5.4.1 Flujo de Calor

En este apartado se realizó un modelo del flujo de calor presente en el subsuelo del área del Manantial Chignahuapan con el fin de tener un mejor entendimiento del sistema geotérmico. El análisis se llevó a cabo tomando como ejemplo análogo la Caldera de Acoculco, la cual es un complejo geotérmico de edad pliocénica situada a 20 Km al NW del

Manantial Chignahuapan. Dentro de la Caldera, cerca del Manantial Los Azufres, la CFE perforó el pozo EAC-1, en el que se obtuvo una temperatura de 300°C a 2000 m de profundidad (A. López, 2009). Estos datos se utilizaron como referencia para realizar el procedimiento con el que se determinó el flujo de calor existente en la zona.

En el modelo se consideró que el único mecanismo de transmisión de calor existente en el subsuelo es el de conducción, el cual ocurre por medio de la transferencia de calor entre dos cuerpos en contacto físico sin flujo de materia y que tiende a igualar las temperaturas entre los cuerpos en contacto (Gavhane, 2008). Este mecanismo se encuentra restringido a flujo de calor en sólidos. A pesar de esto, se utilizó este proceso para describir el flujo de calor en el sistema geotérmico, el cual está constituido por sólidos (rocas carbonatadas) y fluidos (agua meteórica + fluidos magmáticos). Debido a que en el modelo se tomó en cuenta una porosidad de 10% por karsticidad y fracturamiento, los fluidos forman la menor parte del sistema, por lo cual se consideró conveniente analizar exclusivamente el mecanismo de conducción.

Ley de Fourier

La Ley de Fourier es la ecuación fundamental que describe el flujo de calor por conducción. Establece que la tasa de transferencia de calor por conducción en una dirección dada, es proporcional al área normal a la dirección del flujo de calor y al gradiente de temperatura en esa dirección, e inversamente proporcional a la longitud del la dirección de flujo (Fig. 5.19) (Yui Y.H, 2006).

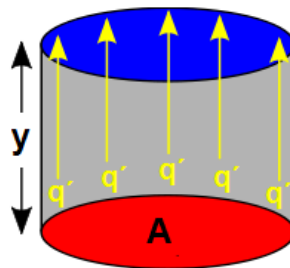


Fig. 5.19 Esquemización de la Ley de Flujo de Calor

En el modelo geotérmico el flujo de calor es unidireccional, es decir, ocurre exclusivamente en la dirección del eje y . Para flujo unidireccional la ecuación de Fourier es la siguiente:

$$dQ = -KA \frac{dT}{dy} \dots \dots \dots (1)$$

Donde:

dQ es el flujo de calor

k es equivalente a la conductividad térmica del material atravesado por el flujo de calor.

dT/dx es la tasa de cambio de temperatura con respecto a la distancia en la dirección del flujo de calor, es decir, el gradiente de temperatura.

A es el área perpendicular al flujo de calor.

El signo negativo en la ecuación (1) se debe a que a medida que aumenta el valor de y , hay un decremento de T , es decir, el flujo de calor ocurre en la dirección de la disminución de la temperatura ((Gavhane, 2008).

La conductividad térmica de un material es la medida en que este permite el flujo de calor a través de él. Se define como la cantidad de calor que pasa a través de un material con un grosor y área unitarios en una unidad de tiempo cuando la diferencia de temperatura entre las dos caras es 1 K (Gavhane, 2008).

Debido a que el gradiente geotérmico dT/dx del sistema no varía con el tiempo, entonces la tasa de flujo de calor es constante y dQ en la ecuación (1) puede reemplazarse por Q . Por lo tanto, la ecuación (1) se reescribe para un sistema constante unidimensional como:

$$Q = -KA \frac{dT}{dy} \dots \dots \dots (2)$$

Para llevar a cabo el modelo geotérmico se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones:

- Existe una temperatura de 300°C a 2000 m de profundidad, por analogía con la Caldera de Acoculco y 50°C y 0 en la superficie.
- La conducción térmica es el único proceso de flujo de calor presente en el sistema.
- Se utilizaron los siguientes coeficientes de conductividad térmica **k**:
 - k** agua 0.58 (W/m K) (Baehr et Stephan, 2006)
 - k** calizas 1.673 (W/m K) (Contreras *et al.*, 1990)
- El flujo ocurre exclusivamente en rocas calcáreas.
- El análisis se realizó para un área unitaria, es decir, de 1m²
- El sistema cuenta con una porosidad por fracturamiento y karsticidad de **n**= 10%. No se toma en cuenta la porosidad primaria.
- La roca almacenadora y el fluido se encuentran en equilibrio térmico en todo momento.
- El flujo es unidireccional, es decir, ocurre exclusivamente en la dirección del eje **y**.
- El gradiente geotérmico dT/dx es independiente del tiempo.

Para determinar el coeficiente de conductividad térmica del sistema se realizó una ponderación de la siguiente manera:

Considerando una porosidad de 10% se tiene que:

k agua 0.58 W/m K

k calizas 1.673 W/m K

k sistema = (**k** agua * 0.1) + (**k** calizas * 0.9)

k sistema = (0.58 * 0.1) + (1.673 * 0.9) = **1.5637 W/m K**

En la fig. 5.20 se observa una esquematización del modelo físico del sistema geotérmico. Se observa que el flujo de calor ocurre de manera unidireccional, perpendicular a la superficie. La temperatura inicial del sistema es de 300°C y la temperatura final es de 50°C, lo cual da un ΔT de -250°C. Debido a que un grado Kelvin tiene una magnitud igual a un grado Celsius, el ΔT = -250 K. Así mismo, se observa que el valor de **y** es de 2000 m.

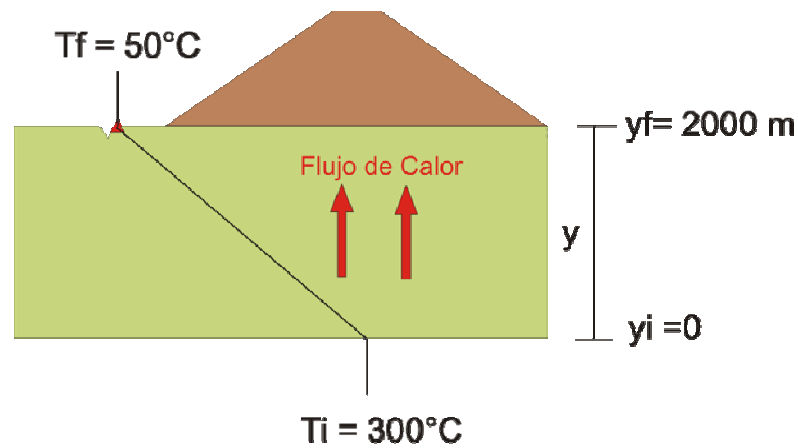


Fig. 5.20 Esquemmatización del modelo físico

En un estado constante, no puede existir acumulación o disminución de calor dentro de un plano, por lo cual el valor de Q es constante a lo largo de la trayectoria del flujo de calor (Gavhane, 2008).

Al integrar la ecuación diferencial de Fourier, se tiene lo siguiente:

$$Q = -kA \frac{dT}{dy} \dots \dots \dots (3)$$

Se observa que las únicas variables en la ecuación (3) son y y T , puesto que todos los demás valores son conocidos. Integrando esta expresión se obtiene:

$$Q \int_{y_i}^{y_f} \frac{dy}{T} = -kA \int_{T_i}^{T_f} \frac{dT}{T} \dots \dots \dots (4)$$

$$Q \ln \left(\frac{T_f}{T_i} \right) = -kA (T_f - T_i) \dots \dots \dots (5)$$

Reordenando (5) se tiene:

$$Q = \frac{-k A}{y} \Delta T \dots \dots \dots (6)$$

Sustituyendo los valores de k,A,y, ΔT en (6) se obtiene:

$$Q = \frac{1.5637 \text{ W/m K} * 1 \text{ m}^2}{2000 \text{ m}} (250 \text{ K}) = \mathbf{0.1954 \text{ W}}$$

Por lo tanto, para una sección perpendicular al flujo de calor de 1m², con una profundidad de 2000 m y un ΔT de 250 K y una conductividad térmica ponderada para una porosidad del 10%, se obtiene un flujo de calor de 0.1954 W.

De acuerdo con estos resultados, el gradiente geotérmico $\frac{\Delta T}{y}$ es igual a 0.125°C/m.

Se obtuvieron distintos valores de flujo de calor para valores variables de porosidad. Estos resultados se observan en la tabla 5.5

Tabla 5.5 Resultados de flujo de calor para distintas porosidades

n (%)	k (W / mK)	Q (W)
5%	1.87935	0.23491875
10%	1.5637	0.1954625
15%	1.50905	0.18863125
20%	1.4544	0.1818

Se observa que a mayor porosidad el flujo de calor disminuye a causa del menor coeficiente de conductividad térmica del agua comparado con el de las calizas.

En la Fig. 5.21 se observa un modelo conceptual del sistema geotérmico del manantial Chignahuapan. En él se presenta esquemáticamente el comportamiento térmico y geoquímico estacional del sistema, así como la profundidad y temperaturas en el subsuelo.

Por medio del análogo de la Caldera de Acozulco, se determinaron las isotermas que se observan en líneas punteadas. En líneas azul claro se observa el flujo de aguas meteóricas, mientras que el azul oscuro representa a los fluidos magmáticos.

5.4.2 Flujo Subterráneo

La zona de recarga local del acuífero que alimenta el Manantial Chignahuapan se encuentra probablemente en las tobas y basaltos que se extienden al SE del manantial pertenecientes al vulcanismo del Cinturón Volcánico Transmexicano. Las tobas de composición riolítica que conforman el volcán Quexnol cuentan con una buena porosidad al no encontrarse soldadas y presentar fracturamiento y diaclasamiento. La dirección de flujo se ve influenciada por el fracturamiento y plegamiento de las rocas carbonatadas con una dirección preferencial SE-NW. Esta orientación se identificó por medio de fotografías aéreas y un diagrama estereográfico de las direcciones estructurales locales. Se determinó que las aguas del manantial fluyen tanto a través de rocas volcánicas de composición ácida como por rocas calcáreas debido a su alto contenido de SiO_2 y de CaCO_3 . El flujo subterráneo se ve favorecido en gran medida debido al fracturamiento y karstificación de las rocas carbonatadas y permiten el flujo de un gran volumen de agua subterránea. Como se mencionó anteriormente, la descarga de las aguas termales del Manantial Chignahuapan ocurre en una caverna formada por rocas calcáreas de la Formación Pimienta, con una descarga casi constante de 98 lps. El volumen de descarga no presenta variaciones estacionales significativas, lo cual sugiere que la zona de descarga del acuífero se encuentra regida por algún rasgo estructural. De acuerdo con Freeze y Cherry (1979), las calizas karstificadas como las que afloran en el Manantial Chignahuapan, presentan una permeabilidad de 10^{-2} a 10^2 darcys y conductividad hidráulica de 8.64×10^{-3} m/d a 86.4 m/d.

De acuerdo con Nicholson (1993), los fluidos magmáticos ascienden de manera vertical desde la fuente de calor por zonas de mayor permeabilidad y posteriormente fluyen lateralmente hacia las zonas de descarga mezclándose con aguas meteóricas. Mientras mayor sea el flujo lateral mayor será la dilución de los fluidos magmáticos.

5.4.3 Época de Secas

Durante los meses de octubre a mayo las precipitaciones se presentan de manera esporádica y sin tener una intensidad considerable. Estas condiciones favorecen el flujo a profundidad de las aguas subterráneas y que el nivel freático se encuentre en un nivel bajo, permitiendo que el Manantial Chignahuapan mantenga una temperatura casi constante de 50°C. Las aguas termales que descargan en el manantial presentan una concentración considerable de cloruros, boro y litio, los cuales son indicativos de la presencia de fluidos con componentes magmáticas. El flujo del agua subterránea tarda un poco más de dos meses desde la recarga hasta la descarga, debido a que en el mes de julio aún se observa quimismo típico de la época de secas. De acuerdo con el diagrama de mezcla de aguas, durante esta estación se presenta una concentración de fluidos magmáticos del 37%.

5.4.4 Época de Lluvias

La época de lluvias abarca los meses de junio a septiembre y es la estación en la cual se concentra aproximadamente el 80% de la precipitación total anual. En este periodo el volumen de aguas subterráneas aumenta y el nivel freático se vuelve más somero. Estas condiciones propician la dilución de los fluidos magmáticos así como la ineficiencia del calentamiento conductivo debido al exceso de agua. Durante esta estación, el fluido magmático es diluido casi en su totalidad, pues en el modelo de mezcla de agua se determinó que existe 97.9% de aguas meteóricas. El calentamiento conductivo en esta estación juega un papel muy importante, pues las aguas termales rara vez presentan temperaturas menores a los 35°C, lo cual sucedería si el único proceso subterráneo que

afecta a las aguas termales fuera la dilución. En condiciones extraordinarias, como la ocurrida en octubre del 2005, donde se presentaron precipitaciones de más de 200 mm en menos de dos días, el sistema geotérmico presenta perturbaciones mayores a las que puede asimilar en periodos de tiempo tan cortos por lo cual queda severamente alterado por un largo periodo de tiempo. Así mismo, el fluido presenta empobrecimiento de componentes de origen magmático tales como cloruros, boro y litio

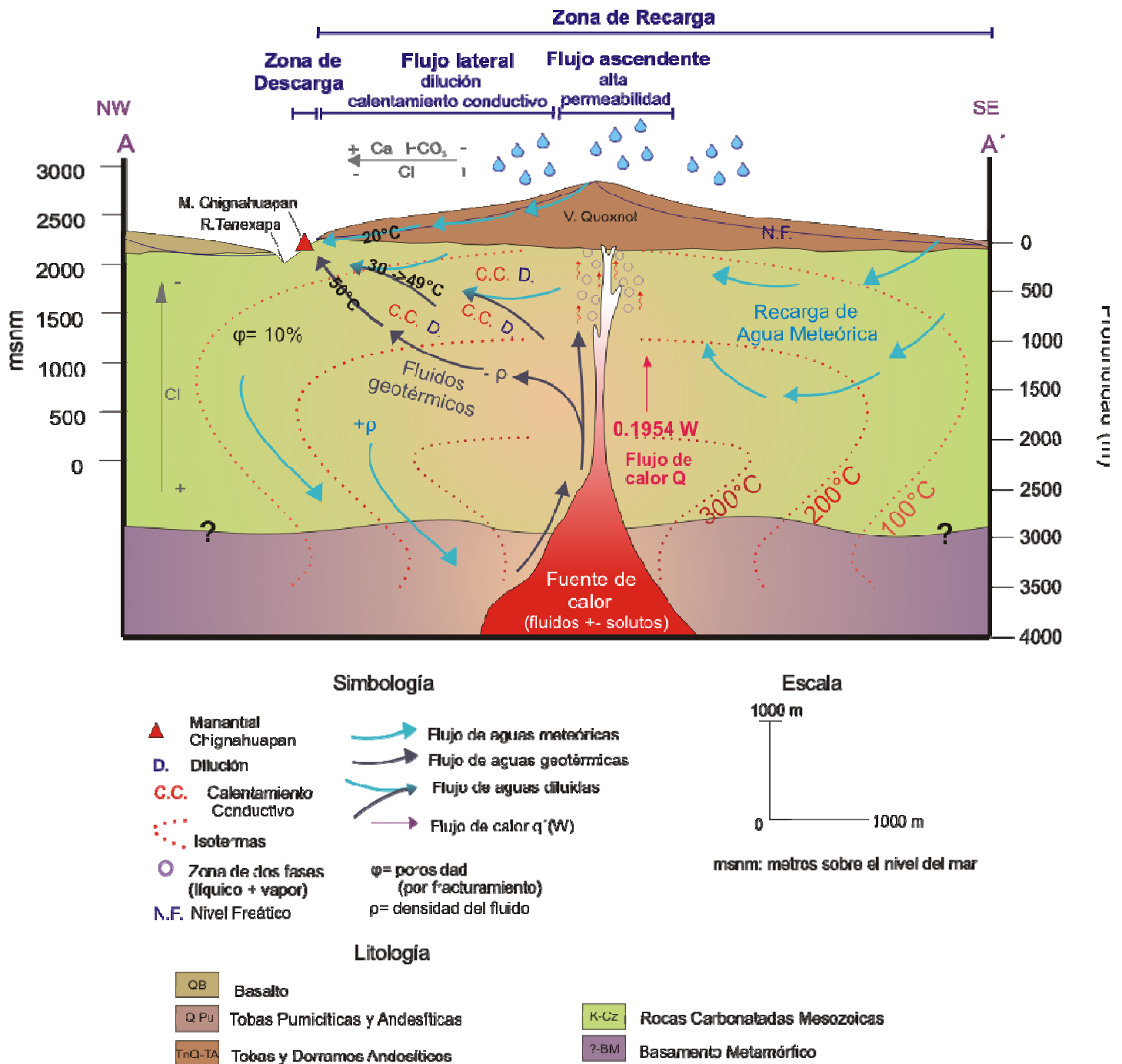


Fig. 5.21 Modelo conceptual del sistema geotérmico del Manantial Chignahuapan.

Capítulo 6. Conclusiones

Por medio de análisis hidrogeoquímicos utilizando diagramas de Stiff y de Piper se determinó que existen dos tipos de aguas en los manantiales analizados:

Tipo Bicarbonatado Cálcico. Los manantiales que pertenecen a esta familia de aguas son Chignahuapan, Quetzalapa y Jicolapa. Presentan enriquecimiento en bicarbonato de calcio, escasas concentraciones de magnesio, sodio-potasio y se encuentran empobrecidos en sulfatos. Únicamente el Manantial Chignahuapan presenta concentraciones significativas de cloruros.

Tipo Sulfatado Cálcico. Los manantiales pertenecientes a esta familia de aguas son La Alcaparrosa y Los Azufres. Estos manantiales presentan enriquecimiento de sulfatos y escaso contenido de bicarbonato, calcio, magnesio y cloruros.

El contenido anómalo de cloruros, boro y litio y alta entalpía del Manantial Chignahuapan es un claro indicio del aporte de fluidos magmáticos a las aguas termales. Por otro lado, el empobrecimiento de cloruros y baja entalpía de los manantiales Quetzalapa, Jicolapa, La Alcaparrosa y Los Azufres indica que éstos tienen un origen netamente meteórico. La firma isotópica de las aguas de estos manantiales corrobora estos resultados, pues el Manantial Chignahuapan es el único de los antes mencionados en alejarse significativamente de la línea global de agua meteórica. Debido a la diferencia composicional del Manantial Chignahuapan con el resto de los manantiales asociados a la Caldera de Acoculco y a los rasgos fisiográficos existentes, se determinó que el Manantial Chignahuapan no pertenece al Sistema Geotérmico de la Cladera de Acoculco, sino que tiene su origen en otro sistema relacionado al Volcán Quexnol. Comparando la composición química de las aguas meteóricas locales (Río Tenexapa y pozo somero de Michac) con las del Manantial Chignahuapan en época de lluvias, se identificó que las variaciones térmicas estacionales no son producto de infiltraciones del río. Utilizando el geotermómetro de sílice se determinó que la temperatura del reservorio del Manantial Chignahuapan es de aproximadamente 128.31°C.

Por medio de análisis de series de tiempo se determinó que el promedio de la precipitación anual local para la zona del Manantial Chignahuapan es de 680 mm y que la lámina de precipitación ha aumentado aproximadamente 100 mm en 48 años. Así mismo, se identificó que los años donde se ha presentado el fenómeno de La Niña se han producido precipitaciones más intensas, mientras que en los años donde se presentó El Niño la precipitación fue menor. El inicio de la época de lluvias ocurre en promedio el día 28 de mayo, mientras que el final ocurre en promedio el 13 de octubre. Desde 1962 hasta el 2009 el inicio de la época de lluvias se ha adelantado aproximadamente 21 días, mientras que el final de la época de lluvias se ha atrasado aproximadamente 6 días, resultando en una duración de 27 días más desde 1962 hasta la fecha. Se determinó que los años donde se presenta el fenómeno del Niño, el inicio de la época de lluvias ocurre más temprano, mientras que no hay relación apreciable con el fenómeno de La Niña. El promedio de la duración de la época de lluvias es de 138 días. La duración ha ido en aumento desde 1962 de acuerdo con la tendencia de la media móvil. Por otro lado la estacionalidad, es decir, la relación entre la precipitación de la época de lluvias con la precipitación anual ha ido en aumento en la última década, lo cual indica una concentración de la precipitación durante los meses pertenecientes a la época de lluvias.

Al realizar una comparación geoquímica estacional de las aguas de los manantiales utilizando diagramas de Stiff, se determinó que existe un drástico decremento en la mineralización de las muestras de la época de lluvias a comparación de la época de secas. En los manantiales de tipo Bicarbonatado Cálcico el principal empobrecimiento ocurre en bicarbonato de calcio y en magnesio, mientras que en los de tipo Sulfatado Cálcico se observa principalmente en sulfatos. El Manantial Chignahuapan por ser el único en presentar concentraciones considerables en cloruros, exhibe empobrecimiento en este componente. Utilizando el diagrama de mezcla de aguas Entalpía-Cloruro se determinó que el fluido padre presenta una concentración de cloruros de 320 mg/L. Así mismo, se determinó que existen dos procesos subterráneos que alteran las propiedades termo-geoquímicas del agua: dilución y calentamiento conductivo. La proporción de fluidos magmáticos durante la época de secas es de 37%, mientras que en época de lluvias es casi nula debido a que se han diluido casi en su totalidad.

En relación a las variaciones térmicas estacionales se determinó por medio de un análisis de correlación cruzada que existen dos fenómenos que inducen los descensos térmicos: precipitaciones locales y precipitaciones regionales.

Los años afectados por la precipitación local fueron 2002, 2003, 2005 (segundo descenso), 2008 y 2009, los cuales se conjuntaron en el Grupo I. En estos años se observó un comportamiento uniforme en la variabilidad térmica, pues esta da inicio al presentarse una precipitación acumulada durante la época de lluvias de aproximadamente 500 mm. Así mismo, los principales parámetros hidrometeorológicos analizados (máxima precipitación, máxima intensidad y máxima media móvil) ocurren en la misma fecha en un intervalo de 6 a 25 días previos al primer descenso térmico. Del mismo modo, se observa que estos parámetros tienen un alto grado de correlación con la mínima temperatura registrada en el año en cuestión.

Por otro lado, los años afectados por las precipitaciones regionales fueron 2004, 2005 (primer descenso), 2006, 2007. En estos años, la curva de temperatura del manantial no presenta un comportamiento uniforme pues exhibe irregularidades en cuanto a la relación entre la precipitación y la variabilidad térmica. En estos años se observó que los descensos térmicos dan inicio al presentarse una lámina de precipitación acumulada de 300 mm aproximadamente. En el año 2006 ocurre una excepción en cuanto a esta observación, pero ya se ha mencionado anteriormente que el sistema geotérmico se encontraba alterado debido a las lluvias extraordinarias registradas en el 2005. Así mismo, los parámetros hidrometeorológicos de máxima precipitación, máxima intensidad y máxima media móvil no ocurren en fechas cercanas unos a otros, por el contrario ocurren después o durante las fluctuaciones termales y presentan una escasa correlación con la mínima temperatura registrada para cada año.

Por medio del análisis de resiliencia se determinaron las curvas del comportamiento de las variaciones térmicas para los fenómenos de precipitación local (Grupo I) y precipitación regional (Grupo II).

Para el Grupo I se determinó que el tiempo de ascenso y el tiempo total para volver a la temperatura original son proporcionales al diferencial térmico, no así el tiempo de descenso, el cual permanece en valores bajos en comparación con el ascenso y el total de días necesarios para el restablecimiento térmico. Estos resultados indican que las perturbaciones ocurridas no

afectan de manera drástica el sistema termal, pues la recuperación del estado original se da de manera más o menos rápida.

En los años del grupo II se observa que el descenso ocurre de manera mucho más lenta que el ascenso y que el total de días necesarios para recuperar la temperatura original de las aguas no es proporcional al diferencial térmico. Por otro lado, se determinó que a comparación de los años del Grupo I, el tiempo necesario para asimilar las variaciones termales en el sistema es mucho mayor, lo cual sugiere que las perturbaciones ocurridas debido a la precipitación regional son de mayores dimensiones.

Por medio del ejemplo análogo de la Caldera de Acozulco, se calculó que el flujo de calor a profundidad es de $0.1954W$, con un gradiente geotérmico de $0.125^{\circ}C/m$. El valor de flujo de calor es alto puesto que este resultado se obtuvo para un área de $1m^2$. La recarga de la precipitación local ocurre probablemente en el Volcán Quexnol, el cual está conformado por tobas riolíticas fracturadas, diaclasadas y no soldadas con una buena porosidad. La dirección de flujo es SE-NW favorecida por el plegamiento y fracturamiento originado en las rocas carbonatadas por la Orogenia Laramide. El agua subterránea fluye a través de rocas volcánicas y de rocas carbonatadas fracturadas y karstificadas.

Durante la época de secas el nivel freático se encuentra en un nivel bajo, favoreciendo el flujo de aguas con componentes magmáticas a la zona de descarga del Manantial Chignahuapan. Esto se refleja en la alta mineralización y temperatura de las aguas termales durante esta estación.

Durante la época de lluvias el nivel freático es más somero y el volumen subterráneo de aguas meteóricas aumenta, provocando la dilución de los fluidos magmáticos y disminuyendo la temperatura del Manantial Chignahuapan.

Referencias Citadas

Arellano V. M., García A., Barragán R.Ma., Izquierdo G., Aragón A., Pizarro A., 2000, A Conceptual Model of the Los Humeros, (Mexico), Geothermal Reservoir in its Natural State: Proceedings World Geothermal Congress, 2000

Arriaga Martínez Víctor Hugo, 1998, Tesis de Licenciatura: Análisis del Sector Suroeste de la Hoja Filomeno Mata F14-D84.

Baer H.D., Stephan K., 2006, Heat and Mass Transfer, Springer, Heidelberg, Alemania.

CONAGUA 2009 a ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA SUBTERRÁNEA ACUÍFERO (1317) VALLE DE TULANCINGO ESTADO DE HIDALGO. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. 28 agosto 2009.

CONAGUA 2009 b ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA SUBTERRÁNEA ACUÍFERO (1319) TECOCOMULCO ESTADO DE HIDALGO. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. 28 agosto 2009.

CONAGUA 2009 c ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA SUBTERRÁNEA ACUÍFERO (1320) APAN ESTADO DE HIDALGO. Comisión Nacional del Agua. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas. Subgerencia de Evaluación y Ordenamiento de Acuíferos. 28 agosto 2009.

Contreras, E., Dominguez, B., and Rivera, M.O., 1990, Mediciones petrofísicas en núcleos de perforación del campo geotérmico Los Humeros: Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, Quijano León J.L., Velázquez M. N., Reconocimiento y Evaluación Geoquímica de Zonas Termales del Estado de Puebla. 1983 CFE Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Informe 2-83.

Craig H., 1961. Isotopic variation in meteoric waters. Science, 133, 1702-1703.

Craig, H. 1963 The isotopic geochemistry of water and carbon dioxide in geothermal areas: *Nuclear Geology on Geothermal Areas*, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, pp. 17-53.

De la Cruz Martínez V., Castillo Hernández D., 1986, Geología de la Zona Geotérmica de la Caldera de Acoculco, Pue.: CFE Departamento de Exploración , Informe GG 14/86 , Inédito.

De la Cruz Martínez V., Castillo Hernández D., 1986, Estudio Geológico de la Zona Geotérmica de la Caldera de Acoculco (Los Azufres-La Alcaparroza), Pue. CFE Departamento de Exploración, Informe 32/86, Inédito

Demant A., 1982, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 5, 217-222.

Dewes Candida, 2009, Trends in rainy season characteristics over Mexico: AGU Annual Meeting Poster.

Eguiluz de Antuñano. S., Aranda García M., Marrrett R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana V.LIII, (2000) p. 1-26

Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J. , 1964 Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part I). Geochim. Cosmochim. Acta 28, 1323-1357.

- Ellis, A. J. and Mahon, W. A. J. , 1964 Natural hydrothermal systems and experimental hot water/rock interactions (Part II). *Geochim. cosmochim. Acta*, 21, M9.
- Facultad de Ingeniería UNAM, 1996, Estudio Geológico Coxquihui, Petróleos Mexicanos, Inédito.
- Facultad de Ingeniería, UNAM, 2001, Estudio Geológico Tetela de Ocampo. Petróleos Mexicanos. Inédito
- Fournier R. O. y Rowe J. J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *Am. J. Sci.* 264, 685-697.
- Fournier R.O. ,1977, Chemical Geothermometers and mixing models for geothermal systems: *Geothermics* Vol.5, pp 41-50.
- Freeze, R.A., Cherry, J.A. (1979). *Groundwater*. Ed. Prentice-Hall Inc. 604 p. Englewood Cliff
- Gavhane, K.A., 2008, *Heat Transfer*, Nirali Prakashan Publishers, Pune, India.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta* 5, 2749–2765.
- Gómez-Tuena A., Orozco-Esquivel Ma.T., Ferrari L., 2005, Petrogénesis ígena de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana*. Tomo LVII, Num.3, 2005, p.227-283
- Krešić Neven, 1997, *Quantitative solutions in hydrogeology and groundwater modeling*, Lewis Publishers, Washington D.C.
- Liebmann B., Marengo J., 2001, Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin *Journal of Climate*, 14: 4308-4318
- López Aída, 2009, Tesis de Doctorado: Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acozulco y su Sistema Hidrotermal, Estados de Hidalgo y Puebla, México.
- López-Hernández Aida, Aguirre-Díaz Gerardo J. y López-Martínez M. 2000 Evolución volcánica de la caldera de Acozulco, Puebla, sector oriental del Cinturón volcánico mexicano,
- Magaña V., Amador J.A., Medina S., 1999, The Midsummer Drought over Mexico and Central America: *Journal of Climate* Vol. 12, 1577-1588.
- Martínez Alfaro, P.E., Martínez Santos, P. y Castaño Castaño, S., 2006. *Fundamentos de Hidrogeología*. Mundi-Prensa, Madrid.
- McCuen Richard, 2003, *Modeling Hydrologic Change-Statistical Methods*, Lewis Publishers, Washington D.C.
- McCuen Richard, Snyder , 1986, *Hydrologic modeling: Statistical Methods and Applications*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Nicholson Keith, 1993, *Geothermal Fluids-chemistry and techniques*. Springer-Verlag. Berlin, 263 pp.
- Piper, A.M. 1944 A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *American Geophysical Union Transactions* 25, pp. 914–923

Quinto A., Santoyo E., Torres V., González E., Castillo D., 1995, Estudio Geoquímico-Ambiental de los Efluentes Naturales Producidos en la Zona Geotérmica de Aocolco, Puebla: Ingeniería Hidráulica en México. Vol. X, Núm.3, pags. 21-27, septiembre-diciembre de 1995.

Rajput R.K., 2009, Engineering Thermodynamics, Jones and Bartlett Publishers, MA, EUA.

Sánchez Rojas E., Rosales Franco E., 1992, Informe de la Carta Geológico Minera y Geoquímica Hoja Zacatlán E14-B14 Escala 1:50,000 Estado de Puebla: Consejo de Recursos Minerales.

Stiff H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. Jour. of Petrol. Technol 3: 15-17.

Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central. Mexico. Geol. Soc. America Bull. V. 95. p. 1387-1397.

Suter, M., 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico. Geol. Soc. of America Bull. V. 98. p. 249-264.

Suter, M., 1990. Geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. Univ. Nac. Autom. de México. Inst. de Geología. Carta Geológica de México. Serie de 1:100,000, Núm. 22.

Tello H.E., 1986, Geoquímica de la zona geotérmica de la Caldera de Aocolco, Pue., México, CFE Depto. de Exploración, Informe 34-6, Inédito. v. 6, p. 9.-42.

Walker, B., C. S. Holling, S. R. Carpenter, and A. Kinzig. 2004. Resilience, adaptability and transformability in social-ecological systems. Ecology and Society 9(2): 5.

Yiu Y.H, 2006. Handbook of Food Sciences, Technology and Engineering. Taylor and Francis Publishers, FL, EUA.

Referencias Electrónicas

CENAPRED (2010) <http://geografica.cenapred.unam.mx/>

CONABIO(2009) http://www.conabio.gob.mx/conocimiento/regionalizacion/doctos/rtp_102.pdf

CONAGUA (2010a) <http://www.conagua.gob.mx/aguasubterranea/img/ver.png>

CONAGUA (2010b) <http://www.conagua.gob.mx/aguasubterranea/img/hgo.png>

INEGI (2010) (<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/datosgeogra/basicos/fisiografia/provincias1.gif>)

INEGI (2009)<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/pue/clim.cfm>

INEGI (2009)<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/hgo/clim.cfm>

INEGI (2010a) <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/pue/rh.cfm>

INEGI (2010b) <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/hgo/rh.cfm>

NOAA (2010) http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml