



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES**

**INSTITUTO DE INGENIERÍA**

**ESCUELA NACIONAL DE ESTUDIOS SUPERIORES-JURIQUILLA**

**Origen y evolución del flujo de gases geotérmicos en la caldera de Acozulco, Puebla: Caso de estudio Los Azufres**

**TESIS**

Que para obtener el título de  
**Ingeniera en Energías Renovables**

**P R E S E N T A**

Benita Hernández López

**DIRECTOR DE TESIS**

Dr. Daniel Pérez Zárate

**Temixco, Mor., a 15 de Marzo de 2024**



**IER**

Instituto de Energías  
Renovables



**INSTITUTO  
DE INGENIERÍA  
UNAM**



**ENES  
JURIQUILLA**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.

**OF/IER/LIER/021/2024**  
**ASUNTO:** Notificación de jurado y  
fecha para examen profesional.

**LIC. IVONNE RAMÍREZ WENCE**  
**DIRECTORA GENERAL DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR**  
**Presente**

Por medio de la presente le informo que el día viernes 15 de marzo de 2024, a las 09:00 h, en el Instituto de Energías Renovables, la **C. BENITA HERNÁNDEZ LÓPEZ**, con número de cuenta 313321755 de la Licenciatura de Ingeniería en Energías Renovables, llevará a cabo la presentación de su trabajo de titulación y examen profesional titulado:

***“Origen y evolución del flujo de gases geotérmicos en la caldera de Acoculco, Puebla: Caso de estudio Los Azufres”***

Debido a que la alumna ha cumplido con los requisitos que establece el Reglamento General de Exámenes, el Comité Académico de la Licenciatura de Ingeniería en Energías Renovables, le asigna el Jurado de Examen Profesional integrado por los siguientes académicos.

**PRESIDENTE: DR. EDGAR ROLANDO SANTOYO GUTIÉRREZ**  
**VOCAL: DRA. MARIANA PATRICIA JÁCOME PAZ**  
**SECRETARIO: DR. DANIEL PÉREZ ZARATE**  
**SUPLENTE: DRA. ISABEL PÉREZ MARTÍNEZ**  
**SUPLENTE: DR. JOSÉ CAMILO JIMÉNEZ GARCÍA**

Sin otro particular, le envío un cordial saludo.

Atentamente,  
**“Por mi raza hablará el espíritu”**  
Temixco, Mor., a 7 de marzo de 2024



**Dr. Jorge Alejandro Wong Loya**  
**Coordinador de la LIER**  
**IER-UNAM**

JAWL´mfp.



Priv. Xochicalco s/n,  
Col. Centro,  
62580 Temixco, Morelos, México  
T. 01 (777) 362 00 90  
(52) 55 56 22 97 00

[ier.unam.mx](http://ier.unam.mx)

# Agradecimientos

La presente tesis fue realizada gracias al Programa UNAM-PAPIIT a través del apoyo parcial de los proyectos IA101023 y IN108322.

Agradezco al Dr. Daniel Pérez Zárate por su invaluable apoyo a lo largo de este camino, por su gran disposición a resolver mis dudas y siempre apoyarme.

Al Grupo de Investigación en Geoenergía del IER-UNAM (GIG), por brindarme el apoyo y todos los recursos necesarios para llevar a cabo este proyecto.

A todos los integrantes de la comunidad de la LIER e IER con los que tuve el gusto de compartir mi tiempo durante mi estancia como estudiante.

A Gus quien amenizaba mis visitas al laboratorio durante este proceso y de quien siempre recibí todo el apoyo y ánimos para seguir; gracias por todas las risas y chistes que compartiste conmigo.

A Lety y a Rodrigo por ser mis mejores de quienes siempre he recibido mucho amor desde hace 10 años y quienes han estado conmigo en las buenas y en las peores.

A todas las grandes personas que conocí y siempre me brindaron su amor y apoyo incondicional.

A mi familia quienes me han apoyado a cumplir todas mis metas. El camino no ha sido sencillo, pero agradezco todas las enseñanzas que me han dado.

A mi hermana Lydia y a mi cuñada Miriam por el apoyo y el amor que siempre me han dado, que sepan que siempre estaré para ustedes, también.



# Dedicatoria

*Esta tesis se la dedico a mi familia, pero principalmente a mi mamá quién durante toda mi vida me ha apoyado incondicionalmente y por quién el día de hoy puedo estar aquí. Es invaluable tu amor y tu deseo por vernos a mi hermana y a mí lograr nuestras metas, gracias por siempre querer vernos felices y apoyarnos en nuestras aventuras. Que nada ni nadie te quite la sonrisa y las ganas de vivir que tanto te caracterizan. ¡Gracias, mamá!*

*Le dedico esta tesis, también, a mi papá y a mi abuelito, quienes ya no están conmigo, pero sus enseñanzas y todos los lindos recuerdos con ellos estarán siempre en mi memoria y en mi corazón. La única manera que tengo para agradecerles es esforzarme cada día en ser una mejor persona, donde el amor y el respeto sean mi base para cosechar todas mis metas.*

# CONTENIDO

<b>Índice de Figuras</b>	viii
<b>Índice de Tablas</b>	x
<b>RESUMEN</b>	1
<b>INTRODUCCIÓN</b>	2
Antecedentes	2
Planteamiento del problema	3
Justificación	4
Hipótesis	4
Objetivo general	5
Objetivos específicos	5
<b>CAPÍTULO I</b>	6
<b>Energía geotérmica</b>	6
1.1 Conceptos generales	6
1.1.1 El calor interno de la Tierra	6
1.1.2 Gradiente geotérmico	6
1.1.3 Flujo de calor	8
1.1.4 Sistemas geotérmicos	8
1.1.4.1 Sistemas Convencionales	11
1.1.4.2 Sistemas No-convencionales	12
1.2 Situación actual de la geotermia en el Mundo	15
1.2.1 Generación eléctrica	16
1.2.2 Usos directos	19
1.3 Panorama de la geotermia en México	21
1.3.1 Producción de electricidad	22
1.3.2 Usos directos	25
1.3.3 Retos a futuro	27
<b>CAPÍTULO II</b>	29
<b>Marco Teórico</b>	29
2.1 Exploración de recursos geotérmicos	29
2.1.1 Métodos geológicos	30
2.1.2 Métodos geofísicos	30
2.1.3 Métodos geoquímicos	30
2.2 Gases en sistemas geotérmicos	31
2.2.1 Gases magmáticos	31
2.2.2 Gases hidrotermales	32

2.2.3	Gases Biogénicos	32
2.3	Transporte de gases	33
2.3.1	Tipo de transporte y origen del CO <sub>2</sub> en sistemas geotérmicos	34
2.4	Método de la cámara de acumulación	36
2.5	Isótopos en sistemas geotérmicos	39
2.6	Métodos Geoestadísticos	39
2.7	Método de Sinclair	40
2.8	Kriging	41
<b>CAPÍTULO III</b>		43
<b>Zona de estudio</b>		43
3.1	Geología Regional	44
3.2	Geología Local	45
3.3	Tipo de agua geotérmica	47
3.4	Alteración hidrotermal	48
3.5	Flujo de gas en suelo	49
<b>CAPÍTULO IV</b>		51
<b>Metodología</b>		51
4.1	Campaña de medición de flujo de gases en suelo	51
4.1.1	Preparación de equipo	53
4.1.2	Familiarización con el área de estudio	53
4.1.3	Medición del flujo de gases, temperatura y humedad	55
4.2	Procesamiento de los datos	57
4.2.1	Análisis	57
4.2.2	Cálculo del flujo de gas total	58
4.3	Mapas de estimación de flujo	60
4.4	Origen del <sup>13</sup> C	60
<b>CAPÍTULO V</b>		62
<b>Resultados y discusión</b>		62
5.1.2	Cálculo del área de estudio	62
5.2	Procesamiento de los datos	63
5.2.2	Cálculo del flujo de gas total	65
5.2.2.1	CO <sub>2</sub>	65
5.2.2.2	CH <sub>4</sub>	66
5.2.2.3	H <sub>2</sub> S	66
5.3	Mapas de estimación de flujo	68
5.3.1	CO <sub>2</sub>	68
5.3.1.1	Mayo 2015	68

5.3.1.2	Febrero 2016	69
5.3.1.3	Marzo 2016	70
5.3.1.4	Abril 2016	72
5.3.1.5	Marzo 2022	73
5.3.1.6	Septiembre 2023	74
5.3.1.6.1	Temperatura y humedad relativa en suelo	76
5.3.2	CH <sub>4</sub>	77
5.3.2.1	Marzo 2016	78
5.3.2.2	Abril 2016	79
5.3.3	H <sub>2</sub> S	80
5.3.3.1	Marzo 2016	80
5.3.3.2	Marzo 2016 (sin límite superior)	80
5.3.3.3	Abril 2016 (sin límite superior)	82
5.3.3.4	Septiembre 2023	83
5.4	Origen del CO <sub>2</sub>	84
<b>CONCLUSIONES</b>		87
<b>Recomendaciones y trabajo a futuro</b>		88
<b>Bibliografía</b>		89
<b>Anexo</b>		101

# Índice de Figuras

	<i>Página</i>
<i>Figura 1. 1: Esquema detallado de la estructura interna de la Tierra. Tomado de Santoyo-Gutiérrez &amp; Torres-Álvarado (2010)</i>	7
<i>Figura 1. 2: Regiones con flujos de calor anormales y actividad geotermal. Tomado y modificado de DiPippo &amp; Renner (2013).</i>	7
<i>Figura 1. 3: Representación esquemática de un Sistema geotérmico. Tomado de Dickson, M. H., &amp; Fanelli, M. (2004)</i>	9
<i>Figura 1. 4: Clasificación de sistemas geotérmicos con base en Axelsson (2012)</i>	9
<i>Figura 1. 5: Capacidad eléctrica instalada por región hasta el 2021. Tomado y modificado de IRENA &amp; IGA (2023)</i>	16
<i>Figura 1. 6: Diagramas simplificados de los tipos de plantas geotérmicas. Tomado y modificado de IRENA &amp; IGA (2023)</i>	18
<i>Figura 1. 7: Diagrama de Lindal. Tomado de Education Office (2005).</i>	20
<i>Figura 1. 8: Capacidad geotérmica Instalada para calefacción y enfriamiento por regiones, 2020. Tomado y modificado de IRENA &amp; IGA (2023)</i>	21
<i>Figura 1. 9: Mapa de flujo de calor y fuentes geotérmicas de México. Tomado de Prol-Ledesma et al. (2018)</i>	24
<i>Figura 2. 1: Resumen de técnicas convencionales utilizadas en la exploración geotérmica. (Tomado de Acevedo-Anicasio, 2022 y modificado de Guerrero-Martínez et al., 2020)</i>	29
<i>Figura 2. 2: Diagrama esquemático de medición de CO2 mediante CA (tomado de Lewicki &amp; Oldenburg, 2004)</i>	37
<i>Figura 2. 3: Componentes de una cámara de acumulación WestSystems Portable LI-8210</i>	38
<i>Figura 3. 1: (a) Mapa base de México con los principales fallamientos y bordes topográficos. (b) Ubicación regional de la zona geotérmica. (c) Mapa local del complejo geotérmico. Tomado de Santos-Raga et al. (2021).</i>	43
<i>Figura 3. 2: Sección geológica simplificada del Complejo Calderico de Aocolulco. Tomado de Avellán et al. (2020).</i>	45
<i>Figura 4. 1: Metodología general para la medición del flujo de gases en suelo, tomado y modificado de Hernández-Arias (2018).</i>	52
<i>Figura 4. 2: (A y B) Zona de estudio "Los Azufres"</i>	54
<i>Figura 4. 3: Preparación y acondicionamiento del equipo en campo (a) Acoplamiento de la batería y revisión de general. (b) Conexión de sensores de temperatura y humedad.</i>	55
<i>Figura 4. 4: Medición de flujo de gases en agua (a) y suelo (b).</i>	56
<i>Figura 5. 1: Ubicación de las áreas de estudio. Área 1 y 2 correspondientes a las campañas realizadas de 2015-2020. Área 3 elegida como zona de estudio para la campaña de septiembre de 2023.</i>	62

<i>Figura 5. 2: Resultados campaña de mayo 2015. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO2. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	69
<i>Figura 5. 3: Resultados campaña de febrero 2016. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO2. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	70
<i>Figura 5. 4: Resultados campaña de marzo 2016. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO2. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	71
<i>Figura 5. 5: Resultados campaña de abril 2016. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO2. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	72
<i>Figura 5. 6: Resultados campaña de marzo 2022. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO2. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	73
<i>Figura 5. 7: Resultados campaña de septiembre 2023. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO2. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	75
<i>Figura 5. 8: (1) ubicación del área y datos muestreados. (2) Interpolación mediante Kriging ordinario para temperaturas de suelo. (3) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.</i>	76
<i>Figura 5. 9: (1) ubicación del área y datos muestreados. (2) Interpolación mediante Kriging ordinario para humedad relativa en suelo. (3) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.</i>	77
<i>Figura 5. 10: Resultados campaña de marzo 2016 de CH4. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CH4. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	78
<i>Figura 5. 11: Resultados campaña de abril 2016 de CH4. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CH4. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario.</i>	79
<i>Figura 5. 12: Resultados campaña de marzo 2016 para H2S con límites de umbral. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de H2S. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) In Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.</i>	81
<i>Figura 5. 13: Resultados campaña de marzo 2016 para H2S sin límite superior. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de H2S. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario</i>	82

<i>Figura 5. 14: Resultados campaña de abril 2016 para H2S sin límite superior. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de H2S. Los grupos “A”, “B” y “C” corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.</i>	83
<i>Figura 5. 15: Resultados campaña de septiembre 2023 para H2S. (1) ubicación de área y datos muestreados. (2) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.</i>	83
<i>Figura 5. 16: Firmas de <sup>13</sup>C de flujos de CO2 en la zona de los Azufres, 2015. Origen magmático (-2% a -6%), origen biogénico (-14% a -38%) (Lewicki &amp; Oldenburg, 2004; Cinza et al., 2010; Peiffer et al., 2018)</i>	84
<i>Figura 5. 17: Gráfica de probabilidad acumulada de composición isotópica de flujos de CO2 en Los azufres. Datos de 2015.</i>	85
<i>Figura 5. 18: Flujos de CO2 respecto a la composición isotópica de los flujos en Los azufres. Datos de 2015.</i>	86

## Índice de Tablas

	Página
<i>Tabla 1. 1: Sumario de capacidad y producción de energía geotérmica 1995-2020. Tomado de Lund et al. (2022)</i>	15
<i>Tabla 1. 2: Países con mayor capacidad instalada en 2020 incluyendo bombas de calor (&gt;2,000 MWt). Tomado de Lund et al. (2022).</i>	20
<i>Tabla 1. 3: Usos directos de la geotermia en México (excepto bombas de calor). Datos hasta Junio de 2019. Tomado y Modificado de Gutierrez-Negrin et al. (2020)</i>	26
<i>Tabla 2. 1: Principales gases en los fluidos geotérmicos y su origen (Nicholson, 1993).</i>	31
<i>Tabla 3. 1: Petrografía pozo EAC-1, tomado de Viggiano-Guerra et al. (2011).</i>	46
<i>Tabla 3. 2: Unidades litológicas y evolución simplificada en el EAC-2,</i>	46
<i>Tabla 5. 1: Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de CO2 [lnCO2 (g m-2d-1)] en la zona geotérmica Los Azufres con intervalo de medición del equipo (0.04-26,400)</i>	63
<i>Tabla 5. 2: Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de CH4 [lnCH4 (g m-2d-1)] en la zona geotérmica Los Azufres con intervalo de medición del equipo (0.02-12,000)</i>	64
<i>Tabla 5. 3: Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de H2S [ln H2S (g m-2d-1)] en la zona geotérmica Los Azufres con intervalo de medición del equipo (1.7-17)</i>	64
<i>Tabla 5. 4: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de CO2 obtenidos para la zona de Los Azufres.</i>	66
<i>Tabla 5. 5: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de CH4 obtenidos para la zona de Los Azufres.</i>	66
<i>Tabla 5. 6: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de H2S obtenidos para la zona de Los Azufres.</i>	67
<i>Tabla 5. 7: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de H2S obtenidos para la zona de Los Azufres sin límite superior en el umbral del sensor.</i>	67

# RESUMEN

La Caldera de Acoculco es considerada como una zona promisoría para el aprovechamiento de sus recursos geotérmicos. Este sistema geotérmico se debe al calor remanente del complejo volcánico Caldera de Acoculco y se encuentra en la región oriental del Cinturón Volcánico Transmexicano. En este sistema existen dos zonas reportadas en literatura con evidencia de alteración hidrotermal y presencia de desgasificación en la superficie: Los Azufres y Alcaparrosa, en el estado de Puebla. Investigaciones preliminares sugieren que ambas zonas presentan una alta alteración hidrotermal, aguas sulfatadas ácidas y emanaciones de gases difusos, principalmente CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S y CH<sub>4</sub>. El Grupo de Investigación en Geoenergía del IER-UNAM (GIG) y otros grupos de investigación han realizado trabajo de campo en estas áreas, sin embargo, aún no se ha modelado en su totalidad el origen de los ases en estas dos áreas geotérmicas. En este trabajo se pretende abonar al conocimiento de dichas áreas, por lo tanto, se realizó una campaña de exploración en la zona geotérmica de Los Azufres para evaluar los flujos de gases difusos en suelo (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S y CH<sub>4</sub>) en el año 2023. Los resultados fueron comparados con los obtenidos en las campañas realizadas por el GIG durante el período 2015-2022 con el objetivo de mejorar nuestro entendimiento sobre las emisiones totales de gases, explicar su origen y su distribución espacial. Las emisiones de gases difusos fueron medidas utilizando el método de la cámara de acumulación registrando la temperatura del suelo y la humedad. El flujo de gas total fue calculado con el método de Análisis Gráfico Estadístico (GSA por sus siglas en inglés) y la distribución espacial fue obtenida mediante el método de Kriging. El origen fue evaluado utilizando mediciones de isótopos de Carbono (<sup>13</sup>C) realizadas por el GIG en el año 2015. Los resultados del método GSA indican la presencia de tres grupos principales de desgasificación los cuales pueden clasificarse como alto, bajo e intermedio. Estos resultados coinciden con los valores isotópicos de <sup>13</sup>C indicando su origen magmático. Los resultados de la campaña 2023 indican un flujo total de 1.77 Ton/día m<sup>2</sup> para CO<sub>2</sub>. Los valores de temperatura y humedad obtenidos fueron 21.36 ± 3.46 °C y 8.9 ± 14 %, respectivamente. Los mapas de distribución obtenidos indican sitios puntuales de alta emanación de flujo de gases sugiriendo la existencia de fallas ocultas en la zona geotérmica de Los Azufres.



# INTRODUCCIÓN

## Antecedentes

Los sistemas geotérmicos brindan la oportunidad de proveer energía eléctrica y usos directos agrícolas, industriales y domésticos en diferentes tipos de ambientes naturales. Sin embargo, identificar y caracterizar recursos geotérmicos es una tarea difícil y representa un reto técnico y científico, particularmente si los recursos carecen de manifestaciones hidrotermales visibles en la superficie como manantiales termales, fumarolas, pozas de lodo o geiseres. Estos sistemas se conocen en literatura como sistemas geotérmicos ocultos o ciegos (Dobson, 2016; Forson et al., 2014; Lewicki & Oldenburg, 2004; Peiffer et al., 2014; Taussi et al., 2019). Este tipo de sistemas se desarrollan debido a la formación de capas impermeables que restringen el transporte de los fluidos y gases hacia la superficie.

A pesar de ser un desafío en términos de exploración, algunos autores han sugerido que el futuro de la energía geotérmica recae en el aprovechamiento de estos sistemas mediante la tecnología de sistemas geotérmicos de roca seca caliente (Calcagno et al., 2022; Hanson et al., 2014; Lewicki & Oldenburg, 2004; Santos-Raga et al., 2021). Actualmente, los sistemas de roca seca caliente se encuentran en la etapa de desarrollo, pero se estima que se tendrá la madurez tecnológica en el año 2030 (Soltani et al., 2021).

Uno de los métodos más utilizados en el estudio de estos tipos de sistemas es la medición del flujo de gases en suelo, especialmente el CO<sub>2</sub>. Las altas emanaciones de flujo de gas pueden indicar la presencia de anomalías geotérmicas debido a la liberación de gases de fuentes magmáticas por la actividad tectónica. La medición de flujo de gases en suelo es un método geoquímico confiable y recomendado para identificar las anomalías geotérmicas en los sistemas geotérmicos ocultos, así como en estudios de sistemas volcánicos (Camarda et al., 2009; Chiodini et al., 1998; Hanson et al., 2014; Lewicki & Oldenburg, 2004; Santoyo et al., 2018).

El método de la cámara de acumulación ha permitido a diversos investigadores localizar áreas anómalas de emisión de gases difusos en suelo, asociados con la actividad geotérmica y volcánica, además permite cuantificar el flujo total de gases en diferentes ambientes

geológicos (Cardellini et al., 2003; Chiodini et al., 1998; Federico et al., 2010; Giggenbach, 1982). Otras técnicas como el método Eddy Covariance, son usados para medir en tiempo real los flujos de gases difusos acompañado con mediciones de parámetros meteorológicos y algunas propiedades del suelo (Baldocchi, 2003; Burba et al., 2013; Lewicki & Hilley, 2009; Santoyo et al., 2018). De forma similar, existen cámaras de acumulación permanentes que determinan el flujo de gas difuso en suelo señalando la influencia de variables ambientales sobre la variación de flujo de gas medido (Camarda et al., 2009; Cardellini et al., 2003; Tang et al., 2003; Waletzko & Mitsch, 2014). Todos estos métodos pueden detectar los flujos anómalos de gases y asociarlos con la actividad geotérmica, volcánica, estructuras geológicas y mecanismos de transporte.

### **Planteamiento del problema**

Desde el año 2014 se ha intensificado la exploración de zonas geotérmicas en México (Bruhn et al., 2019; Jolie et al., 2018; Jones & Kretzschmar, 2017) con el objetivo de evaluar el potencial geotérmico mexicano e incrementar la capacidad instalada, incluyendo los sistemas geotérmicos ocultos. Acorde a (Gutiérrez-Negrin et al., 2020) la capacidad instalada en el país es de 979 MWe comprendida en cinco campos geotérmicos, sin embargo, existe la posibilidad de aprovechar los recursos geotérmicos ocultos.

Se ha evaluado el potencial de los Sistemas Geotérmicos Mejorados (EGS, por sus siglas en inglés) en México, calculando cerca de 47,350 MWe considerando profundidades de entre 3 y 7 km con un factor de recuperación del 2%, lo que equivaldría a 47 veces la capacidad instalada actual (Gutiérrez-Negrin et al., 2020; Romo-Jones & Vélez-Andrade, 2023). Para impulsar el incremento de la producción de energía eléctrica y usos directos en el país, a partir de la energía geotérmica, la exploración del sistema geotérmico oculto de Acoculco, Puebla, ha sido abordado (Canet, Trillaud, et al., 2015; López-Hernández, 2009; Lorenzo Pulido et al., 2011; Quinto et al., 1995; Sosa-Ceballos et al., 2018; Viggiano-Guerra et al., 2011).

Se ha reportado en la literatura sobre exploraciones geotérmicas en la caldera de Acoculco que involucran estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos los cuales indican un sistema oculto prometedor para la generación de energía eléctrica a través de sistemas geotérmicos

mejorados (Farina et al., 2019; Lepillier et al., 2019; Pandarinath, et al., 2020; Peiffer et al., 2014; Santos-Raga et al., 2021; Santoyo et al., 2018). La Comisión Federal de Electricidad (CFE) perforó dos pozos exploratorios en la zona de Los Azufres, los cuales mostraron temperaturas altas cercanas a los 300 °C a 2 km de profundidad. Estudios de los dos pozos perforados en el área de Los Azufres han demostrado que los perfiles de temperatura son lineales, indicativos de un régimen térmico conductivo (Canet, Trillaud, et al., 2015; Lorenzo Pulido et al., 2011). La entrada de nuevo magma se considera como el probable suministro de calor en forma de umbrales y diques, que se llenan con magmatismo reciente y es la fuente de calor que mantiene activo el sistema geotérmico de Acoculco (Guerrero-Martínez et al., 2020; Sosa-Ceballos et al., 2018; Verma, 2001). Además, la zona geotérmica de Los Azufres se considera como un candidato geotérmico para utilizar la inyección de dióxido de carbono supercrítico para la extracción de calor (Pan et al., 2016).

### **Justificación**

Pese al avance en la investigación de la zona geotérmica de Los Azufres en la Caldera de Acoculco, Puebla, se ha prestado poca atención a la evaluación del flujo de gases en suelo. Desarrollar mapas de las emanaciones difusas de CO<sub>2</sub> podría ser útil para identificar las características estructurales activas de fallas y fracturas, así como sus sitios potenciales para una futura explotación geotérmica. Además, el flujo de CO<sub>2</sub> del suelo es una importante emisión geotérmica natural previa a la explotación de Los Azufres. Las mediciones de flujo de gases en suelo y la aplicación del método GSA junto con el análisis isotópico de <sup>13</sup>C brinda la oportunidad de identificar con mayor precisión las distintas fuentes de origen de los gases en Los Azufres.

### **Hipótesis**

Los flujos de gases observados en la zona geotérmica de Los Azufres son emanaciones difusas y advectivas con un origen magmático. La presencia de zonas anómalas o patrones de distribución espacial permiten la inferencia sobre estructuras a profundidad en Los Azufres. Utilizar mallas homogéneamente distribuidas genera una mejor aproximación para el desarrollo de mapas de distribución usando el método de Kriging.

## **Objetivo general**

El objetivo principal de la tesis es determinar el flujo total de gases en suelo en la zona geotérmica de Los Azufres y clasificar su origen.

## **Objetivos específicos**

- 1) Realizar una compilación de campañas de campo anteriores realizadas por el GIG durante el período 2015-2022.
- 2) Realizar una nueva campaña de campo utilizando la cámara de acumulación para la medición del flujo de gases, temperatura y humedad el suelo.
- 3) Estimar el flujo de gases de todas las campañas utilizando el método GSA.
- 4) Identificar el origen de los flujos de gases a través de los valores de  $^{13}\text{C}$  obtenido en las campañas de campo anteriores.
- 5) Elaborar mapas de isoflujos para identificar los sitios con las mayores anomalías del flujo de gases que sugieran la presencia de fallas ocultas.

# CAPÍTULO I

## Energía geotérmica

### 1.1 Conceptos generales

#### 1.1.1 *El calor interno de la Tierra*

La Geotermia se define como la energía almacenada en forma de calor en el interior de la Tierra. Proviene de dos vocablos griegos “*geos*” Tierra y “*thermos*” calor (Santoyo & Barragán-Reyes, 2010; Yadav et al., 2022). El colapso gravitatorio que formó el planeta hace aproximadamente 4.5 Ma, generó una enorme cantidad de energía que hasta la fecha no ha sido disipada (Dickson & Fanelli, 2004; Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Manzella et al., 2019; Yadav et al., 2022). Aunado a este proceso se encuentra la energía térmica generada continuamente debido a la desintegración y decaimiento de isótopos radioactivos de vida media larga, principalmente por el  $^{40}\text{K}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y el  $^{232}\text{Th}$  que se encuentran presentes en la corteza terrestre (Dickson & Fanelli, 2004; Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Santos-Raga, 2019) (ver Figura 1.1). Por último, los movimientos entre los márgenes de placas tectónicas que conforman a nuestro planeta generan fricción y hundimientos de materiales densos hacia el interior de la Tierra que dan origen a los sistemas geotérmicos alrededor del mundo (Manzella et al., 2019; Santos-Raga, 2019; Axelsson, 2022) (ver Figura 1.2). Podemos considerar a la energía geotérmica como una energía renovable porque se usan escalas de tiempo geológicas de miles de años en comparación con la escala de tiempo humano (Tjorvi et al., 2014).

#### 1.1.2 *Gradiente geotérmico*

La energía geotérmica puede ser aprovechada debido al flujo de calor en la Tierra. Este proceso depende del gradiente geotérmico y la conductividad térmica de las rocas. El gradiente geotérmico se define como el cambio de la temperatura en función de la profundidad, expresado en  $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . El gradiente promedio de la Tierra es de  $30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$  (Dickson & Fanelli, 2004; Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010). Por otro lado, la

conductividad térmica es una propiedad física de los materiales para conducir el calor y se mide en  $W/m^{\circ}C$  (Lund, 2007; Iannelli & Gil, 2012; Sharmin et al., 2023)

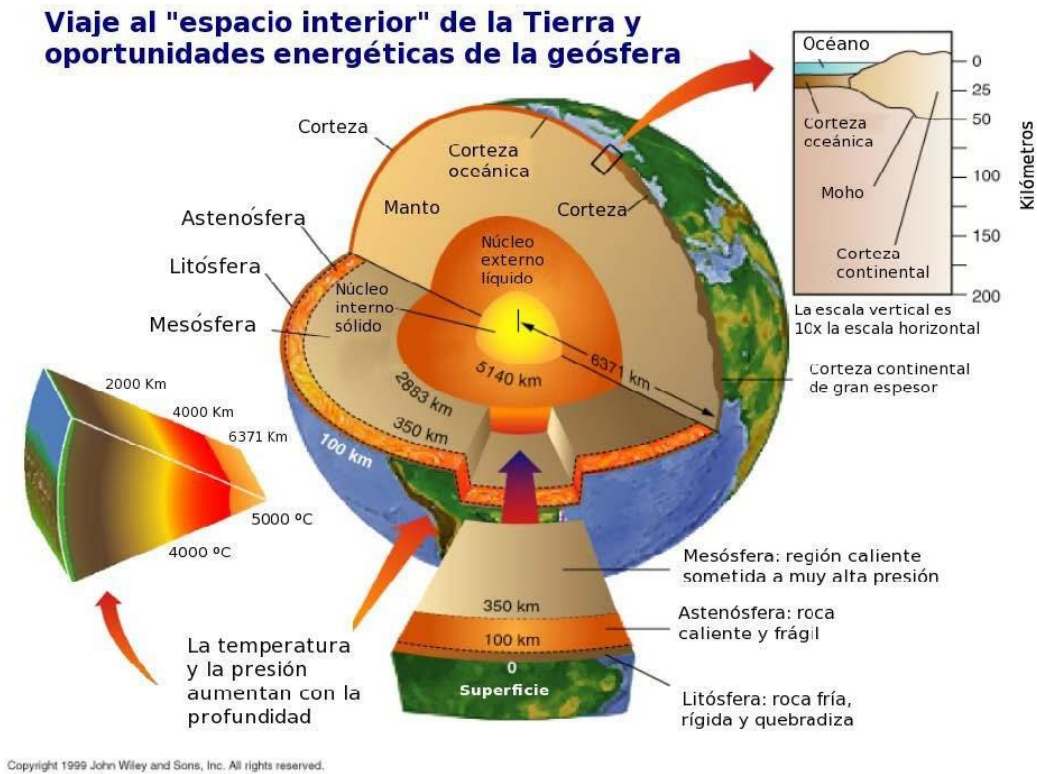


Figura 1. 1: Esquema detallado de la estructura interna de la Tierra. Tomado de Santoyo-Gutiérrez & Torres-Álvarado (2010)

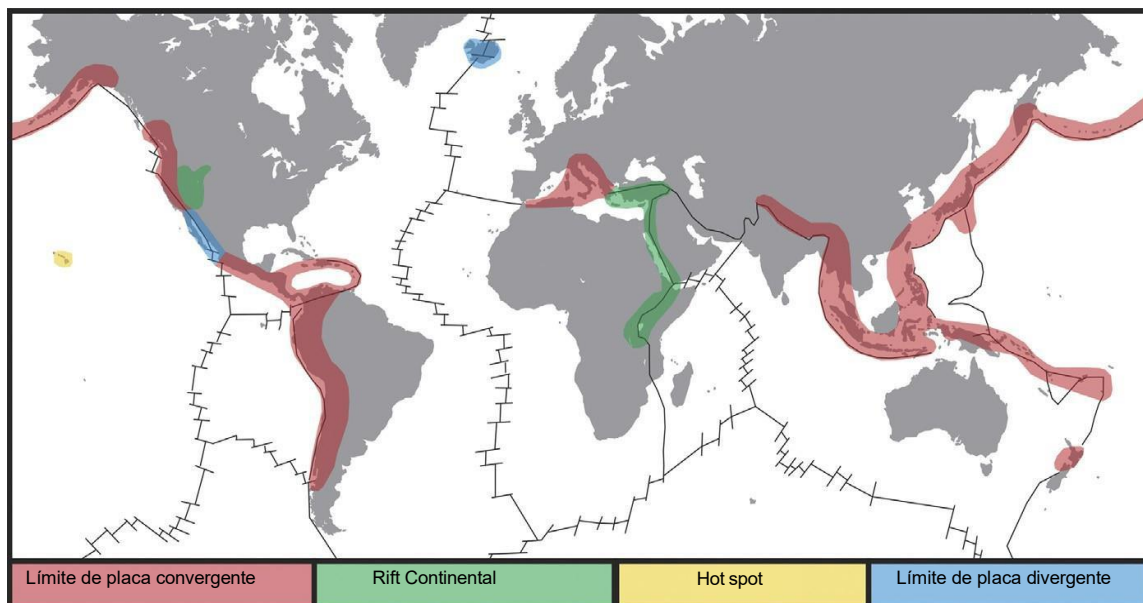


Figura 1. 2: Regiones con flujos de calor anormales y actividad geotermal. Tomado y modificado de DiPippo & Renner (2013).

### *1.1.3 Flujo de calor*

El flujo de calor de la Tierra calienta grandes extensiones de roca en profundidad las cuales forman yacimientos geotérmicos o sistemas de roca seca caliente (Santoyo & Barragán-Reyes, 2010; Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Sharmin et al., 2023). El flujo de calor se calcula al multiplicar el gradiente geotérmico por la conductividad térmica de las rocas (Acevedo-Anicasio, 2016). Se ha estimado que el flujo de calor promedio en la corteza continental asciende a  $57 \text{ MWm}^{-2}$  mientras que en la corteza oceánica es de  $99 \text{ MWm}^{-2}$  (Manzella et al., 2019).

La transferencia del calor hacia la superficie de los sistemas geotérmicos se da por tres mecanismos (1) conducción: transporte de calor de un cuerpo con mayor temperatura hacia uno de menor mediante contacto directo. Dicho proceso depende de la conductividad térmica de ambos cuerpos que brindará mayor o menor eficiencia; (2) convección: transferencia de calor que ocurre dentro de un fluido sometido a un gradiente térmico; dicho proceso genera movimiento interno en el fluido; y (3) radiación: emisión de energía de un cuerpo en forma de ondas debido a su temperatura, este mecanismo no necesita un medio de transporte (Axelsson, 2012; Steingrímsson et al., 2022).

### *1.1.4 Sistemas geotérmicos*

Un sistema geotérmico está conformado esencialmente de tres partes importantes (Figura 1.3): una fuente de calor, un yacimiento geotérmico que consiste en los fluidos que transportan el calor hacia la superficie y una capa sello que no permite el escape de los fluidos (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Axelsson, 2012; Steingrímsson et al., 2022). Comúnmente la fuente de calor es una cámara magmática, el reservorio es una extensión de rocas calientes permeables donde los fluidos extraen el calor, el fluido es el medio por el cual el calor se transfiere a la superficie en forma de vapor a través de fallas o fracturas (Hochstein, 1990; Dickson & Fanelli, 2004; Tjorvi Eliasson et al., 2014; Manzella et al., 2019; Hersir et al., 2022; Yadav et al., 2022). En la Figura 1.3 se muestra el esquema de un sistema geotérmico que se podría clasificar como ideal ya que cuenta con todos los elementos definidos anteriormente.

Acorde Axelsson (2012) los sistemas geotérmicos se pueden definir como regiones sobre la superficie terrestre, donde el flujo y almacenamiento de energía asociado, son anormales con respecto a la profundidad a la que se encuentran y que usualmente pueden estar presentes a pocos kilómetros de profundidad. Considerando lo anterior, es posible clasificar a los sistemas geotérmicos con base en la temperatura del reservorio, entalpía, estado físico y estado geológico de formación (Axelsson & Stefánsson, 2003; Santos-Raga, 2019; Steingrímsson et al., 2022). En la Figura 1.4 se muestra la clasificación de los sistemas geotérmicos.

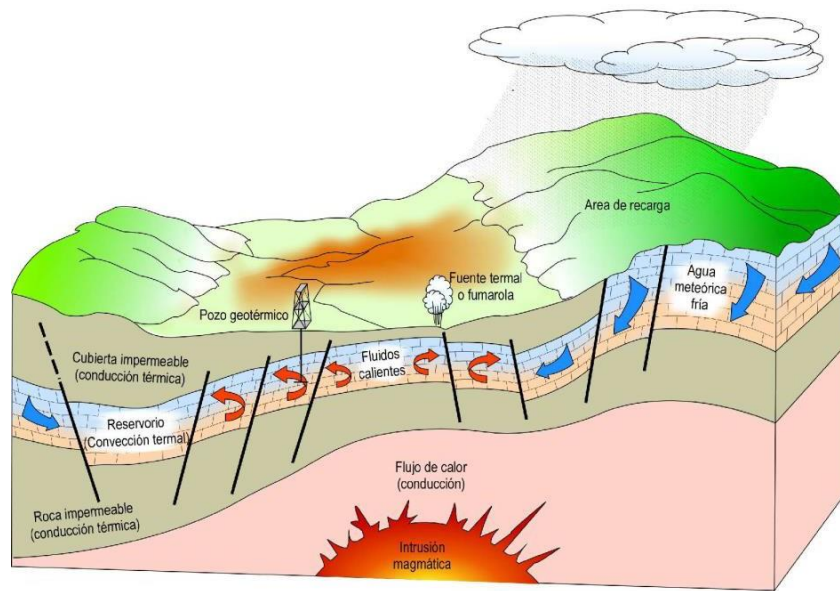


Figura 1. 3: Representación esquemática de un Sistema geotérmico. Tomado de Dickson, M. H., & Fanelli, M. (2004)

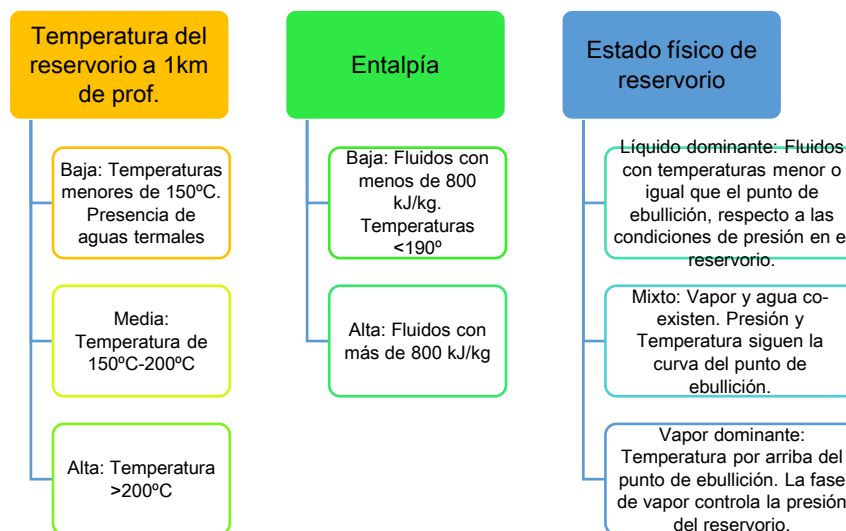


Figura 1. 4: Clasificación de sistemas geotérmicos con base en Axelsson (2012)



En general se pueden clasificar los sistemas geotérmicos como convencionales (con un yacimiento que contiene fluidos geotérmicos que transportan el calor hacia la superficie) y no convencionales (ausencia de fluido geotérmico en el fondo que limita la transferencia de calor hacia la superficie). Acorde Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado (2010), los sistemas geotérmicos pueden clasificarse en nueve categorías en función a su naturaleza geológica de formación: (i) Geopresurizados, (ii) Conductivos sedimentarios, (iii) Radiogénicos, (iv) Marinos, (v) Magmáticos, (vi) Supercríticos, (vii) Sistemas de agua caliente asociados con yacimientos de petróleo y gas, (viii) Hidrotermales “convectivos”, y (ix) Roca seca caliente “conductivos”.

En los sistemas geotérmicos magmáticos consisten de roca fundida que se encuentra entre 600- 1,400°C. Son sistemas relacionados con estructuras geológicas volcánicas activas, límites de placas e intrusiones ígneas. Debido a sus condiciones de temperatura no son explotados ya que no se tiene la tecnología necesaria (Lund, 2007; Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; DiPippo & Renner, 2013).

Los sistemas geotérmicos sedimentarios son representativos de cuencas sedimentarias. Su existencia se debe gracias a fuentes de calor radiogénicas y la formación de capas sedimentarias localizadas a varios kilómetros de profundidad. El gradiente geotérmico promedio de éstos supera los 30°C/km. Cuando el gradiente no es provechoso para generación eléctrica se utiliza el gradiente disponible para usos directos como calefacción (Hochstein, 1990; Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Steingrímsson et al., 2022).

Los sistemas geotérmicos geo-presurizados son todas aquellas cuencas que tienen presiones de poro entre 40-90% por arriba de la presión hidrostática correspondiente a su nivel de profundidad. Asimismo, se caracterizan por encontrarse a grandes profundidades, de entre 6 km o más, con temperaturas por encima de los 150°C y fluido geotérmico saturado por metano (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Axelsson, 2012)

Los sistemas geotérmicos marinos son aquellos que se encuentran en el fondo del mar, los cuales tienen entalpías altas y se manifiestan con ventilas hidrotermales (fumarolas o chimeneas) (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010).

Los sistemas geotérmicos radiogénicos son aquellos que presentan gradientes anormales debido a la energía generada por el decaimiento radioactivo. Gran parte de esta energía se convierte en calor. Todos los isótopos radiactivos naturales generan calor en cierta medida, pero solo las contribuciones de las series de desintegración del  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{40}\text{K}$  son geológicamente significativas. Normalmente se asocia a estos sistemas con intrusiones graníticas (Lund, 2007).

Los sistemas geotérmicos supercríticos son sistemas que presentan temperaturas de hasta  $600^{\circ}\text{C}$  en el reservorio, localizados a grandes profundidades (entre 5 y 6 km). Su principal característica son los fluidos geotérmicos que se encuentra en estado supercrítico (es decir: a presión y temperatura tal que adopta un estado intermedio entre líquido y gas). Se estima que un fluido de esta índole puede generar 10 veces más energía que uno en condiciones normales (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Steingrímsson et al., 2022).

Los sistemas de agua caliente asociados a yacimientos de petróleo y gas están relacionados con la disponibilidad de agua que es producida en los pozos de petróleo y/o gas. El agua caliente puede ser reutilizada a la par de la extracción del petróleo o bien, a partir de los pozos petroleros abandonados debido a su baja rentabilidad o agotamiento del recurso. Actualmente, estos sistemas no se han explotado, ya que se desconoce su potencial térmico (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Espinoza-Ojeda & Santoyo Gutiérrez, 2011).

#### *1.1.4.1 Sistemas Convencionales*

Los sistemas geotérmicos convencionales (conocidos también como hidrotermales convectivos) son aquellos que están relacionados con una porosidad y permeabilidad alta. Estas condiciones propician la circulación natural del flujo, generando mecanismos de convección del reservorio. La manifestación de éstos en la superficie origina manantiales calientes, fumarolas, géiseres, lagunas de lodo hirviente o suelos calientes (Lund, 2007; Santoyo & Barragán-Reyes, 2010; Bronicki, 2016). Con base en lo anterior, estos sistemas se clasifican por las características de su fluido ya sea en vapor o líquido dominantes.

En los sistemas de vapor dominante, el estado físico del fluido se encuentra principalmente en estado gaseoso o vapor, resultado de la ebullición de agua debido a su profundidad. Cuentan con una fuente de calor y un mecanismo de recarga. La matriz de roca de estos

sistemas está altamente fracturada con alta permeabilidad y porosidad, que favorece la convección térmica. El fluido presente en estos sistemas proviene principalmente de agua meteórica (agua de lluvia, hielo o nieve) (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010; Sharmin et al., 2023).

La característica de los sistemas de líquido dominante es la producción de agua presurizada a temperaturas altas (entre 350°C a 150°C), intermedias (90°C-150°C) y bajas (menores a 90°C) (IRENA & IGA, 2023). En estos sistemas, una fracción del líquido pasa como vapor al acercarse a la superficie debido a la caída de presión, lo que es conocido como “flasheo”. En estos sistemas el agua líquida domina el perfil de presión-profundidad. Su característica principal es la existencia de fallas o fracturas que permiten la transferencia de calor desde la intrusión magmática hacia el reservorio (Sharmin et al., 2023). Cuando comienza la transferencia de calor en el reservorio se generan celdas convectivas debido a la diferencia de densidades por el aumento de la temperatura.

Actualmente, los sistemas convencionales son los más explotados comercialmente a nivel mundial, ya sea para la generación de electricidad o usos directos (Santoyo-Gutiérrez & Torres-Alvarado, 2010).

#### *1.1.4.2 Sistemas No-convencionales*

Los sistemas geotérmicos no-convencionales incluyen los sistemas de roca seca caliente, sistemas ocultos y los sistemas ciegos. Los Sistemas de Roca Seca Caliente (HDR por sus siglas en inglés) se caracterizan por tener grandes volúmenes de roca que se han calentado a temperaturas altas a causa del vulcanismo o por un flujo de calor anómalo, sin embargo, presentan baja permeabilidad o son prácticamente impermeables a poca profundidad. Así mismo, la nula presencia de fluidos para almacenar o transportar el calor hacia la superficie los caracteriza. Cuentan con temperaturas altas en un rango de entre 150-650°C a profundidades que van de los 2 a 5 km. Se ha considerado que estos sistemas son una extensión de sistemas por batolitos en el que el calor es generado por la desintegración del Plutón (Gupta & Roy, 2007; Axelsson, 2012; Deb et al., 2020; Yadav et al., 2022).

Dependiendo de la causa de la fuente de los HDR pueden ser clasificados de la siguiente manera (Gupta & Roy, 2007): (i) ígneo relacionado: el calor se transfiere a partir del magma

o debido a rocas calientes rodeadas por cuerpos magmáticos; (ii) manto superior relacionado: el calor es conducido a la corteza terrestre a través de un manto superior inusualmente caliente, causando la anomalía; y (iii) local: se refiere al calor almacenado localmente, ya sea por una alta concentración de minerales radioactivos o por sistemas de fallas y/o fracturas a gran escala.

Para poder aprovechar la energía de los sistemas HDR se debe crear artificialmente un yacimiento fracturado usando métodos de fracturamiento hidráulico. Este proceso incluye la inyección de agua a temperatura ambiente a través de un pozo especialmente perforado. El agua se calienta al entrar en contacto con la roca caliente y, una vez alcanzadas las condiciones ópticas de presión y temperatura se extrae mediante otro pozo (previamente perforado) para su uso en la superficie. El movimiento del agua a través de las hendeduras entre los granos de los minerales en las rocas es definitivamente insuficiente para mantener una extracción de calor económicamente rentable en los pozos productores. La clave tecnológica para el desarrollo HDR ha sido la introducción de vías artificiales para mejorar la extracción de calor por medio de fracturas hidráulicas (Gupta & Roy, 2007; Pulido et al., 2011; Yadav et al., 2022; Sharmin et al., 2023).

Los sistemas HDR son también conocidos como Sistemas Geotérmicos Mejorados (EGS), por sus siglas en inglés. El concepto de sistemas EGS abarca el concepto de sistemas de roca seca caliente, el cual fue desarrollado por el Laboratorio Nacional de Los Álamos (LANL) en los Estados Unidos debido a la primera crisis petrolera (Gupta & Roy, 2007; Dobson, 2016; Santos-Raga, 2019; Yadav et al., 2022).

Sin embargo, no todos los sistemas HDR son EGS ya que son sistemas que le antecede un trabajo ingenieril de perforación, fracturamiento o tecnología para aumentar la permeabilidad del sistema (Pulido et al., 2011). Dicho lo anterior, es posible que un sistema pueda convertirse en un sistema EGS si tiene un reservorio con un volumen importante de fluido, pero con una columna de roca suprayacente sellada por minerales hidrotermales que le impida el proceso de recarga natural (Dobson, 2016).

Estos sistemas, al igual que los sistemas convencionales, pueden utilizarse las 24 horas al día, los 7 días de la semana, teniendo ciclos de vida de 20-30 años, por ende, en los últimos años se ha promovido el desarrollo tecnológico y científico para poder hacer uso de este

recurso en México y el mundo, países como Francia, Australia, Japón, Alemania, Estados Unidos y Suiza, han comenzado a implementar tecnologías EGS (Baujard et al., 2017). Actualmente existen plantas que funcionan con sistemas EGS como la planta El Habanero en Australia, la cual desde el 2013 ha estado en operación generando energía eléctrica (Yadav et al., 2022).

Dentro de la misma categoría de los sistemas HDR se han adoptado nuevos conceptos para definir mejor los sistemas con base en otras características. Forson et al. (2014) plantea la diferencia entre dos sistemas; Ocultos (Hidden Geothermal Systems, HGS) y Ciegos (Blind Geothermal Systems, BGS). Anteriormente se les atribuía con el mismo nombre a estos sistemas, sin embargo, entre ellos hay grandes diferencias. Los sistemas geotérmicos ciegos (BGS) están completamente confinados al subsuelo, los cuales carecen por completo de características obvias de fluidos y/o paleo-manifestaciones asociadas a sistemas convencionales u ocultos (Forson et al., 2014). Por otro lado, los sistemas geotérmicos ocultos (HGS) tienen algunos atributos en común con los sistemas geotérmicos convencionales, ambos sistemas tienen vías de flujo permeable los cuales en su mayoría pueden estar asociados con fallas (Dobson, 2016).

Sin embargo, la distinción entre ambos sistemas es la ausencia de características térmicas en la superficie, como lo pueden ser las pozas de lodo, geiseres y manantiales termales, pero cuentan con características más sutiles o paleo manifestaciones como depósitos de toba, rocas alteradas hidrotermalmente y emanación de gases fríos. La vegetación como indicador en estos sistemas sirve para identificar zonas donde hay fallas en las que puedan filtrarse fluidos y en caso de estar ausente podría indicar zonas donde las fallas filtran gases tóxicos (Forson et al., 2014).

Los sistemas ocultos pueden tener capas sello más gruesas y mejor desarrolladas. Las fallas en los sistemas HGS pueden no alcanzar la superficie, estar cubiertas por rocas más jóvenes o, en su defecto, estar selladas por alteraciones hidrotermales previas. En algunos sistemas la presencia de sílice indica que en el pasado hubo una fuente termal asociada al sistema y la ausencia de indicadores hidrotermales en superficie sugieren que las fallas han sido selladas o que hubo un descenso en el nivel freático regional. También es importante mencionar que estos sistemas son más pequeños y profundos en comparación con los sistemas hidrotermales

convencionales y en su mayoría se han descubierto de manera accidental durante la exploración de otros recursos como agua, petróleo, gas o minerales (Dobson, 2016).

La prospección de sistemas geotérmicos HGS o BGS conlleva tareas científicas complejas porque no hay afloraciones superficiales que se puedan analizar dificultando su identificación y la delimitación de fuentes de calor.

## 1.2 Situación actual de la geotermia en el Mundo

El uso de la energía geotérmica comenzó aproximadamente hace 10,000 años, cuando se empleaban para en baños termales. Países como China y Japón, son ejemplo de la riqueza histórica del uso de la energía geotérmica. Ruinas como las de los baños del Imperio Romano han podido localizarse desde el norte de Inglaterra hasta el sur de Siria (Axelsson, 2012). El primer sistema de calefacción usando energía geotérmica se instaló en la ciudad francesa de Chaudes-Aigues en el siglo XIV (Yadav et al., 2022).

No obstante, la utilización comercial de los recursos geotérmicos para la generación de electricidad comenzó a principios del siglo pasado. En 1904 en la ciudad de Larderello, Italia, se inició la explotación de los recursos geotérmicos naturales (Lund et al., 2022). Por otro lado, en 1930 en Reykjavik, Islandia, se desarrolló el primer sistema de calefacción geotérmica urbana más grande en ese momento. Durante los mismos años, se desarrolló un sistema de calefacción para invernaderos en Hungría, (Axelsson, 2022).

*Tabla 1. 1: Sumario de capacidad y producción de energía geotérmica 1995-2020. Tomado de Lund et al. (2022)*

Año	Capacidad Eléctrica Instalada (MWe)	Producción de Energía Eléctrica (GWh)	Capacidad Térmica Instalada (MWt)	Producción de Energía Térmica (TJ/año)
1995	6,832	38,035	8,664	112,441
2000	7,972	49,261	15,145	190,699
2005	8,933	55,709	28,269	273,372
2010	10,897	67,246	48,493	423,830
2015	12,635	73,549	70,885	592,638
2020	15,950	95,098	107,727	1,020,887

En la Tabla 1.1 se muestra el desarrollo de 1995 al 2020 de la capacidad eléctrica y térmica instalada al igual que la producción mediante usos directos e indirectos. Actualmente cerca de 30 países en el mundo generan electricidad mediante geotermia, pero sólo 10 de ellos tienen cerca del 93% de la capacidad eléctrica instalada en el mundo siendo Estado Unidos, Indonesia, Filipinas Turquía y Nueva Zelanda integrantes del grupo de 1GW (Richter, 2023).

Para finales del 2021 se tenía una capacidad instalada de 15.96 GWe distribuidos a lo largo de 5 regiones principales. En la Figura 1.5 se muestra la distribución de la capacidad instalada en el mundo. La región de Asia y Oceanía representa cerca del 37% del total y norte América el 24%. Las regiones en color rojo indican zonas geotérmicas de alta temperatura, mientras que los puntos negros indican plantas geo termoeléctricas, las cuales suelen ubicarse en zonas con anomalías térmicas (IRENA & IGA, 2023).

El aprovechamiento de la energía geotérmica para la generación de electricidad se ve limitada por zonas donde los gradientes geotérmicos sean mayores a 150°C/Km. Estas áreas están asociadas con actividad volcánica reciente o sitios con alta sismicidad producto de la divergencia o convergencia de las placas tectónicas y el aumento de fallas geológicas (ver Figura 1.2) (Manzella et al., 2019). Es posible limitarlas a 3 áreas; la primera es el área comprendida por el cinturón de fuego del pacífico, la segunda es el dorsal mesoatlántico que se extiende por el extremo norte de Islandia y finalmente la zona del Mediterráneo que incluye la región del Himalaya e Italia (Sharmin et al., 2023). Durante el período 2000-2020 la energía eléctrica obtenida de la industria geotérmica ha crecido alrededor del 3% (IRENA & IGA, 2023). Se estima que la producción de energía eléctrica mediante geotermia abastece a un equivalente de 63 millones de personas en todo el mundo (Lund et al., 2022).

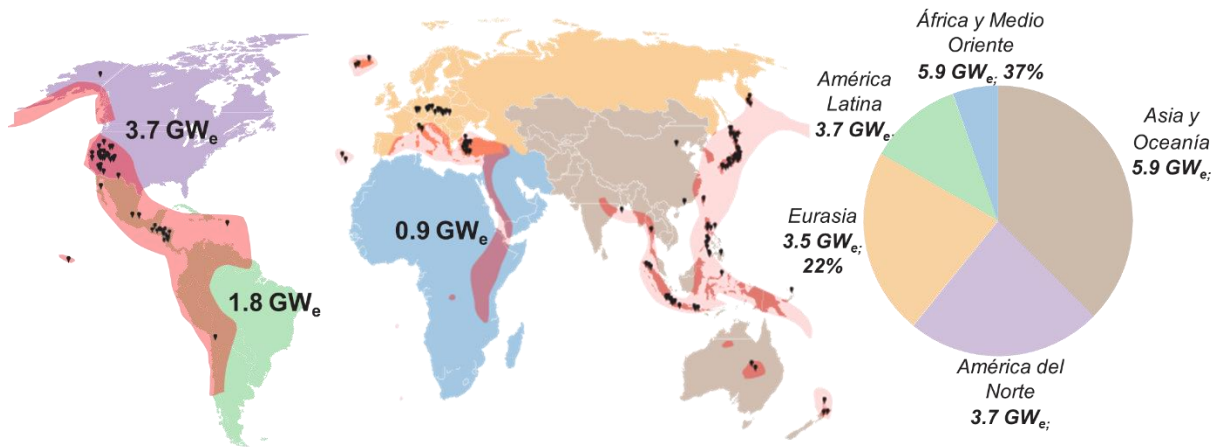


Figura 1. 5: Capacidad eléctrica instalada por región hasta el 2021. Tomado y modificado de IRENA & IGA (2023)

### 1.2.1 Generación eléctrica

La energía geotérmica, ha demostrado ser económicamente factible y presentar un impacto ambiental menor comparada con los combustibles fósiles alrededor del mundo (Espinoza-

Ojeda & Santoyo Gutiérrez, 2011). Además, su aprovechamiento no se ve limitado por condiciones meteorológicas y estaciones del año en cómo es el caso de otras energías renovables, p.ej., solar fotovoltaica y eólica.

El principio básico para producir energía eléctrica mediante recursos geotérmicos se basa en la transformación de energía térmica en electricidad. El fluido geotérmico en el reservorio conserva una temperatura elevada el cual se convierte en vapor presurizado cuando es bombeado desde el interior del pozo geotérmico. Este fluido en fase vapor, atraviesa turbinas las cuáles están conectadas a un turbogenerador que convierte el movimiento en energía eléctrica. Este proceso puede cambiar dependiendo de la tecnología utilizada en la planta geotérmica (DiPippo & Renner, 2013; Kulasekara & Seynulabdeen, 2019; Manzella et al., 2019).

Dependiendo de las condiciones del recurso geotérmico se usan distintas tecnologías para extraer energía (Sharmin et al., 2023): Plantas de vapor seco, flasheo y ciclo binario. Las plantas de vapor seco (ver Figura 1.6-A) son utilizadas cuando el vapor está sobrecalentado, el fluido está a temperaturas críticas (mayores a los 100 °C), o sus condiciones de temperatura y presión están dentro del rango del 100% de vapor, esto quiere decir que el fluido no está en forma líquida; (Sharmin et al., 2023). El vapor extraído atraviesa directamente una turbina de vapor, donde se extrae la energía. Después de expandirse en la turbina, produciendo energía mecánica que impulsa un generador para producir electricidad, el vapor se envía a un condensador y se enfría mediante enfriadores húmedos, como proceso final, el vapor condensado se mezcla y se bombea directamente a los pozos de reinyección ( DiPippo & Renner, 2013; Anderson & Rezaie, 2019; Kulasekara & Seynulabdeen, 2019).

Las plantas de flasheo (ver Figura 1.6-B) utilizan vapor y agua caliente extraídos de los pozos de producción, es decir una mezcla bifásica que está a presión y temperatura elevadas. Cuando el fluido es extraído tiene una caída de presión al subir ocasionando una evaporación súbita conocida como flasheo el cual forma vapor (Anderson & Rezaie, 2019; Sharmin et al., 2023). Al llegar a la superficie el vapor es aislado del remanente líquido mediante separadores centrífugos y llevado a través de las turbinas impulsando al generador produciendo electricidad. Este tipo de centrales requieren fluidos hidrotermales de más de 180°C (Kulasekara & Seynulabdeen, 2019). Terminando el proceso de generación el líquido



remanente se reinyecta al reservorio, sin embargo, no requiere agua refrigerante para la condensación (DiPippo & Renner, 2013).

Las plantas de ciclo binario (ver Figura 1.6-C) se utilizan cuando el fluido del reservorio no es lo suficientemente caliente para producir vapor y se hace pasar por un intercambiador de calor (Sharmin et al., 2023). Es aquí donde la energía térmica del fluido geotérmico es transferida a un fluido de trabajo secundario, este fluido debe tener un punto de ebullición más bajo que el agua (Kulasekara & Seynulabdeen, 2019). Esta tecnología de circuito cerrado atrae un creciente interés, ya que garantiza tanto la flexibilidad de producción como una mínima interacción de los fluidos geotérmicos con el exterior (Manzella et al., 2019).

Con base en el desarrollo tecnológico se ha podido utilizar tecnologías que aprovechen los sistemas EGS, los cuales pueden ser más eficientes, permitiendo generar energía a mediana y baja temperatura (Yadav et al., 2022; Sharmin et al., 2023).

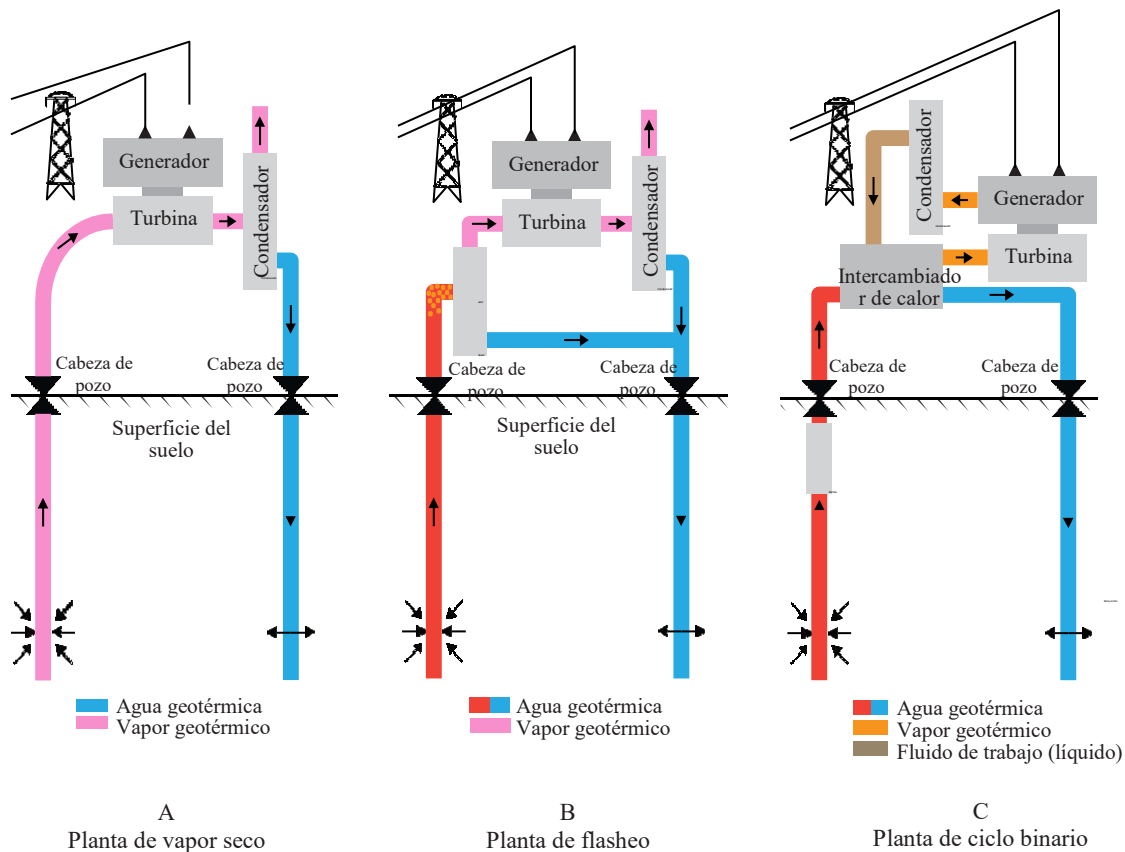


Figura 1. 6: Diagramas simplificados de los tipos de plantas geotérmicas. Tomado y modificado de IRENA & IGA (2023)

### 1.2.2 Usos directos

Si bien existe un mayor interés en la actualidad para generar energía eléctrica con los recursos térmicos del planeta, no hay que dejar de lado el uso directo que el ser humano le ha dado a la geotermia. Recordemos que las primeras formas de aprovechamiento geotérmico fueron mediante usos directos, en baños termales en países como China, Japón o los del Imperio Romano. Incluso en México se han encontrado vestigios de usos directos de la geotermia como el sistema de calefacción encontrado en Paquimé, Chihuahua, construido en el año 1,060 d.n.e, considerado el primer sistema de calefacción urbana (García-Gutiérrez et al., 2019).

Los Usos Directos Geotérmicos (UDG), están en función de ciertas características del subsuelo (entorno geológico, profundidad y temperatura), así como de usuarios finales. Es importante señalar que los UDG han tenido un aumento de alrededor del 50% de 2015 a 2020 (ver Tabla 1.1) (Lund et al., 2022; IRENA & IGA, 2023). Es importante resaltar que a pesar de que la energía eléctrica tiene mayor auge, los sistemas que tienen potencial para su generación son más escasos que los sistemas para uso directo, pues estos pueden ser utilizados en la mayoría de las regiones del planeta debido al amplio margen de temperatura para su uso.

El aprovechamiento geotérmico de manera directa presenta una infinidad de usos los cuales dependerán directamente de las temperaturas a las que se encuentre el agua. Para poder clasificar su uso conforme a lo anterior descrito, se utiliza como base el diagrama de Lindal, quien en 1973 describió el potencial y tipos de usos que podrían desarrollar con los fluidos geotérmicos (ver Figura 1.7). La ventaja que presentan los UDG es el reducido costo de inversión para su aprovechamiento, comparándolo con la generación eléctrica. Asimismo, es posible acoplarla a un amplio catálogo de actividades que requieran un gradiente térmico para su funcionamiento (IRENA & IGA, 2023).

Entre los más desarrollados encontramos a las bombas de calor geotérmicas, dicho sector representa un 58.5%, sectores turísticos como la balneología representa un 18%, la calefacción de espacios un 16%, mientras que sus usos menos implementados son la calefacción de invernaderos con un 3.5%, aplicaciones industriales con un 1.6%, acuicultura

con un 0.4%, entre otros (Lund et al., 2022). En la Tabla 1.2 se observan los países con mayor capacidad instalada y los usos más desarrollados.

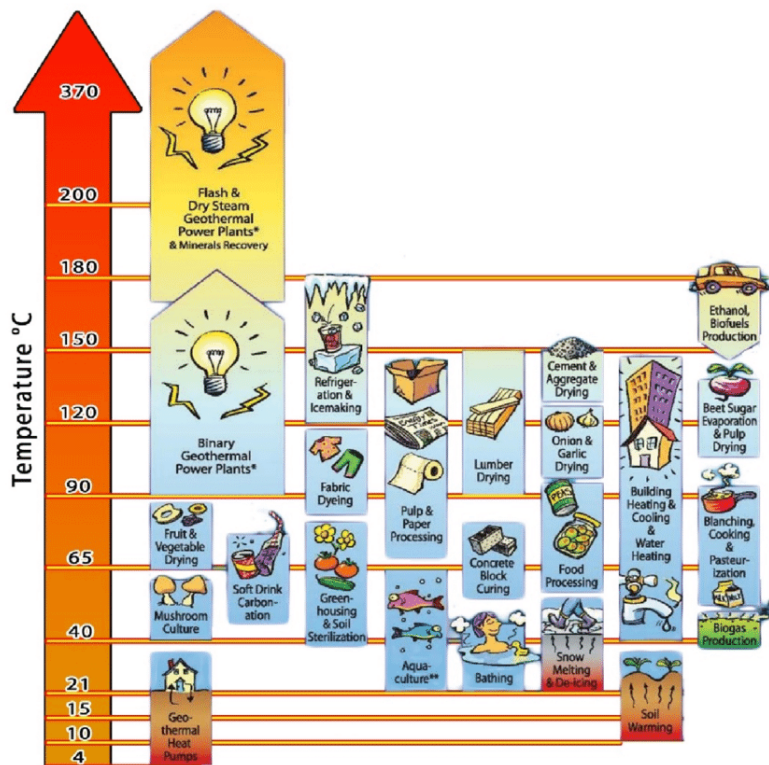


Figura 1. 7: Diagrama de Lindal. Tomado de Education Office (2005).

Tabla 1. 2: Países con mayor capacidad instalada en 2020 incluyendo bombas de calor (>2,000 MWt). Tomado de Lund et al. (2022).

País	Capacidad Instalada (MWt)	Usos
China	40,610	Balneología, calefacción urbana
Estados Unidos	20,713	Bombas de calor, balneología
Suecia	6,680	Bombas de calor, calefacción urbana
Alemania	4,806	Calefacción urbana, bombas de calor
Turquía	3,488	Calefacción urbana, balneología
Francia	2,597	Bombas de calor, calefacción urbana
Japón	2,570	Balneología, bombas de calor
Islandia	2,373	Balneología, calefacción urbana
Finlandia	2,300	Bombas de calor
Suiza	2,197	Bombas de calor, calefacción de espacios

Son tres las regiones con mayor aprovechamiento de este tipo de energía (Figura 1.8). Con un 43% se encuentra la región de Asia y Oceanía con una capacidad instalada de 45.8GW térmicos, seguido por la región de Eurasia con un 35% y finalmente Norte América con una participación del 21%. América Latina, el Caribe, Oriente, Oriente medio contribuyen con menos del 1% (IRENA & IGA, 2023).

Actualmente cerca de trece países han desarrollado nuevos proyectos relacionados con la geotermia y sus usos directos, principalmente en el ámbito de la calefacción ya que los conflictos geopolíticos actuales han encarecido los precios del gas, combustible con el que satisfacían la demanda térmica en los países del norte de Europa.

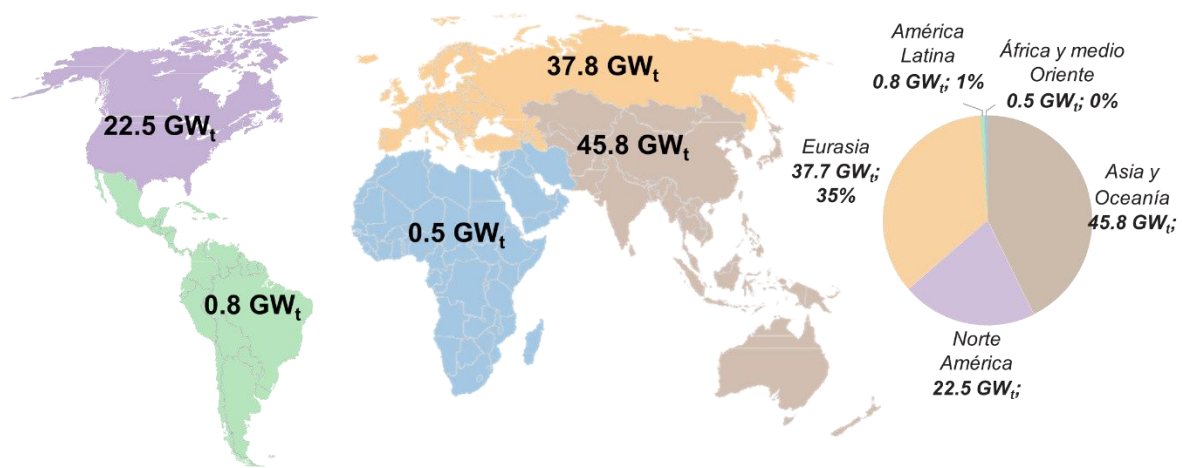


Figura 1. 8: Capacidad geotérmica Instalada para calefacción y enfriamiento por regiones, 2020. Tomado y modificado de IRENA & IGA (2023)

### 1.3 Panorama de la geotermia en México

La implementación de la geotermia en México no es una práctica actual. Se estima que, incluso, un milenio antes de la conquista, en la zona central del país, asentamientos lograron desarrollarse gracias a los manantiales termales que se encontraban cercanos (CeMIEGeo, 2019). Sin embargo, la generación de energía eléctrica a partir de este recurso se implementó a finales la década de los años 50's del siglo pasado en la localidad de Pathé, Hidalgo (Santoyo & Barragán-Reyes, 2010). De 1955 a 1960, la CFE perforó un total de 24 pozos y barrenos en esta zona con profundidades de entre 200 y 1,300 m, varios de los cuales produjeron agua y vapor, aunque eventualmente algunos de ellos dejaron de fluir. La planta de Pathé operó hasta 1973 con una capacidad nominal de 3.5 MW.

Con la intención de impulsar el desarrollo de las energías renovables en México y partiendo de la reforma energética del 2013 se crearon los Centros Mexicanos de Innovación en Energía (CeMIE's), financiados por el Fondo de Sustentabilidad Energética de la Secretaría de Energía, con el propósito de crear sinergia entre instituciones gubernamentales, inversionistas privados e instituciones educativas que generen nuevos ejes disruptivos en temas energéticos. (CeMIE-Geo, 2015; SENER, 2015; Romo-Jones & Vélez-Andrade, 2023).

El CeMIE-Geo desarrolló 32 proyectos, del 2015-2019, enfocados en la evaluación del recurso geotérmico, el desarrollo e innovación de técnicas de exploración, desarrollos tecnológicos para la explotación y usos directos del calor geotérmico proporcionando resultados valiosos que han dado paso a nuevos nichos de oportunidad (Romo-Jones & Vélez-Andrade, 2023).

La Ley de Energía Geotérmica expedida en 2014, es el primer esfuerzo nacional por legislar formalmente el recurso geotérmico en el país. Si bien, anteriormente no había impedimentos para su aprovechamiento, la Ley procura formalizar los procesos de i) reconocimiento, ii) exploración y iii) explotación, en donde ofrece certidumbre para la inversión privada que promueva el desarrollo tecnológico y energético del país, mejorando la competitividad de las tarifas y cuidando la integridad y sustentabilidad de los yacimientos geotérmicos. A partir de este esfuerzo se lograron licitaciones públicas y privadas para desarrollos geotérmicos como es el caso de Domo de San Pedro en Nayarit, el primer campo geotérmico con capital privado (Gutiérrez-Negrín, 2014; Ley de Energía Geotérmica, 2014)

Con base en reportes de finales del 2023, México se encuentra en el séptimo lugar a nivel mundial con una capacidad instalada de 976 MW para la generación eléctrica, sin cambios respecto al año anterior (Cariaga, 2024).

### *1.3.1 Producción de electricidad*

México cuenta con cinco campos geotérmicos en operación (Figura 1.9): Cerro Prieto y Las Tres Vírgenes ubicados en la Península de Baja California, Los Humeros en Puebla, Los Azufres en Michoacán y el Domo de San Pedro en Nayarit. Fue en 1982 cuando se comenzó a utilizar al recurso geotérmico para generación de energía a gran escala con la puesta en

marcha de la primera unidad de Cerro Prieto en Baja California y Los Azufres en Michoacán. Durante 1990 Los Humeros empezó operaciones en Puebla. Las Tres Vírgenes y Domo San Pedro fueron construidas en 2002 y 2015, respectivamente. Actualmente dichos campos cuentan con una capacidad instalada de 570, 248, 96, 10 y 25 MWe, para Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros, Las Tres Vírgenes y Domo San Pedro, respectivamente; y con una generación de 92.20 PJ, apuntando un 17.8% menos que en 2020 (Secretaría de Energía, 2021). Sin embargo, en PRODESEN (2023-2037) publicado en mayo de 2023 se reportó un incremento en la generación geotermoeléctrica del 4% de 2021 a 2022 equivalente a 169.78 GWh.

La Comisión Federal de Electricidad es la encargada del 96% de la producción de energía geotérmica en México con 27 unidades de generación y 200 pozos productores repartidos en sus 4 campos con una capacidad instalada de 927.7 MWe, mientras que el restante corresponde a la industria privada (Canchola-Félix, 2023). Es importante mencionar que actualmente México utiliza casi en su totalidad el recurso geotérmico para generación de energía ya que los usos directos siguen desarrollándose (Prol-Ledesma et al., 2018).

La composición geológica del país lo posiciona en una situación privilegiada del recurso geotérmico. Factores como la evolución tectónica causante de una alta sismicidad, la subducción de la litósfera, el vulcanismo, los grandes sistemas de fallas y sistemas geológicos más jóvenes originan anomalías térmicas en la corteza (Prol-Ledesma et al., 2018).

Desde 1975 se han realizado estimaciones sobre el potencial del recurso geotérmico en México y aunque en aquellos años se estimaba una capacidad mínima de 4,000MWe (Ordaz et al., 2011), han sido estudios recientes los que han demostrado que existen flujos de calor que están por encima de los valores promedio a nivel mundial. Incluso se han detectado más de 500 áreas provechosas para la implementación de esta energía con flujos que fluctúan entre los 4 y 1,263 MW/m<sup>2</sup> (Espinoza-Ojeda et al., 2017).

Se han localizado 2 áreas que presentan los valores más altos de flujo de calor; el Golfo de California (y sus estados vecinos) y el área a la que se le conoce como el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano localizada en la región central del país que se ubica desde Jalisco hasta Veracruz (Ordaz et al., 2011; Ferrari et al., 2012). La primera área está compuesta por una corteza más joven y un fenómeno de separación de placas (rift) a lo largo de un sistema de

fallas secundarias de la gran falla de San Andrés que ocurre desde el Plioceno, originando zonas anómalas donde los flujos de magma emergen hacia la corteza causando aumentos en el gradiente geotérmico. La segunda área (ver Figura 1.9) Las anomalías térmicas de esta región se deben a procesos volcánicos originados en el Mioceno medio al Holoceno, que incluso algunas de ellas se consideran recientes con aproximadamente 5 Ma, y estructuras tectónicas interplaca activas (subducción de la placa de cocos bajo la norteamericana) que dan lugar a intrusiones magmáticas (Ferrari et al., 2012; Prol-Ledesma et al., 2018; Espinoza-Ojeda et al., 2023). En la Figura 1.9 se muestra el mapa mexicano de flujo de calor realizado en 2018, en dicha imagen se aprecian las zonas anómalas arriba descritas, así como el señalamiento de los campos productores.

Es pertinente mencionar que México tiene interacción con cinco placas tectónicas; Placa del Pacífico, Rivera, Norteamericana, Cocos y del Caribe. También, cuenta con un vulcanismo activo lo que ha provocado el nacimiento de sistemas volcánicos, tal es el caso del volcán de fuego en Colima el cual surgió a mediados del siglo pasado.

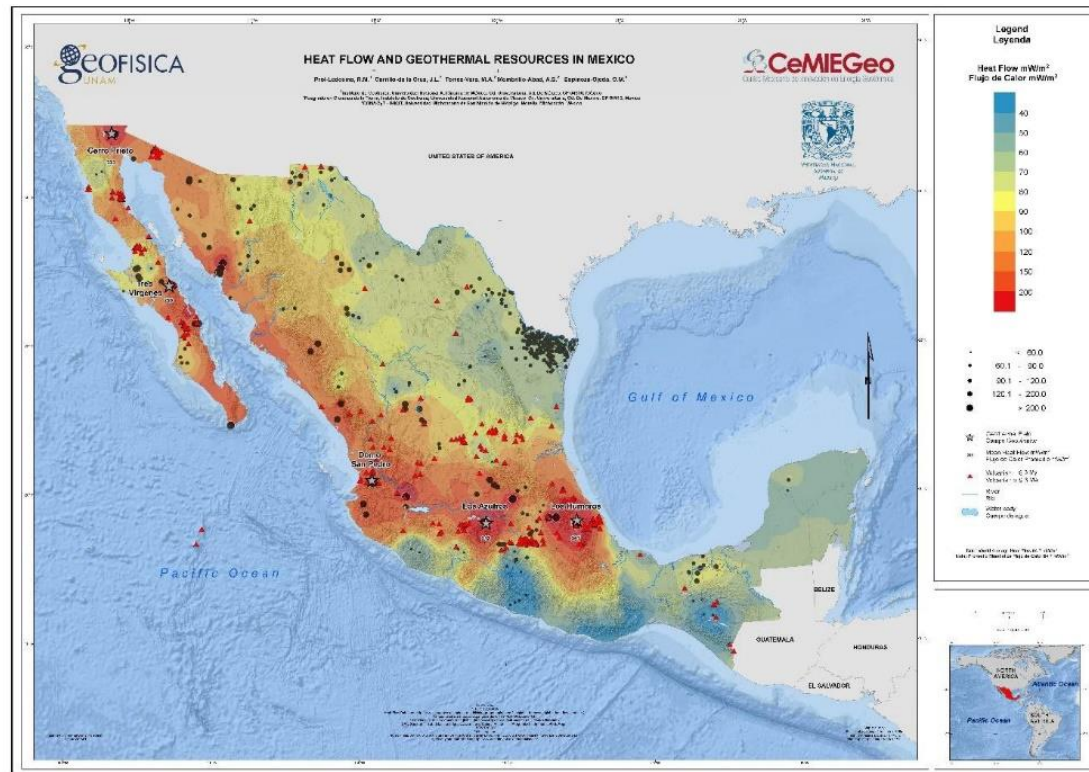


Figura 1. 9: Mapa de flujo de calor y fuentes geotérmicas de México. Tomado de Prol-Ledesma et al. (2018)

En 2023 se logró determinar que el intervalo predominante del gradiente geotérmico y el flujo de calor a lo largo de todo el país es de 25-55°C/km y 40-140 mW/m<sup>2</sup>, respectivamente, lo que confirma el potencial geotérmico mexicano considerando que el gradiente geotérmico promedio es de 30°C/km. Asimismo, estas anomalías térmicas pueden acentuarse por la existencia de sistemas geotérmicos ocultos y ciegos, los cuáles se han venido desarrollando recientemente gracias a los avances tecnológicos que han promovido su aprovechamiento para generación de energía eléctrica (Peiffer et al., 2014; Santoyo et al., 2018; Pandarinath et al., 2020; Santos-Raga et al., 2021; Espinoza-Ojeda et al., 2023).

### *1.3.2 Usos directos*

Si bien los UDG son históricamente más antiguos que la generación de electricidad, el uso y aprovechamiento de éstos han tenido un desarrollo muy lento en México debido a que la mayoría de los esfuerzos están dirigidos a la generación de energía eléctrica. Existen evidencias que demuestran que se utilizaron UDG para realizar actividades cotidianas en nuestro país como, el ya mencionado, sistema de calefacción de Paquimé en Chihuahua que data del 1,060 d.n.e, así como la utilización de fluidos geotérmicos para la higiene personal y la preparación de alimentos como la cocción de huevos y el desplume de aves en regiones aledañas al lago de Cuitzeo en Michoacán (García-Gutiérrez et al., 2019).

Esfuerzos pioneros para la implementación de los UDG en México se desarrollaron desde mediados y finales del siglo pasado a cargo de la Comisión Federal de Electricidad mediante proyectos piloto en los cuáles se estudió el secado de madera, deshidratación de frutas y verduras, acuicultura, bombas de calor, entre otros proyectos. A pesar de los esfuerzos para llevarlos a cabo, actualmente ninguno de ellos sigue en operación (García-Gutiérrez et al., 2019).

En México se han reportado cerca de 1600 manifestaciones térmicas de mediana y baja temperatura, las cuales se han agrupado en 900 sistemas repartidos a lo largo de 26 estados de la república. Cerca del 50% de estos sistemas tienen temperaturas de entre 62°C-100°C, el 40% de entre 100°C-149°C, 5% corresponde a sistemas que están por debajo de los 62°C y el 5% restante a sistemas por arriba de 149°C (Iglesias et al., 2015). Como parte de los proyectos del CeMIE-Geo, se realizaron siete proyectos con relación a los UDGs, de los cuales varios pueden ser considerados como pioneros en el país. Se desarrollaron trece



bombas de calor geotérmicas distribuidas en los estados de Puebla, Baja California y Michoacán con una capacidad instalada de 150 kWt, dos deshidratadores de alimentos, así como su escalada industrial, una central eléctrica modular ORC de 10 kWe y su ampliación hasta 200 kWe, una planta de desalinización de agua marina y un sistema de uso en cascada (García-Gutiérrez et al., 2019; Lund & Toth, 2021).

De acuerdo con Gutiérrez-Negrin et al. (2020), los UDG en México reportan una potencia térmica de 156.1 MWt los cuales se centran en desarrollos de balneología y natación con fines recreativos y, en algunos casos, terapéuticos (ver Tabla 1.3). En el campo geotérmicos de Los Azufres se cuenta con calefacción geotérmica que abastece a oficinas, laboratorios y otros espacios del complejo además de proveer agua caliente para uso doméstico, utilizando la salmuera antes de la reinyección. Este proyecto fue iniciado en 1997 y actualizado de 2008-2014 (Gutiérrez-Negrin et al., 2020; Lund & Toth, 2021).

Tabla 1. 3: Usos directos de la geotermia en México (excepto bombas de calor). Datos hasta Junio de 2019. Tomado y Modificado de Gutierrez-Negrin et al. (2020)

Localidad	Tipo	Utilización Máxima			Capacidad (MWt)	Utilización Anual		
		Tasa (kg/s)	Temperatura (°C)			Tasa promedio (kg/s)	Energía (TJ/año)	Factor de planta
			Entrada	Salida				
Los Azufres, Mich.	B	38.000	72.0	55.0	2.703	34.960	78.391	0.920
Los Azufres, Mich.	C	1.250	110.0	88.0	0.115	1.250	3.627	1.000
Domo San Pedro, Nay.	A	1.667	180.0	105.7	0.518	1.350	13.230	0.810
La Primavera, Jal.	B	63.000	48.0	31.0	4.481	58.650	131.511	0.931
Aguascalientes*	B	265.000	43.0	30.0	14.414	194.139	332.890	0.732
Chiapas*	B	1,000.000	36.0	29.0	29.288	847.656	782.640	0.847
Chihuahua*	B	38.000	39.3	25.0	2.274	29.680	55.982	0.781
Coahuila*	B	56.000	32.0	25.0	1.640	33.390	30.829	0.596
Durango*	B	34.000	52.5	38.0	2.063	15.975	30.553	0.470
Guanajuato*	B	293.000	40.8	29.0	14.466	254.232	395.692	0.867
Hidalgo*	B	271.000	41.5	32.0	10.772	250.800	314.265	0.925
Jalisco*	B	368.000	37.8	30.0	12.010	316.350	325.467	0.859
México*	B	103.000	35.1	25.0	4.353	95.424	127.123	0.926
Michoacán*	B	161.000	44.5	33.0	7.747	152.785	231.752	0.949
Morelos*	B	95.000	45.0	30.0	5.962	74.580	147.557	0.785
Nuevo León*	B	295.000	38.0	30.0	9.874	250.700	264.539	0.850
Querétaro*	B	770.000	31.8	26.5	17.075	697.174	487.373	0.905
San Luis Potosí*	B	292.000	36.8	31.0	7.086	233.888	178.929	0.801
Sinaloa*	B	7.000	72.5	61.0	0.337	4.601	6.979	0.657
Tlaxcala*	B	10.000	35.0	28.0	0.293	8.308	7.671	0.831
Veracruz*	B	42.000	65.0	48.0	2.987	39.328	88.185	0.936
Zacatecas*	B	163.000	36.6	28.5	5.524	138.700	148.186	0.851
<b>TOTAL</b>		<b>4,366.917</b>			<b>155,981</b>	<b>3,733.919</b>	<b>4,183.370</b>	<b>0.850</b>

Nomenclatura: B: Balneología, A: Agricultura, C: Calefacción (diferente a bombas de calor)

\* Tasa de flujo estimada en función de la temperatura de entrada y salida.

Actualmente se tienen los primeros reportes de la implementación de usos directos en el Domo de San Pedro en Nayarit para el secado de alimentos de la región a través de secadores geotérmicos donde se hace uso de intercambiadores de calor para aprovechar la salmuera de los pozos de reinyección y proveer el calor necesario (Lund & Toth, 2021). Esta tecnología ha sido desarrollada por investigadores de la Facultad de Ingeniería de la UNAM que a través del Grupo iiDEA está impulsando el aprovechamiento de los recursos geotérmicos en México, produciendo cerca de 200 kg/día de alimentos deshidratados (Pérez-González, 2023). Dicho proyecto se señala en la Tabla 1.3 siendo el único desarrollo agrícola que hace uso de los UDGs.

### *1.3.3 Retos a futuro*

Los esfuerzos para aprovechar al máximo los recursos geotérmicos mexicanos se han visto reflejados en las cooperaciones nacionales e internacionales, ejemplo de ello es el proyecto GEMex el cual se llevó a cabo del 2016-2020, con un financiamiento de 20 millones de euros, siendo una cooperación entre dos consorcios (europeo y mexicano), enfocados en la evaluación y caracterización de un Sistema Geotérmico Mejorado (EGS) en Acoculco y un Sistema Geotérmico Supercrítico (SHGS) en Los Humeros, Puebla, para futuros desarrollos con el objetivo de convertirlos en una fuente energética rentable y asequible (Bruhn et al., 2019; Romo-Jones & Vélez-Andrade, 2023). El proyecto se enfocó en tres ejes; i) evaluación de los recursos, ii) caracterización de yacimientos y iii) desarrollo de conceptos para la explotación y utilización (Jolie et al., 2018)

El sistema de Acoculco es considerado como un sistema oculto con prospección a ser un EGS debido a las altas temperaturas y a la ausencia de fluido a escasa profundidad (300°C a 2 km), por otro lado, Los Humeros es un sistema en funcionamiento que no ha sido explotado del todo ya que presenta condiciones supercríticas con temperaturas mayores a los 400°C (CORDIS, 2020).

Los resultados obtenidos indicaron que, para el caso de Acoculco, se identificó una red de fracturas que podrían estimularse hidráulicamente para su aprovechamiento, de manera similar al sistema EGS en Pohang, Corea. Mientras que, para los Humeros, se reveló que la evolución volcánica de este sitio es más reciente, brindando condiciones geotérmicas favorables. Además, se identificó que la permeabilidad del yacimiento no solo se debe a

fallas, sino también a fracturas y a una microporosidad primaria hasta ahora desconocida. Debido a las condiciones supercríticas de vapor en las que opera será necesario implementar técnicas para la depuración que eviten la corrosión y la formación de incrustaciones durante la producción de fluidos, en donde el análisis y prueba de materiales con base en los parámetros de presión lograrán permitir una vida útil más larga del sistema (Bruhn et al., 2018, 2019; Jolie et al., 2018; Romo-Jones & Vélez-Andrade, 2023).

Se ha evaluado el potencial de los EGS en México, calculando cerca de 47,350 MW considerando profundidades de entre 3 y 7 km con un factor de recuperación del 2%, lo que equivaldría a 47 veces la capacidad instalada actual (Romo-Jones & Vélez-Andrade, 2023).

México mantiene estrechas relaciones con organismos internacionales enfocados en el desarrollo geotérmico, como lo es el Banco Interamericano de Desarrollo con quien tiene un programa llamado “Programa de financiamiento y Transferencia de Riesgos para la Geotermia en México – PFTRG” en el cual participan la SENER, el Instituto Nacional de Electricidad y Energías Limpias y Nacional Financiera. Su objetivo radica en el aumento de la generación eléctrica a partir de geotermia mitigando los riesgos para proyectos geotérmicos y su financiamiento en las diferentes fases de ejecución. Se tiene planeado la perforación de 7 pozos exploratorios de hasta 3.5 km de profundidad en 4 áreas promisorias; Los Negritos, Michoacán, Cierro Prieto, Baja California, San Marcos, Jalisco y Tres Vírgenes, Baja California (Jorquera, 2022; INEEL, 2023).

Por otro lado, CFE cuenta con 13 concesiones, la mayoría de ellas en la zona central del país con un potencial total estimado de 749 MW. Se estima que el potencial geotérmico nacional es de 9.6-13.4 GWe considerando las reservas probadas, probables y posibles (Canchola-Félix, 2023).

Con base en lo anterior, es claro que el panorama de la geotermia en México tiene nichos de oportunidad que se espera en un futuro cercano poder alcanzar mediante el estudio y exploración de sus sistemas geotérmicos no convencionales. El país se encuentra en una de las regiones geográficas con mayor potencial geotérmico del mundo y aprovecharlo traería ventajas sociales y económicas con bajo impacto ambiental en comparación con las fuentes no renovables de energía. Esto impulsa el aprovechamiento de los recursos geotérmicos de forma sustentable cumpliendo con los objetivos de la agenda climática internacional.

# CAPÍTULO II

## Marco Teórico

### 2.1 Exploración de recursos geotérmicos

Debido al confinamiento en el subsuelo del recurso geotérmico; la exploración geotérmica se caracteriza por ser multidisciplinaria, donde la sinergia de estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos tienen como objetivo brindar información necesaria, como anomalías geotérmicas, para evaluar la factibilidad de explotación de zonas promisorias. Si bien estas ramas son suficientes (ver Figura 2.1), algunos autores sugieren técnicas de detección remota y perforación exploratoria como parte de las técnicas iniciales (Gupta & Roy, 2006).

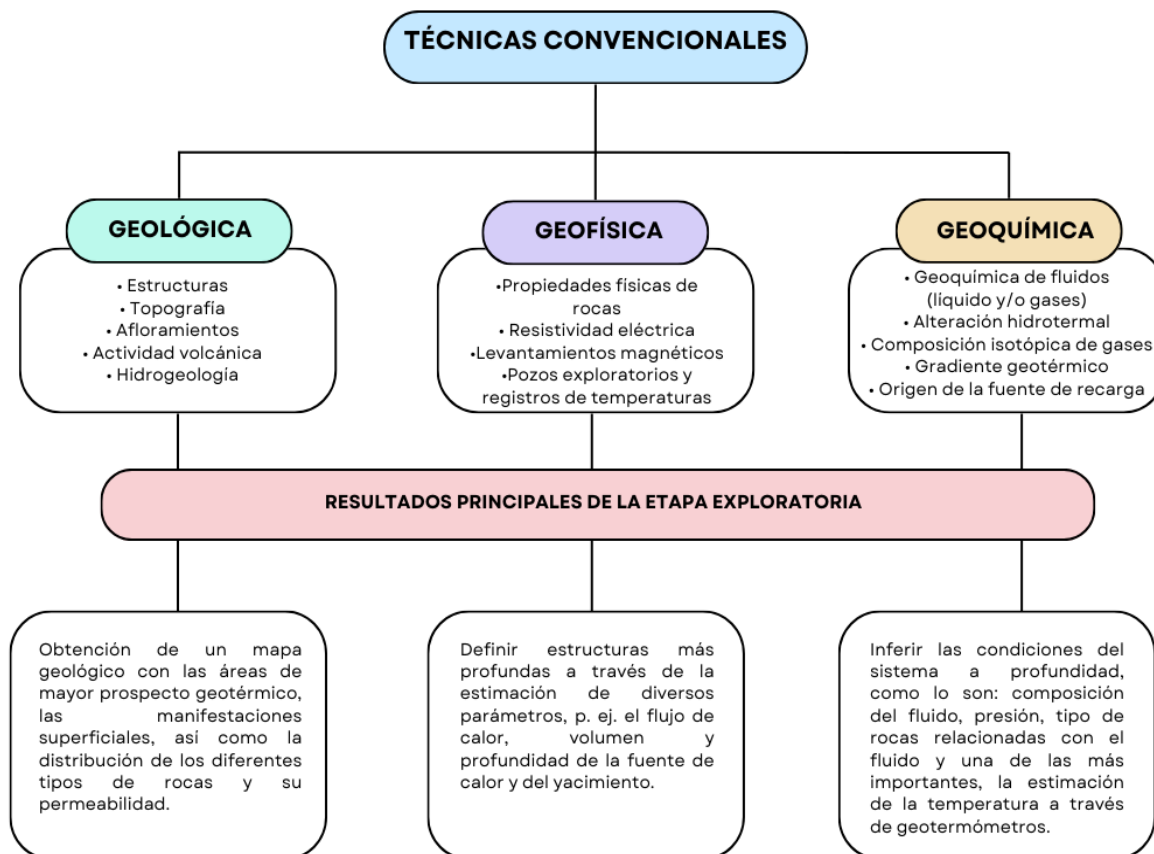


Figura 2. 1: Resumen de técnicas convencionales utilizadas en la exploración geotérmica. (Tomado de Acevedo-Anicasio, 2022 y modificado de Guerrero-Martínez et al., 2020)

Los estudios realizados en la etapa inicial de cada proyecto geotérmico están en función del área de interés y ésta puede variar ampliamente respecto a otras, modificando las técnicas implementadas. Los estudios previos no sólo serán útiles en el comienzo del proyecto, sino que también son necesarios en las demás etapas, incluyendo la explotación. La mayoría de los riesgos asociados en los proyectos geotérmicos surgen en la primera etapa, por ende, es necesaria una planeación detallada (Moraga et al., 2022).

### *2.1.1 Métodos geológicos*

Los métodos geológicos son punto de partida en la exploración geotérmica, con ellos podemos identificar la ubicación y extensión de áreas de interés (Dickson & Fanelli, 2004). Sus principales objetivos consisten en catalogar e identificar el tipo de rocas en el basamento, identificar zonas con alteración hidrotermal, elementos geohidrológicos como arroyos principales, patrones de drenaje, manifestaciones geotérmicas en superficie, fracturamientos, fallas principales, conductividad térmica y permeabilidad de rocas, así como evaluar su relación con respecto a los procesos subterráneos del área (Prol-Ledesma, 1996).

### *2.1.2 Métodos geofísicos*

Los estudios geofísicos, por otro lado, nos permiten obtener información desde la superficie. Identifican parámetros físicos relacionados con formaciones geológicas profundas, proveen información sobre la estratigrafía, dimensión y localización del sistema geotérmico. Los parámetros físicos estudiados son la conductividad eléctrica mediante métodos eléctricos y electromagnéticos la cual determinan la existencia de fluidos y variaciones en temperatura, velocidad de propagación de ondas elásticas mediante la prospección sísmica, densidad empleando prospección gravimétrica y susceptibilidad magnética (Dickson & Fanelli, 2004; Pandarinath, et al., 2020).

### *2.1.3 Métodos geoquímicos*

Los estudios geoquímicos consisten en el muestreo y análisis químico e isotópico de fluidos geotérmicos, como son: manantiales, fumarolas, emisiones de gases, mofetas, entre otras (Dickson & Fanelli, 2004; Acevedo-Anicasio, 2021). Permite determinar, el estado del sistema (vapor o líquido dominante), temperatura de fondo del yacimiento (BHT) basándose

en la composición de gases disueltos como (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CO, O<sub>2</sub>), clasificación de tipos de aguas, así como su origen. El análisis de las muestras de agua incluye la determinación de elementos mayores, traza e isótopos estables.

## 2.2 Gases en sistemas geotérmicos

En los sistemas geotérmicos se encuentran, principalmente: CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>, también denominados como “gases no condensables”, de los cuales su proporción y composición estarán en función del origen e interacción con el sistema hacia la superficie (Nicholson, 1993). La fuente de origen principal es de naturaleza magmática, aunque también pueden provenir de procesos hidrotermales o biogénicos, como se muestra en la Tabla 2.1. El equilibrio de los gases se encuentra en función de la temperatura y de las fases líquida y gaseosa en la que se encuentra el yacimiento (Christenson & Tassi, 2015).

Tabla 2. 1: Principales gases en los fluidos geotérmicos y su origen (Nicholson, 1993).

Gas	Origen
Dióxido de carbono (CO <sub>2</sub> )	Después del H <sub>2</sub> O, es el gas mayoritario, su origen puede ser magmático o por reacciones químicas con las rocas.
Ácido sulfhídrico (H <sub>2</sub> S)	Es un gas más soluble que el CO <sub>2</sub> y su origen puede ser magmático o por reacciones químicas con las rocas
Metano (CH <sub>4</sub> )	Su origen está basado en la reacción Fischer-Tropsch: $CO_2 + 4H_2 \leftrightarrow CH_4 + 2H_2O$
Hidrógeno (H <sub>2</sub> )	Se origina por reacciones químicas a altas temperaturas del agua con óxidos ferrosos y silicatos contenidos en las rocas,
Nitrógeno (N <sub>2</sub> )	Proviene de la disolución de este gas en aguas meteóricas

### 2.2.1 Gases magmáticos

Los principales componentes de los gases magmáticos son H, O, C, S y Cl comprendiendo más del 95% de los componentes magmáticos volátiles independientemente de la fuente tectónica (Christenson & Tassi, 2015). Sin embargo, el CO<sub>2</sub> es la especie del carbono predominante en los gases volcánicos y geotérmicos siendo el menos soluble de los componentes principales, saturado con respecto a una fase de vapor separada en las profundidades, asimismo, después del agua es el elemento con mayor presencia en los sistemas geotérmicos. Su origen se relaciona con la fase fundida del magma como CO<sub>3</sub>- el cual al liberarse genera un proceso de oxidación como sugiere Fine & Stolper (1986). Cabe

mencionar que el proceso de desgasificación del CO<sub>2</sub> puede comenzar a una profundidad de 80 km, cerca de la zona de generación de cuerpos magmáticos con concentraciones aproximadas de 10,000 mg/kg (Christenson & Tassi, 2015; W. F. Giggenbach, 1995).

Por otro lado, se considera al agua como la especie volátil portadora del hidrógeno (H) en el magma seguida por el H<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S y trazas de CH<sub>4</sub>. Los arcos magmáticos suelen tener contenidos de agua más altos, asimismo, este enriquecimiento es el resultado de la deshidratación de la corteza oceánica y sedimentos subducidos. El proceso de disociación del agua en OH se presenta de manera parcial cerca de los cuerpos magmáticos, sin embargo, se ha demostrado que su solubilidad máxima está controlada por el equilibrio de saturación en su fase de vapor y los valores también estarán en función del entorno en donde se encuentre como zonas de subducción y zonas interplaca (Christenson & Tassi, 2015; Silver et al., 1990).

El comportamiento del S dependerá de su rango de valencias (-2, 0, +4, +6) el cuál generará una gran variedad de compuestos coexistiendo en el magma como H<sub>2</sub>S, S<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. La solubilidad del S está relacionada con el contenido total de FeO (Christenson & Tassi, 2015; Wallace & Carmichael, 1992).

### 2.2.2 Gases hidrotermales

Los gases hidrotermales son una combinación de gases magmáticos y atmosféricos, como el nitrógeno, oxígeno y argón, y son comúnmente encontrados en sistemas geotérmicos. Estos gases pueden participar en reacciones con las rocas del reservorio, como señalan Christenson & Tassi (2015). Estas interacciones se traducen en cambios en el estado de óxido-reducción, donde las rocas actúan como intermediarios en estas reacciones. En lo que respecta al azufre, los gases como el ácido sulfhídrico (H<sub>2</sub>S) y el dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>) alcanzan un estado de equilibrio en los magmas. Minerales que contienen FeO, como la Hematita, facilitan la transformación del SO<sub>2</sub> en H<sub>2</sub>S (Giggenbach, 1980).

### 2.2.3 Gases Biogénicos

Los gases biogénicos anteceden a la interacción entre los principales gases en los sistemas geotérmicos y los procesos bioquímicos que implican un equilibrio entre su consumo y

liberación. Estos gases son producidos por la actividad biológica en la superficie de la Tierra, liberados durante la descomposición de materia orgánica (Christenson & Tassi, 2015).

En lo que respecta al CO<sub>2</sub>, este gas es utilizado por microalgas, cianobacterias y plantas durante la fotosíntesis para generar fosfatos de azúcar. El CO<sub>2</sub> que se libera en los suelos proviene tanto del metabolismo de las raíces de las plantas como de la descomposición de la materia orgánica en el suelo (Lewicki & Oldenburg, 2004; Tessier et al., 1996), aunado a ello, existen microorganismos metanotrófonos que oxidan el metano (CH<sub>4</sub>) para producir CO<sub>2</sub>. La producción de CH<sub>4</sub> ocurre a través de procesos metanogénicos, durante los cuales los carbonatos se reducen y también mediante la fermentación de acetatos (R. S. Hanson & Hanson, 1996).

### **2.3 Transporte de gases**

Los datos recolectados en las mediciones geoquímicas de gases tienen como objetivo el reconstruir las condiciones termodinámicas del yacimiento (Lewicki & Oldenburg, 2004; Lowenstern et al., 2015; Nicholson, 1993). Existen indicadores importantes en el transporte de gases geotérmicos, de los cuales es posible destacar (Acevedo-Anicasio, 2021);

- a) Presencia de anomalías geotérmicas en superficie como: fumarolas, pozas calientes, emisiones de gas frío y suelos vaporizantes.
- b) La variación temporal de las concentraciones del H<sub>2</sub>, un gas altamente reactivo, nos permite inferir las direcciones de flujo ascendente.
- c) Sistemas geotérmicos de baja entalpía presentan, en la mayoría de las veces, altas concentraciones de N<sub>2</sub>.
- d) La presencia de concentraciones elevadas de oxígeno en las muestras de gases en sistemas geotérmicos, por lo general, indica contaminación del aire atmosférico.
- e) Concentraciones elevadas de gases geotérmicos señalan una permeabilidad alta que permite su ascenso a la superficie desde el yacimiento.
- f) Elevadas concentraciones de H<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S sugieren altas temperaturas tanto en el yacimiento como en la superficie.
- g) La temperatura del yacimiento puede inferirse a partir de la composición geoquímica de los gases.



Nicholson (1993) clasificó, con base en su naturaleza, a los gases geotérmicos, los cuáles pueden ser: reactivos (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, NH<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub>) e inertes (Ar, He). Como su nombre lo indica los gases reactivos son aquellos que producen diferentes reacciones químicas con las rocas, proporcionando información sobre las condiciones subsuperficiales como la temperatura, por otro lado, los gases inertes no participan en estas reacciones, pero pueden proveer información sobre la fuente de los gases. Las áreas en donde hay fallas y fracturas en la corteza terrestre actúan como vías que facilitan la migración de gases siguiendo un patrón vertical, mientras que las emanaciones líquidas siguen patrones de flujo horizontal (Chiodini et al., 1998; Nicholson, 1993).

### 2.3.1 Tipo de transporte y origen del CO<sub>2</sub> en sistemas geotérmicos

El transporte de gases es posible explicarse por dos procesos de flujos: difusivos y advectivos. Los flujos bajos están regidos por la difusión, mientras que, los flujos altos corresponden a procesos advectivos (Chiodini et al., 1998). Las emisiones difusas se componen principalmente en H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, y gases nobles como (He, Ar y Rn), diluidos en algunas ocasiones con N<sub>2</sub> y O<sub>2</sub> (Baubron et al., 1991).

Matemáticamente el transporte difusivo se describe por la primera ley de Fick, en donde existe un flujo que es proporcional a la diferencia de concentración como se indica a continuación:

$$\varphi = -vD \frac{dC}{dX}$$

Donde  $\varphi$  es el flujo,  $v$  y  $D$  corresponde a la porosidad del suelo,  $dC/dX$  es el gradiente de concentración en la dirección X y el signo negativo indica que el flujo se dirige hacia la dirección de la menor concentración, como si buscara lograr un equilibrio y uniformizar el sistema (Jácome-Paz & Delgado, 2022).

Por otro lado, el flujo advectivo a través de un medio poroso se expresa por la Ley de Darcy, la cual explica que los procesos advectivos se originan principalmente debido a la diferencia de presión, la ecuación se enuncia a continuación:

$$\varphi = -\frac{k dP}{\mu dX}$$

donde  $k$  es la permeabilidad específica;  $\mu$  es la viscosidad del fluido y  $dP/dX$  es el gradiente de presión en la dirección  $X$  del flujo. El signo negativo indica si  $dX$  es medido en la dirección de flujo, la presión  $P$  disminuye conforme  $X$  se incrementa. El signo negativo deberá ser incluido en la ecuación para asegurar que el flujo advectivo sea positivo (Acevedo-Anicasio, 2016). El modelo matemático se obtuvo mediante experimentos en flujos estacionarios en medios porosos.

En los últimos años el análisis de las emisiones de  $\text{CO}_2$  en suelo ha desempeñado un papel importante en el ámbito de los estudios sísmicos y volcánicos, así como en la mitigación de los riesgos relacionados con gases peligrosos (Camarda et al., 2019). La emisión de  $\text{CO}_2$  del suelo es un fenómeno complejo que depende de las propiedades del suelo, biota, geología y los mecanismos de transporte como la advección, la difusión y su combinación. Además, existen parámetros atmosféricos, como la presión, la temperatura del aire y la precipitación de lluvia que influyen en gran medida en los flujos de gases, causando variaciones de hasta tres órdenes de magnitud (Camarda et al., 2019; Lewicki & Oldenburg, 2005; Taussi et al., 2022).

Por otro lado, el estudio del flujo de  $\text{CO}_2$  en suelo ha sido propuesto como herramienta de detección de sistemas geotérmicos ocultos los cuáles no presentan características superficiales hidrotermales convencionales (es decir, fumarolas, cuerpos de agua calientes, alteración hidrotermal, etc.), en dichos sistemas las emanaciones de gases de solubilidad moderada como el  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  y  $\text{He}$  pueden ser indicadores importantes. Se ha empleado el  $\text{CO}_2$  como indicador debido a que es el principal gas no condensable, además de presentar una solubilidad moderada en el agua de origen volcánico-hidrotermal y contar con diversas tecnologías disponibles para su monitoreo (Lewicki & Oldenburg, 2005).

Debido a las dificultades que presentan los sistemas geotérmicos ocultos durante la exploración, se han propuesto técnicas no convencionales para solucionarlo. Algunos ejemplos de estas técnicas son: (i) El analizador de gas infrarrojo para medir concentraciones de  $\text{CO}_2$  en la superficie (IRGA) el cual analiza mediante infrarrojo concentraciones de gas en ubicaciones específicas (ii) LIDAR el cual detecta concentraciones de gas mediante

detección y teledetección (iii) imágenes hiperespectrales de zonas de interés con altas concentraciones de CO<sub>2</sub> (iv) el método Eddy-covariance para medición de flujos netos de distintos gases (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O) en áreas determinadas y (v) método de cámara de acumulación para flujos de CO<sub>2</sub> en suelo (Acevedo-Anicasio, 2021; Chiodini et al., 1998; Lewicki & Oldenburg, 2005).

#### **2.4 Método de la cámara de acumulación**

El método de cámara de acumulación ha sido utilizado ampliamente en la agricultura y ecología para medir emisiones de gases como CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O y CH<sub>4</sub>. Sin embargo, su uso se ha acoplado en el monitoreo de actividad volcánica y en zonas geotérmicas midiendo flujos de CO<sub>2</sub>. La ventaja que presenta la cámara de acumulación, respecto a los demás métodos, es debido a su simplicidad y rapidez de sus mediciones (~ 60 segundos), lo que permite realizar el cálculo del flujo en unos cientos de puntos en un día si el terreno es accesible (Camarda et al., 2009; Chiodini et al., 1998; Fridriksson, 2009).

Este método se basa en el proceso de difusión de los gases en donde se plantea que el suelo tiene una mayor concentración de gas que la atmósfera, rigiéndose por la ley de Fick (Jácome-Paz & Delgado, 2022). Su funcionamiento consiste en la medición del aumento de la concentración de CO<sub>2</sub> dentro de una cámara de fondo abierto y de volumen conocido, colocada sobre la superficie del suelo. El gas que se filtra y se acumula se mueve a través del espectrómetro infrarrojo (IRGA) y luego se reintroduce a la cámara (Figura. 2.2).

Funciona como un medidor en el camino del flujo de gas que permite cuantificarlo sin causar perturbaciones, permitiéndole dispersarse hacia la atmósfera permaneciendo homogéneo, isobárico e isotérmico. Esta herramienta nos brinda la capacidad de detectar rutas preferenciales del flujo del gas y verificar la actividad de fallas geológicas (Bolós et al., 2022; Chiodini et al., 1998; Jácome-Paz & Delgado, 2022).

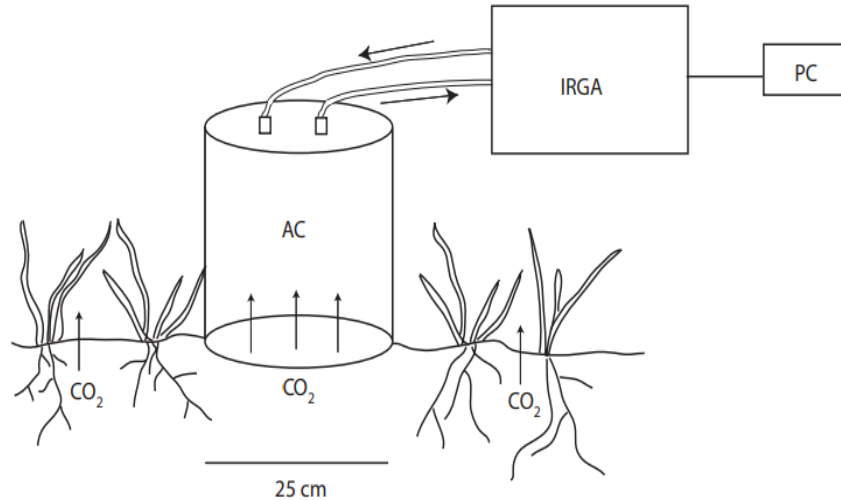


Figura 2. 2: Diagrama esquemático de medición de CO<sub>2</sub> mediante CA (tomado de Lewicki & Oldenburg, 2004)

En la Figura 2.3 muestra la configuración de una cámara de acumulación portable de la marca WestSystems la cual consta de (1) una cámara circular invertida de volumen conocido ( $2.797 \times 10^{-3} \text{ m}^3$  -  $6.925 \times 10^{-3} \text{ m}^3$ ); (2) un convertidor analógico-digital (AD); (3) tubos de plástico y una bomba que permita circular el gas desde la cámara hacia los sensores; (4) una computadora portable (PDA), sin embargo, hoy en día es posible utilizar cualquier dispositivo portátil que tenga sistema operativo Windows y/o al que le sea posible cargar el programa Flux Manager con el cual se controlan las mediciones de los gases; (5) un espectrofotómetro infrarrojo (IR) de doble vía LI-820 para medir la concentración del CO<sub>2</sub> con un rango de medición de 0 a 20,000 ppm con un error de entre 5-10% dependiendo el valor del flujo; (6) un espectrofotómetro WS-HC-IR para medir la concentración CH<sub>4</sub> con un rango de 60 a 50,000 ppm con un error de entre 10-25% ; y (7) una celda electroquímica WS-H<sub>2</sub>S-BH para las mediciones de H<sub>2</sub>S con un rango de medición de 0.2 a 200 pm con un error de entre 5-10%, . El sensor puede mostrar sensibilidad con otros elementos como son el SO<sub>2</sub>, NO, NO<sub>2</sub>, Cl<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, CO, NH<sub>3</sub> generando errores de 1.60 ppm en la concentración de H<sub>2</sub>S. (Camarda et al., 2009; Chiodini et al., 2008; Fridriksson, 2009; Fridriksson et al., 2016; Jácome-Paz & Delgado, 2022; Venturi et al., 2019).

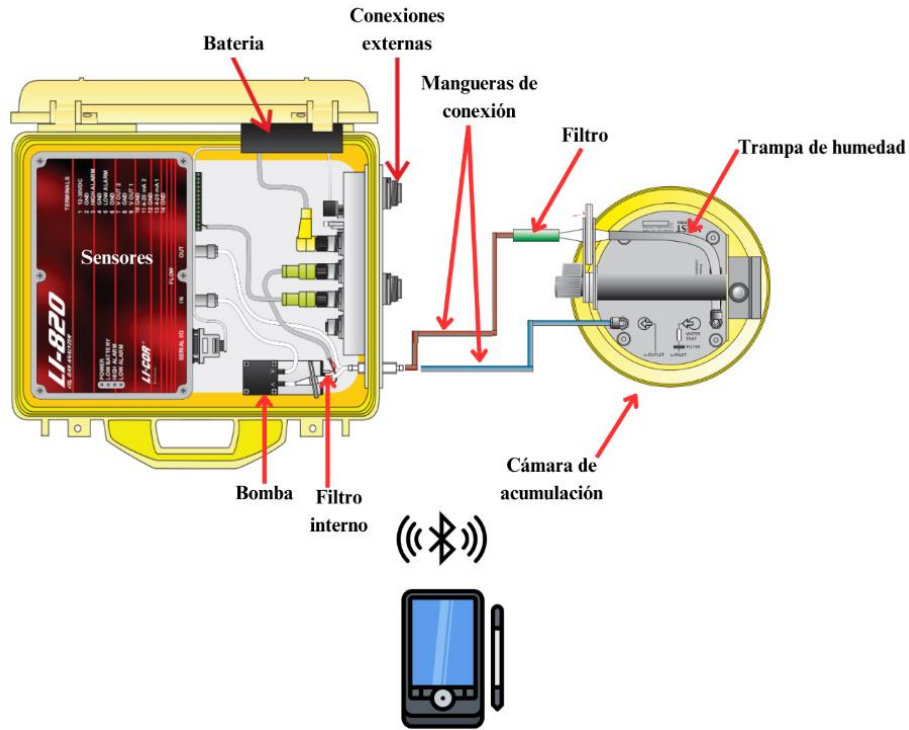


Figura 2. 3: Componentes de una cámara de acumulación WestSystems Portable LI-8210. (Tomado y modificado West Systems, 2012).

El sensor que mide las concentraciones de CH<sub>4</sub> presenta una deriva (drift) debido a la sensibilidad del sensor con la presión y la temperatura estimada en 0.086 ppm/s a una presión de 1013 bar y 26°C, asimismo es pertinente mencionar que dicho sensor no es selectivo haciéndolo sensible a otros hidrocarburos, por lo tanto, no es posible asumir que la medición reportada sea enteramente de metano (Jácome-Paz & Delgado, 2022).

El gradiente de la concentración de CO<sub>2</sub> en la cámara ( $d [CO_2] / dt$ ) se determina con el IRGA mientras que la PC registra las concentraciones realizando una gráfica en donde se muestra la variación de la concentración en ppm de los gases en función del tiempo de medición. El flujo del gas se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$F = \frac{\rho V}{A} \times \frac{d[CO_2]}{dt}$$

Donde  $\rho$  es la densidad molar del aire;  $V$  es el volumen del sistema de medición y  $A$  es el área de la huella de la cámara de acumulación (Lewicki & Oldenburg, 2004). Las mediciones con esta herramienta se recomiendan realizarse en épocas de secas ya que las concentraciones podrían sufrir variaciones por las condiciones atmosféricas, por otro lado, se debe cuidar que

al realizar las mediciones no se generen alteraciones en la superficie para evitar flujos de gas inusualmente altos (Fridriksson et al., 2016; Hernández Arias, 2018).

## **2.5 Isótopos en sistemas geotérmicos**

Si bien estudiar los flujos de CO<sub>2</sub> en suelo es una herramienta útil, también es necesario conocer el comportamiento y origen ya que la desgasificación se ve afectada por procesos de intercambio isotópico y fraccionamiento durante el transporte hacia la superficie, por ende, los isótopos estables de carbono y oxígeno son indicadores importantes para distinguir las diferentes fuentes de CO<sub>2</sub> ya sean magmáticas o biogénicas. La firma de  $\delta^{13}\text{C}$  del CO<sub>2</sub> de origen magmático oscila entre -2 y -6‰, mientras que las de origen biogénico se encuentran entre -14 a -38‰ (Federico et al., 2010; Lewicki & Oldenburg, 2004; Richard et al., 2019). Es pertinente mencionar que sin el análisis  $\delta^{13}\text{C}$  de los gases de CO<sub>2</sub> no sería posible distinguir su origen ni su mecanismo de transporte ya que flujos bajos de gas transportados por advección bajo condiciones adecuadas de permeabilidad y presión podrían coexistir junto con flujos difusos y biogénicos (Peiffer et al., 2014).

Existe una correlación directa entre la desgasificación del CO<sub>2</sub> del suelo y la temperatura del suelo observadas en varias zonas volcánicas-hidrotermales, por lo tanto, se sugiere que la desgasificación difusa es el resultado del ascenso de grandes cantidades de fluidos hidrotermales calientes hacia la superficie. El vapor se condensa cerca de la superficie en donde libera energía térmica, mientras que el CO<sub>2</sub> no condensable se libera a través del suelo (W. Giggenbach, 1982). La desgasificación depende de las características morfológicas, geológicas y estructurales de las áreas (Chiodini et al., 2008). La ebullición y precipitación de calcita, la disolución de CO<sub>2</sub> en aguas subterráneas poco profundas y el equilibrio con el metano CH<sub>4</sub>, son procesos que afectan la  $\delta^{13}\text{C}$  - CO<sub>2</sub> (Federico et al., 2010; Richard et al., 2019).

## **2.6 Métodos Geoestadísticos**

La geoestadística es un término acuñado por Georges Matheron en 1962, quién formalizó matemáticamente las técnicas que desarrolló D.G Krige en 1941 para correlacionar y predecir espacialmente reservas de oro en Sudáfrica. La geoestadística consiste en evaluar un valor

que no ha sido medido a partir de datos disponibles (Emery, 2013). Combina conceptos estadísticos con información geográfica para entender patrones, tendencias y variabilidad de los datos distribuidos en el espacio (Lantuéjoul, 2002). Los métodos geoestadísticos no sólo generan estimaciones, sino que también ofrecen una evaluación de la precisión de la misma interpolación utilizando herramientas probabilísticas como varianzas, intervalos de confianza, por mencionar algunos (Emery, 2013).

En el área de las ciencias de la Tierra ha sido esencial ya que los métodos directos en la exploración son costosos y las condiciones físicas de las zonas de interés limitan el estudio en campo, sin embargo, estas herramientas tienen la capacidad de trabajar con variables continuas (temperatura, concentraciones de minerales, precipitación, porosidad, saturación de fluidos, etc.) o discretas (tipos de rocas, presencia o ausencia de minerales, árboles en un área, etc.), las cuáles permiten hacer estimaciones sin la inversión convencional de los métodos directos. Disciplinas como la geografía, minería, meteorología, agricultura, geología y geotermia suelen implementar uno o varios métodos. Desde el punto de vista geoestadístico las propiedades medidas se consideran como variables aleatorias cuya distribución se supone conocida, pero cuyos valores en diferentes ubicaciones son desconocidas (Grana & Azevedo, 2020).

El análisis de la dependencia espacial permite describir cuando una variable regionalizada no es independiente, cuantificando su correlación, determinando zonas de influencia o anisotropías, esto significa que los datos observados en un sitio brindarán información sobre los valores en sitios vecinos (Emery, 2013). En la geoestadística existen distintos métodos de interpolación como la interpolación por el vecino más cercano, inverso de la distancia, interpolación por triangulación y Kriging el cuál presenta diversas familias como el kriging simple, ordinario, universal, cokriging entre otros (Azawi & Saleh, 2021; Beers & Kleijnen, 2004; Fuhg et al., 2021; Grana & Azevedo, 2020).

## **2.7 Método de Sinclair**

Sinclair en 1974 propuso un método conocido como el método gráfico estadístico (GSA, por su siglas en inglés) para distinguir entre datos geoquímicos de fondo y datos “anómalos” basándose en la partición de la distribución acumulada en un gráfico con base en valores de

umbral. Este método ha sido utilizado para la medición del flujo de CO<sub>2</sub> utilizando la técnica de cámaras de acumulación. El método GSA consiste en dividir una distribución compleja de datos estadísticos, en poblaciones log-normales superpuestas de manera individual (Cardellini et al., 2003; Chiodini et al., 1998). Este método gráfico facilita la identificación de los distintos grupos mediante el cambio de pendiente en la curva de la gráfica de probabilidad acumulada. La aplicabilidad de esta herramienta no está limitada a un mineral específico, por lo tanto, permite representar varios conjuntos de datos, con más de dos poblaciones, de manera clara y comparativa, además permiten una rápida evaluación visual de los parámetros estadísticos. (Sinclair, 1974; Taussi et al., 2022).

Es un método ampliamente utilizado para estudios geoquímicos en donde su aplicación ha servido para la clasificación de CO<sub>2</sub> en suelo. Sin embargo, presenta algunas limitaciones, mencionadas incluso por el mismo autor, como la selección del punto de inflexión el cual suele elegirse de manera arbitraria, asimismo, se sugiere tener como mínimo 100 datos para la representación en una gráfica probabilística. Si bien el GSA posibilita establecer un intervalo de confianza para estimar flujos de gas, no considera la correlación espacial entre los datos (Chiodini et al., 2008; Hernández Arias, 2018; Jentsch et al., 2021).

## **2.8 Kriging**

Kriging es un método geoestadístico utilizado para estimar e interpolar valores en ubicaciones no muestreadas dentro de un área geográfica. Se basa en la teoría de la estadística espacial y utiliza la estructura de correlación espacial de los datos para realizar las estimaciones. Asimismo, permite cuantificar la precisión de la estimación mediante la varianza que mide la dispersión del error potencial cometido en la estimación (Emery, 2013). Asume que la cercanía o la dirección entre los puntos de muestra tienen una relación espacial que puede ser usada para entender cómo varían en la superficie. (Fuhg et al., 2021; Viera Díaz, 2002).

El método de Kriging asume que cuanto más cerca están los datos de entrada, más correlacionados positivamente son sus salidas (Beers & Kleijnen, 2004). Intuitivamente esto indica que mientras más cercanos estén situados dos puntos están más correlacionados y mientras más separados hay menos relación entre estos (Viera-Díaz, 2002).



Como la gran mayoría de los métodos de interpolación, kriging ajusta una función matemática a los puntos que estén dentro del radio espaciando para determinar el valor de salida. Entre las ventajas que se tienen del método es que proporciona una interpolación exacta, es decir, los valores de salida predichos son iguales a los valores de salida simulados. El método puede aplicarse tanto para propiedades continuas y discretas (Beers & Kleijnen, 2004; Grana & Azevedo, 2020).

El método utiliza un procedimiento matemático llamado semivariograma para modelar la variabilidad espacial. Los semivariogramas ayudan a determinar cómo los valores cercanos se correlacionan entre sí y se utilizan para calcular los pesos óptimos para las muestras cercanas durante la estimación. Los pesos se eligen en función de la distancia inversa al cuadrado, de modo que se asignan mayores pesos a los valores medidos en ubicaciones cercanas a la ubicación del valor desconocido y se asignan pesos más bajos a los valores medidos en ubicaciones con distancias mayores (Grana & Azevedo, 2020).

Tomando en cuenta lo anterior, en la exploración geotérmica los mapas de desgasificación de CO<sub>2</sub> del suelo son una valiosa herramienta para visualizar la distribución espacial de este proceso, permitiendo la identificación de áreas con emisiones anómalas, además de definir la extensión y la forma de las estructuras de desgasificación difusa que afectan zonas volcánicas y geotérmicas (Brombach et al., 2001; Cardellini et al., 2003; Viveiros et al., 2020).

# CAPÍTULO III

## Zona de estudio

La zona geotérmica de Acoculco se localiza en el complejo volcánico Tulancingo-Acoculco en los límites de los estados de Hidalgo y Puebla. Forma parte del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) el cual se considera un arco magmático continental que cruza la parte central del país de oeste a este y está relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Rivera bajo la placa Norteamericana (Figura 3.1). Cuenta con una extensión aproximada de 1,000 km de longitud y una amplitud de entre 80 y 230 km (López-Hernández, 2009; García-Palomo et al., 2018; Avellán et al., 2019; Santos-Raga, 2019).

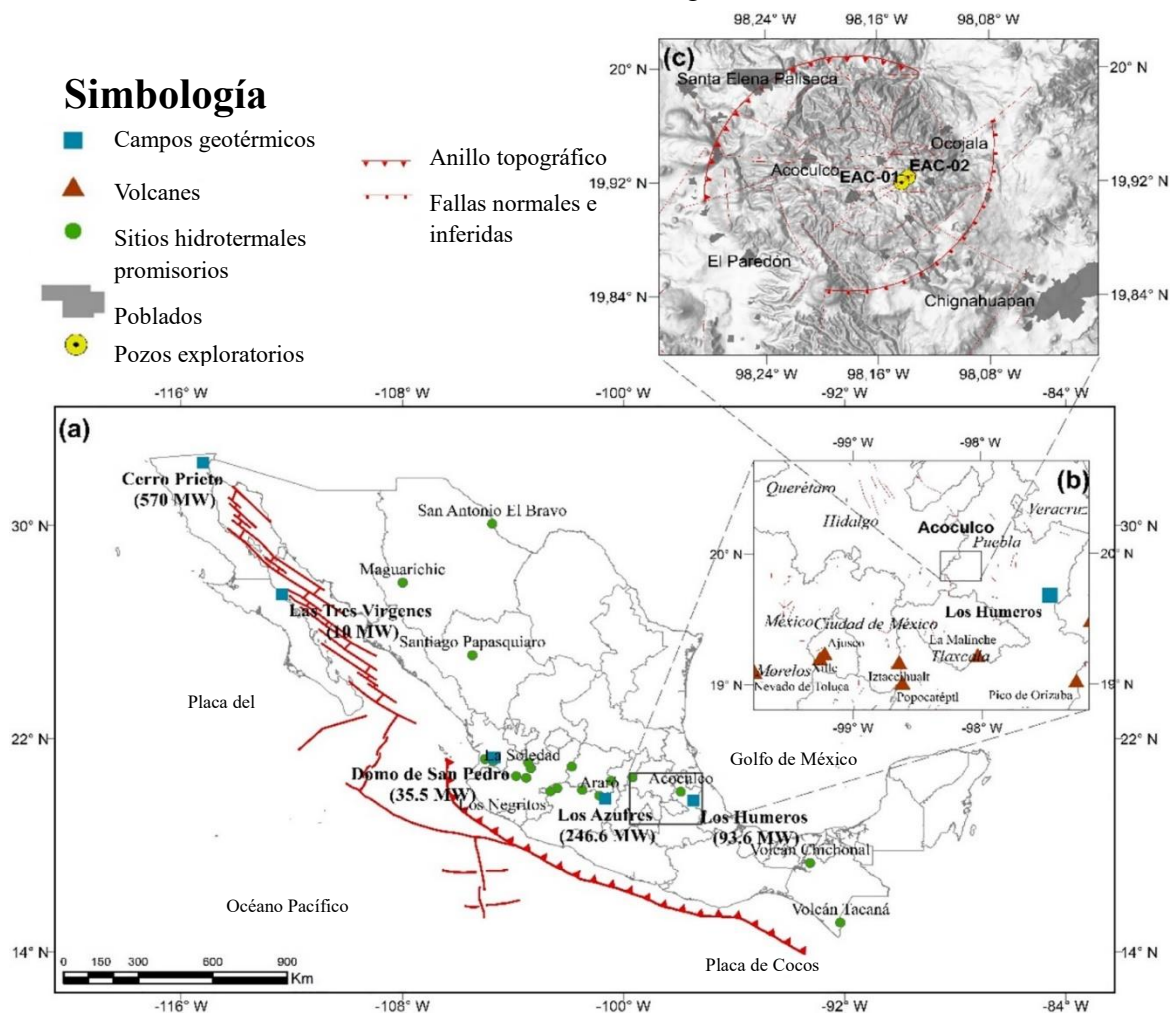


Figura 3. 1: (a) Mapa base de México con los principales fallamientos y bordes topográficos. (b) Ubicación regional de la zona geotérmica. (c) Mapa local del complejo geotérmico. Tomado de Santos-Raga et al. (2021).

### 3.1 Geología Regional

El sistema geotérmico de Acoculco se localiza en la sección oriental del CVTM, a 85 km de la ciudad de Puebla y a 130 km al noreste de la Ciudad de México (19° 50' y 20° 0' de latitud norte y 98° 4' y 98° 15' de longitud), en la Figura 3.1 se observa la localización del complejo al igual que los detalles geológicos principales como las fallas, bordes topográficos, campos geotérmicos y regiones hidrotermales promisorias; ubicación regional de la zona geotérmica ilustrando los principales volcanes de la región, ciudades de importancia y campos geotérmicos vecinos y, finalmente, el mapa local del complejo geotérmico señalando los bordes topográficos, las fallas presentes, los poblados de importancia en su periferia al igual que los pozos geotérmicos perforados en el área de Los Azufres (EAC-1 y EAC-2).

La caldera de Acoculco presenta una forma semicircular delimitada al norte por el escarpe de Atotonilco, la falla de Manzanillo NO-SE al oeste y chimeneas dispersas al este y al sur, asimismo, descansa sobre calizas sedimentarias marinas cretácicas de la Sierra Madre Oriental. El colapso de la caldera dio origen a una depresión de 18 x 16 km (aproximadamente 127 km<sup>3</sup>) (López-Hernández, 2009; Canet, Trillaud, et al., 2015; Avellán et al., 2019; Santos-Raga, 2019). Avellán et al. (2020) argumentan que la caldera de Acoculco se formó en la intersección de los sistemas de fallas NE-SO y NO-SE y han sido estos mismos los que han controlado la evolución y el hundimiento regional.

Mediante 32 reportes litológicos que se realizaron en la zona se ha logrado clasificar en 5 unidades de formación: (i) basamento, (ii) pre-caldera, (iii) syn-caldera, (iv) post caldera temprana, (v) post caldera tardía (Figura 3.2). El basamento se compone principalmente de calizas cretácicas provenientes de la Sierra Madre Oriental, del mismo modo comprende a la Meseta basáltica de Zacatlán y el complejo de domos dacíticos de Pañuela de entre 13-10 Ma. La pre-caldera de entre 3.9 a 3 Ma está formada por domos de lava dacíticos y rocas andesíticas. La syn-caldera está formada principalmente por afloramientos de ignimbrita andesítica de Acoculco con una edad aproximada de 2.7 Ma. La post caldera temprana se compone de 6 unidades y 1 zona de transición de sedimentos, de las cuales 4 se encuentran dentro de la depresión de la caldera a manera de flujos de lava, mientras que los 2 restantes se encuentran expuestos hacia el noreste y sureste de la caldera con una edad aproximada de 2.6-2.1 Ma. Finalmente, la post caldera tardía se compone de 11 domos, 5 coladas de lava, 2

ignimbritas y 4 conos de escoria con una edad aproximada de entre 2 y 0.016 Ma (Sosa-Ceballos et al., 2018; Avellán et al., 2019, 2020).

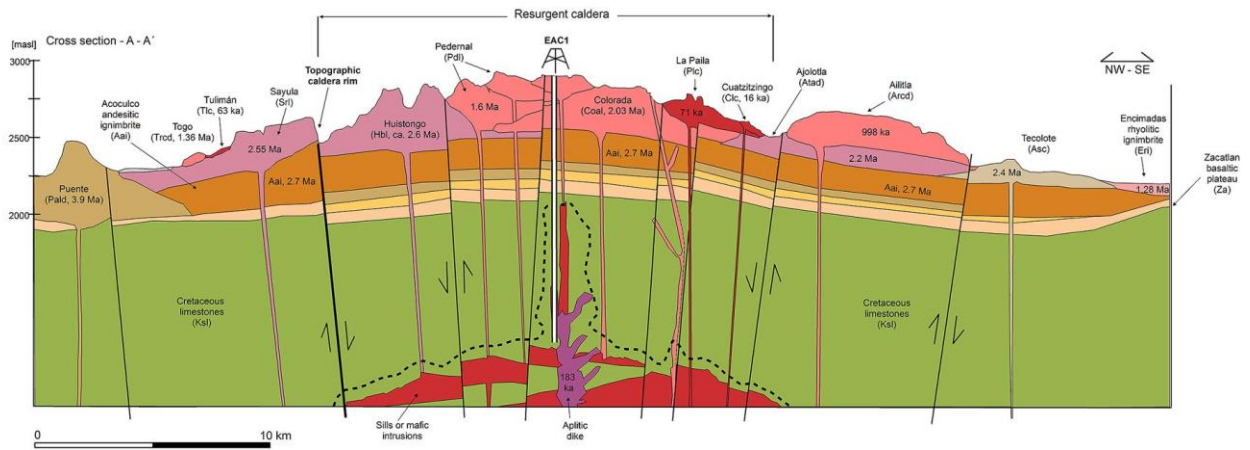


Figura 3. 2: Sección geológica simplificada del Complejo Calderico de Acoculco. Tomado de Avellán et al. (2020).

### 3.2 Geología Local

La zona geotérmica de Acoculco ha sido estudiada desde inicios de los años 80's debido al desarrollo de la geotermia en México en la zona central del país. Los primeros estudios reportados fueron el de Quinto et al. (1995) quienes discuten la naturaleza del tipo de agua de diferentes manantiales ubicados en la caldera de Acoculco. En 1995 y 2008 se realizó la perforación de dos pozos exploratorios por parte del Departamento de Exploración Geotérmica de la Comisión Federal de Electricidad. El primero en perforarse fue el pozo EAC-1 con una profundidad de 1,810 m en la localidad de Los Azufres, mientras que el segundo pozo, nombrado EAC-2, se perforó a una profundidad de 1,900 m al NE de las manifestaciones hidrotermales de la misma zona, ambos pozos fueron perforados verticalmente (Viggiano-Guerra et al., 2011; Peiffer et al., 2014).

Los resultados exploratorios demostraron que la zona geotérmica de Acoculco tiene potencial para ser un HDR ya que se reportaron perfiles de flujo de calor de tipo conductivo, típicos de sistemas de roca caliente impermeables, asimismo, las temperaturas máximas reportadas fueron de 307°C y 264°C, para los pozos EAC-1 y EAC-2, respectivamente (Lorenzo Pulido et al., 2011; Viggiano-Guerra et al., 2011; Lepillier et al., 2019), en la Tablas 3.1 y 3.2 se presentan las columnas litológicas simplificadas para ambos pozos.

Tabla 3. 1: Petrografía pozo EAC-1, tomado de Viggiano-Guerra et al. (2011).

Prof. (m)	Litología	Mineralogía	Origen	Alteración
0-130	Toba vitrea dacita alterada	Vidrio, feldespato potásico, líticos de dacita	Freatomagmático Explosivo freático	Arcillas, calcita, cuarzo, pirita
50-150	Sistema Falla	Chignahuapan	NW-SE	
140-200	Dacita micropórfidica atriz microlítica	Fenocristales de oligoclasa, en una matriz microlítica, feldespato, plagioclasa y cuarzo	Volcanismo efusivo	Arcilla, calcita, pirita, cuarzo y hematita
210-230	Ignimbrita dacítica	Vidrio, fragmentos de cristales y roca	Base de formación brechosa explosivo	Oxidación rojiza
240-390	Riodacita porfídica y microporfídica	Cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Holocristalina	Volcánico a subvolcánico explosivo	Cuarzo, calcita, arcillas, pirita, hemetita
400-790	Pórfido riodacítico. De granito fino. A 740 m metamorfismo presente	Oligoclasa-andesina, ortoclasa y cuarzo	Subvolcánico. Domo pórfido Riodacítico	Disminuye alteración. A partir de 580 m, óxidos
790-1660	Skarn calcáreo. Mezcla calcita, micrita, microespatita, espatita y fragmentos de pórfidos, riodacíticos y cuarzo. Aplitas	FACIES Calcárea: 790-900 m; calcita, cuarzo, microespatita, micrita. Granate: 910-1010m Diopsida-epidota: 1010-1200m Marmol: 1210-1290m Diopsida-epidota	Metamorfismo Contacto (termal)	Sobreposición de eventos metasomáticos. Wollastonita, reacción del $SiO_2 + CaCO_3 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2$

Tabla 3. 2: Unidades litológicas y evolución simplificada en el EAC-2, tomado de Viggiano-Guerra et al. (2011).

Prof. (m)	Petrología simplificada	Alteración
2-340	Ignimbritas, dacitas y andesitas de rasgos primarios relictos por exceso de alteración	Vulcanismo terciario-cuaternario e hidrotermalismo reciente
350-450	Calizas lutítico-limolíticas metamorizadas alteradas	Borde del cuerpo metamórfico de contacto cretácico sin intrusiones diasquísticas salvo en la parte superior
450-1580	Hornfels de calcita-wollastonita-granate y diópsida intrusionado por cuerpos de cuarzo monzoníticos y micrograníticos	Metamorfismo de calizas silíceas del cretácico producto del intrusivo subyacente y por abundantes cuerpos diasquísticos cuarzo-monzoníticos y por microgranitos.
1580-1900	Granito de hornblenda intrusionado a las calizas. Contenido de hornfels derivados de calizas asimiladas	Granito post-cretácico o cretácico.

En estudios recientes se ha argumentado que la afluencia de un nuevo magma en forma de diques e intrusiones laminares (sills) que se rellenaron por magmatismo reciente es la fuente de calor que mantiene activo al sistema geotérmico de Acoculco (Sosa-Ceballos et al., 2018; Avellán et al., 2020). Algunos autores clasifican la zona geotérmica como un sistema *kaipohan* el cuál se define como un tipo de manifestación superficial “no termal”, que se

caracteriza por un mínimo gasto; temperaturas igual o menores al ambiente; importantes emanaciones de gas frío, principalmente CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S; bajo pH,  $\pm 2$ ; intensa alteración argilítica; vegetación muerta en los alrededores; y ocasión la muerte de animales y pájaros por los presuntos efectos tóxicos y asfixiantes de los gases geotérmicos (Castillo-Hernández, 1995). Por lo tanto, las anomalías presentes se asemejan a los sistemas geotérmicos filipinos por la presencia de mofetas, alteraciones argílicas y pozas de agua fría, por mencionar algunas. (Bogie et al., 1987; Peiffer et al., 2014; Sánchez-Córdova et al., 2019; Viggiano-Guerra et al., 2011).

### **3.3 Tipo de agua geotérmica**

Investigaciones previas en la zona geotérmica de Acoculco publicaron información sobre el sistema hidrotermal de la región en donde a pesar del reciente vulcanismo, la actividad hidrotermal parecía estar extinta. Mediante el muestreo de 39 manantiales en los que la temperatura variaba de entre los 13°C a 49°C, Tello-Hinojosa (1994) identificó que los fluidos encontrados en Acoculco son de tipo sulfatado-ácido y se originan por la mezcla de H<sub>2</sub>S con agua superficial.

Sin embargo, en la zona central del complejo se logró identificar extensas zonas de alteración fósil, actualmente inactivas, de las cuáles en sólo dos de ellas se han observado desprendimiento escaso de gases fríos de origen magmático y unos cuantos manantiales intermitentes con temperaturas de aguas frías, dichas zonas corresponden a Los Azufres y Alcaparrosa (López-Hernández, 2009). Aunado a ello se ha reportado otro sitio al este y SE de la localidad de Acoculco llamado Las Minas en donde se presenta una fuerte alteración argílica derivado de las lavas dacíticas y depósitos piroclásticos que han dado paso a la producción de caolín comercial (García-Valles et al., 2015)

Se han clasificado las aguas superficiales que se localizan en el complejo calderico Tulancingo-Acoculco en tres categorías: (i) ácido sulfatado, (ii) cálcico-bicarbonatada y (iii) sódico bicarbonatada. En las zonas de Los Azufres y Alcaparrosa se observan aguas ácido-sulfatadas formadas por la disolución de gases de agua estancada, mientras que, en Chignahuapan, Quetzalapa y Agua Salada hay presencia del tipo cálcico y sódico bicarbonatadas, asimismo, en algunos manantiales al norte y en la periferia del complejo

calderico se ha observado la presencia del tercer tipo de agua (López-Hernández et al., 2009; Canet, Trillaud, et al., 2015; Sánchez-Córdova et al., 2019; Santos-Raga et al., 2021; Bolós et al., 2022).

Mapeos geoquímicos de elementos traza en cuerpos de agua poco profundos y afloraciones de rocas circundantes en la zona como el realizado por Santos-Raga et al. (2021) han demostrado que existen pruebas de depósitos de rocas a altas temperaturas que oscilan entre 200°C y 300°C. Smith et al. (2010) señala que algunos sistemas geotérmicos magmáticos con fluidos ácidos ( $\text{pH} < 3$ ) presentan altas concentraciones de sulfatos que son comúnmente descargados de manantiales de agua cercanos a sitios con desgasificación activa.

### **3.4 Alteración hidrotermal**

Se han logrado identificar dos extensas zonas con alteración hidrotermal dentro del sistema geotérmico de Acoculco, la primera, poco profunda de entre 500-600m, con presencia de illita de amonio, mientras que la segunda, con mayor profundidad de entre 600 – 1500 m, cuenta con clorito de epidota-calcita (Canet et al., 2010; Canet et al., 2015).

De igual forma, se han clasificado cuatro conjuntos de minerales adicionales: (i) budingtonita, (ii) smectita, correspondientes con el vulcanismo reciente, (iii) mármol de calcita y (iv) roca granítica de basamento del Mesozoico. Si bien la illita de amonio es el principal mineral de alteración, existe la presencia de otros como la caolinita, la budingtonita y la smectita que se alojan a profundidades de 300 m. La existencia de silicatos de amonio está ligada a la presencia de temperaturas superiores a 200°C (Canet et al., 2010; Santos-Raga et al., 2021)

La explosiva actividad hidrotermal en el sistema geotérmico de Acoculco provocó el autosellado de éste dejando indicadores que hasta la fecha son visibles como los cráteres con escala de metros y montículos con desechos hidrotermales. Cuando se finaliza el proceso conductivo existe un exceso de energía térmica que desencadena eventos repentinos de ebullición que afectan directamente a las rocas confinantes (Canet et al., 2015). El alto grado de alteración hidrotermal induce una baja permeabilidad de la roca y actúa como sello para manifestaciones térmicas en la superficie y para la desgasificación (Peiffer et al., 2014).

Sánchez-Córdova et al. (2019) logró identificar tres eventos de alteración hidrotermal con base en la paragénesis del complejo de Acoculco. El primero produjo alteraciones silíceas y argílicas a causa de la interacción entre fluidos ligeramente ácidos, ricos en sílice y rocas piroclásticas. El segundo produjo fracturas hidráulicas y vetas que se llenaron de polimorfos de sílice reduciendo las alteraciones argílicas y silíceas. Con base en las características de ambos eventos se sugiere que durante éstos existió una fase líquido-dominante que propició el transporte de sílice y otros iones. El tercer evento ocasionó la lixiviación de la mayoría de los componentes químicos excepto la sílice que de igual manera provocó la precipitación de la barita y anatasa cerca de las paleodescargas. El resultado de estas interacciones agua-roca fueron las alteraciones vuggy y la argílica avanzada por el enriquecimiento de caolinita y sulfatos (barita, alunita y jarosita). Estas alteraciones pueden interpretarse como el efecto del calentamiento, mediante vapor, de aguas sulfatadas que a su vez fueron producidas por la interacción del vapor de fluidos geotérmicos profundos ricos en H<sub>2</sub>S y CO<sub>2</sub> (Sánchez-Córdova et al., 2019).

Con base en los resultados de Sánchez-Córdova et al. (2019) y Pandarinath et al. (2020) se ha demostrado que la mayoría de las rocas volcánicas que presentan alteraciones hidrotermales en Acoculco se enriquecieron con Ti y Si, sin embargo, se fueron empobreciendo de los elementos mayoritarios durante la alteración, además se ha evidenciado que el fluido hidrotermal en Acoculco cambió de composición, pH y temperatura conforme el paso del tiempo. Pandarinath et al. (2020) reportó que las rocas superficiales encontradas en la zona de Alcaparrosa presentaron mayor alteración hidrotermal que las analizadas en la zona de Los Azufres.

### **3.5 Flujo de gas en suelo**

Tello-Hinojosa (1993) realizó un estudio preliminar de las descargas de gases en la región, posteriormente Peiffer et al. (2014) realizaron por primera vez el proceso de desgasificación de suelo en la zona geotérmica de Acoculco basado principalmente en la descarga de gases fríos y pequeños cuerpos con burbujeo en superficie encontrados en la región oriente del complejo. Ambos trabajos indican que el CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, CH<sub>4</sub> y N<sub>2</sub> son los principales gases presentes de ambas zonas (Los Azufres y Alcaparrosa). Los resultados de Peiffer et al. (2014) se basan en el análisis de 61 y 69 muestras comprendidas entre Los Azufres y Alcaparrosa,



respectivamente. Se estimó una desgasificación total de CO<sub>2</sub> de 18 t d<sup>-1</sup> para Los Azufres y 7 t d<sup>-1</sup> en Alcaparrosa donde sólo el 5% de todos los flujos de CO<sub>2</sub> medidos en suelo corresponden a valores típicos de desgasificación geotérmica.

Por otro lado, Santoyo et al. (2018) estimaron la emisión de CO<sub>2</sub> en la zona de Los Azufres utilizando el método de Eddy Covariance junto con la aplicación de redes neuronales artificiales, metodología que ha sido recientemente acoplada a estudios en ciencias de la Tierra y que ha obtenido resultados favorables. Durante tres meses en el periodo de secas se obtuvieron 1,766 mediciones con las que se estimó un flujo máximo de 200 μmol m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>. Los flujos de CO<sub>2</sub> se asociaron con procesos hidrológicos y meteorológicos locales.

Bolós et al. (2022) compararon la desgasificación de CO<sub>2</sub> del suelo mediante una técnica de auto-potencial que relaciona estrictamente las altas concentraciones con estructuras geológicas y tectónicas activas como son las fallas por donde los gases, que se alojan en la profundidad, pueden ascender a la superficie. El análisis abarcó las áreas de Los Azufres y Alcaparrosa reportando valores máximos de 115,000 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> mediante 310 mediciones. Sugieren que la desgasificación magmática en Acoculco se produce a profundidad, generando vapor de agua y varios gases como CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S. El vapor de agua se puede condensar en acuíferos poco profundos, mientras que los gases pueden llegar a la superficie fríos, asimismo, coinciden los flujos con las intersecciones entre fallas normales y deslizamientos.

Las condiciones existentes del sistema geotérmico en Acoculco, lo posicionan como candidato factible para utilizar la inyección supercrítica de carbono para la extracción del calor, sin embargo, no se han realizado suficientes estudios que describan la desgasificación de la zona. No obstante, el mapeo de las emanaciones de gases sirve como herramienta geoquímica para identificar las características estructurales de fallas activas y con ello sitios potenciales para una futura explotación geotérmica en el sistema de Acoculco.

# CAPÍTULO IV

## Metodología

Con base en la información de campañas de exploración en la Caldera de Acoculco durante el período 2015-2022 realizadas por el grupo de Investigación en Geoenergía del IER-UNAM (GIG), se analizó el comportamiento de los flujos en suelo de gases de origen geotérmico como el CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y H<sub>2</sub>S, realizándose, para la presente tesis, una nueva campaña de campo en la zona de Los Azufres. En capítulos anteriores se han discutido acerca de las características de la zona de Acoculco, la cual se ha clasificado como un sistema geotérmico oculto, sin embargo, su aprovechamiento se ve limitado debido a la ausencia de manifestaciones en superficie.

El análisis de emisiones de CO<sub>2</sub> en suelo ha sido ampliamente utilizado en zonas volcánicas y tectónicas para identificar estructuras de desgasificación activas, indicadores de actividad sísmo tectónica y volcánica. Aunado a ello, la identificación de la composición isotópica del carbono ayuda a determinar de manera cualitativa y cuantitativamente la fuente que alimenta la desgasificación difusa de CO<sub>2</sub> del suelo. Este planteamiento se ha expuesto como una metodología útil para detectar sistemas geotérmicos ocultos (Chiodini et al., 2008; Federico et al., 2010; Lewicki & Oldenburg, 2005).

### 4.1 Campaña de medición de flujo de gases en suelo

Se realizó una campaña de muestreo en la zona geotérmica de Los Azufres que forma parte de la Caldera de Acoculco en el mes de septiembre de 2023 con 63 puntos, distribuidos en una malla regular de 50 x 50 metros. El método de la cámara de acumulación fue utilizado para evaluar el flujo de gases en la zona de estudio (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S y CH<sub>4</sub>). Se registraron valores de temperatura y la humedad del suelo en la nueva campaña. Este método ha sido utilizado previamente para investigar los flujos de gases en entornos geotérmicos y volcánicos, según lo documentado por Chiodini et al. (1998). Con el fin de alcanzar los objetivos establecidos, se desarrolló una metodología para medir el flujo de gases, temperatura y humedad en el suelo.

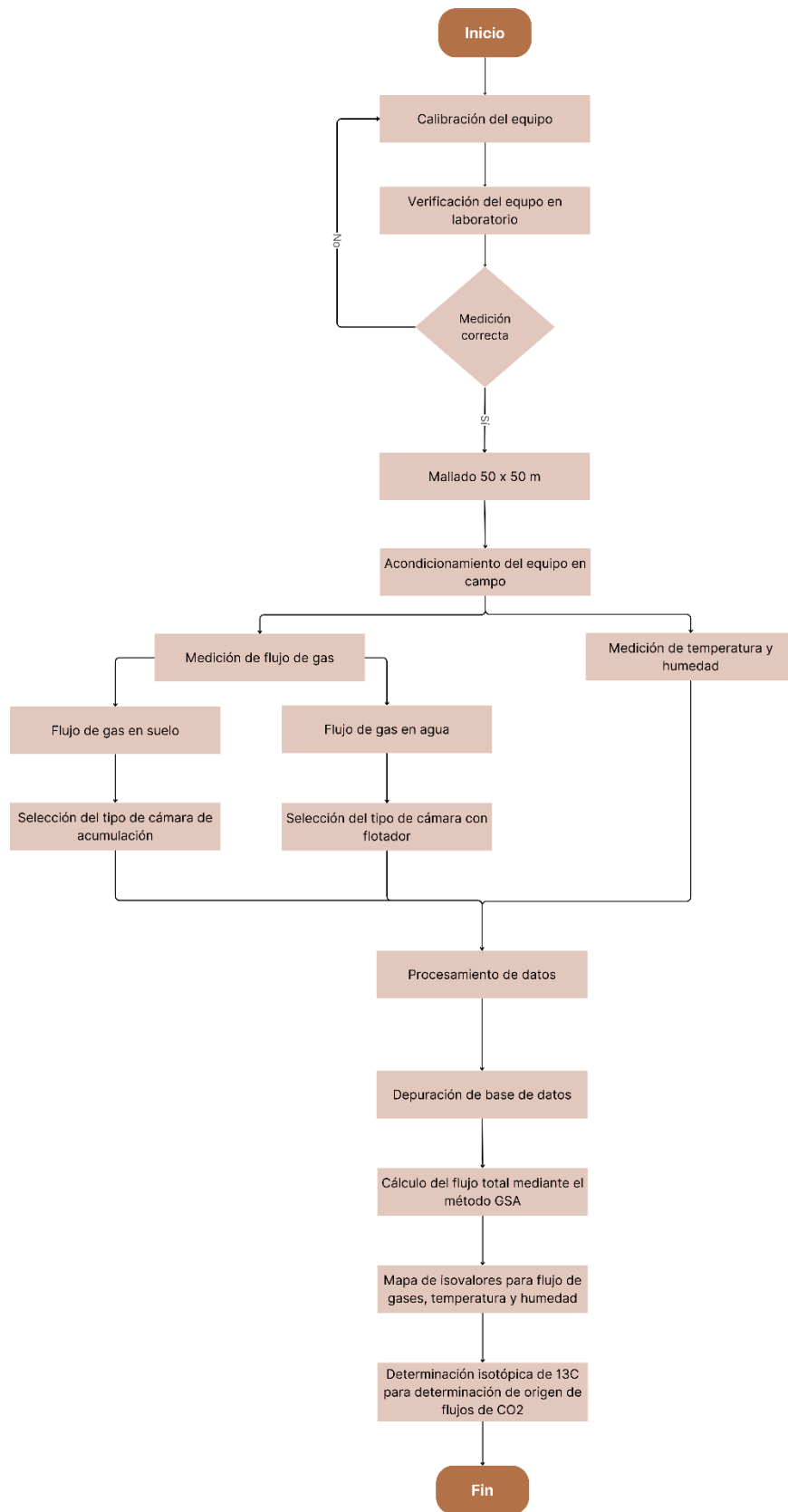


Figura 4. 1: Metodología general para la medición del flujo de gases en suelo, tomado y modificado de Hernández-Arias (2018).

La metodología fue similar a la propuesta por Hernández-Arias en 2018. El proceso metodológico incluye seis etapas principales (Figura 4.1), que incluyen: (i) preparación del equipo, (ii) familiarización con el área de estudio, (iii) medición del flujo de gases, temperatura y humedad en el suelo, (iv) procesamiento de datos, (v) generación de mapas de distribución y (vi) análisis de isótopos de  $^{13}\text{C}$ .

#### *4.1.1 Preparación de equipo*

En esta etapa los equipos y sensores se calibran y verifican en el laboratorio. El grupo de Geoenergía del IER-UNAM cuenta con dos flujómetros portables WestSystems que consisten, cada uno, de una cámara de acumulación circular invertida, conexiones de silicona, una bomba que circula el gas de la cámara hacia los tres detectores. Las mediciones de  $\text{CO}_2$  y  $\text{CH}_4$  se efectúan gracias a dos espectrofotómetros infrarrojos de doble vía (LI-820 y WS-HC-IR), respectivamente, mientras que las mediciones de  $\text{H}_2\text{S}$  se realizan mediante una celda electroquímica (WS- $\text{H}_2\text{S}$ -BH). Cuenta a su vez, con un convertidor analógico-digital y una PDA. En esta ocasión, para llevar a cabo las mediciones de temperatura y humedad fue necesario añadir un sensor de humedad (CS616) y un termopar (Pt100), acoplados en la parte exterior \*referencia del westsystem y de jacome\*

Se realizaron pruebas de verificación del equipo llevadas a cabo en el Instituto de Energías Renovables días previos a la campaña. Asimismo, es esencial preparar los materiales adicionales como las baterías para el flujómetro, las cámaras de acumulación, cargador de baterías, PDA, flotadores, GPS y trampas de humedad, los cuales consisten en tubos de silicona con drierita y que a su vez se acoplan en la entrada y salida de la cámara de acumulación.

#### *4.1.2 Familiarización con el área de estudio*

El área de Los Azufres forma parte de la Caldera de Acoculco en el estado de Puebla. Con base en la literatura es posible clasificarlo como un sistema geotérmico oculto por presentar manifestaciones frías en superficie y ciertas zonas con alteración hidrotermal, cuenta con un cuerpo de agua de origen meteórico de 100m de diámetro en la zona central, formado por

depósitos de minerales secundarios de baja permeabilidad encontrados en la zona (Canet, Trillaud, et al., 2015).

En esta ocasión se decidió generar un mallado regular previo en la zona de interés que respondiera a las necesidades del presente estudio, las cuales estaban en función de la metodología sugerida para la elaboración de mapas de distribución por el método geoestadístico de Kriging. Se eligió un área regular de menor tamaño dentro de la zona con mayor cantidad de flujos anómalos analizados en las campañas comprendidas del 2015-2022 (ver Figura 4.2). Para la campaña de septiembre de 2023 el área abarcó desde la zona del pozo EAC-1 cerca de la mitad del cuerpo de agua ubicado en la zona central (ver Figura 4.2-A).



*Figura 4. 2: (A y B) Zona de estudio "Los Azufres"*

### 4.1.3 Medición del flujo de gases, temperatura y humedad

En campo, el equipo requiere conectarse a una fuente de energía con voltaje nominal de 14.4 V y una capacidad nominal de 4.0 A/h. Antes de comenzar la primera medición es necesario dejar encendido el equipo por, aproximadamente, 15 minutos ya que se requiere una temperatura de  $50^{\circ}\text{C} \pm 2^{\circ}\text{C}$  en la celda electroquímica; la celda necesita ser calentada porque la emisión del rayo de luz infrarroja requiere una fuente térmica (ver Figura 4.3-A). Es necesario, además, encender el GPS que tenga precargada la malla y a su vez prender la PDA para poner en funcionamiento el programa FluxManager. Al iniciarse el programa el equipo busca y utiliza la señal satelital para obtener información precisa de la ubicación, incluyendo longitud, latitud y elevación de cada punto a medir.



Figura 4. 3: Preparación y acondicionamiento del equipo en campo (a) Acoplamiento de la batería y revisión de general. (b) Conexión de sensores de temperatura y humedad.

Las trampas de humedad preparadas en el laboratorio se colocan entre la salida del gas y el filtro PTFE. Se conecta un tubo neumático a la salida del filtro PTFE. El gas proveniente de la cámara de acumulación se debe conectar a la sección de entrada (IN) del flujómetro, mientras que la sección de salida (OUT) se debe conectar a la boquilla de salida (OUTLET) de la cámara de acumulación (Hernández Arias, 2018).

En las cámaras de acumulación, un mecanismo agitador de doble aspa se emplea para homogeneizar el flujo de gases provenientes de las emisiones. Estos gases son transportados por una bomba de vacío a través de conexiones neumáticas hacia el medidor de flujo, estas conexiones están dotadas con dos filtros de membrana. La función principal de estos filtros es evitar la entrada de vapor de agua y partículas diminutas que podrían dañar los sensores



Las mediciones realizadas en la campaña de septiembre de 2023 se llevaron a cabo en condiciones atmosféricas secas y estables, a pesar de que dicho mes corresponde a la época de lluvias, sin embargo, la temporada se retrasó en la zona.



Figura 4. 4: Medición de flujo de gases en agua (a) y suelo (b).

Las mediciones de flujo en suelo se realizaron con el equipo WestSystem siguiendo la metodología de Chiodini et al. (2008) para mediciones en suelo (ver Figura 4.4-B), mientras que, para mediciones de flujo sobre cuerpos de agua se siguió la metodología sugerida por (Bernard et al., 2004; Jácome-Paz et al., 2016) (ver Figura 4.4-A). Bernard et al. (2004) señalan que la liberación de  $\text{CO}_2$  en los lagos se rige principalmente por procesos físicos como la convección y advección, donde el burbujeo de gases (visible y con flujos de  $\text{CO}_2$  elevados) atraviesa el cuerpo del agua, junto con el proceso de difusión en la interfaz entre ambos medios (no visible y con flujos de  $\text{CO}_2$  usualmente más bajos en comparación con el burbujeo).

Las mediciones de temperatura y humedad se realizaron a la par de las de flujo de gas, aproximadamente a 5-10 cm de donde la cámara de acumulación se encontraba tomando la medición. Se perforaron tres orificios en el suelo con ayuda de una guía de metal y un martillo con la finalidad de no dañar el equipo a la hora de introducirlos a la tierra. La profundidad a la que se tomaron las mediciones fue de 16 cm, el sensor de humedad contaba con dos guías, mientras que el de termopar sólo consistía en una. Se buscaba que las áreas no tuvieran pasto ni cuerpos extraños que pudiesen perturbar y/o dañar a los sensores. El tiempo promedio por

medición es de 1-3 minutos por cada punto o, en su defecto, hasta que la curva de concentración de CO<sub>2</sub> contra tiempo alcance una pendiente mayor a  $R^2 > 0.95$ , si el flujo es constante, la gráfica se ve como una línea de pendiente positiva constante. En la PALM el programa de FluxManager realiza una interpolación de mínimos cuadrados a las concentraciones registradas, lo que permite la visualización de una línea recta de pendiente positiva delimitada por dos líneas verticales sobre la curva de concentración. A medida que logremos que nuestra curva se acerque más a una línea recta, la similitud del flujo con el flujo real aumentará (Jácome-Paz & Delgado, 2022).

## 4.2 Procesamiento de los datos

Esta tesis consistió en el análisis de tres bases de datos (1, 2 y 3). La base 1 consistió en las campañas realizadas en años pasados: mayo y noviembre de 2015; febrero, marzo, abril, mayo, junio, agosto, noviembre y diciembre de 2016; marzo, junio, septiembre de 2017; febrero y noviembre de 2018 y marzo de 2022. La base 2, por otra parte, se basó en la campaña realizada en septiembre de 2023 que se enfocó en flujos de gases, temperatura de suelo y humedad. Finalmente, la base 3, fueron las mediciones de CO<sub>2</sub> para determinar la composición isotópica de <sup>13</sup>C en el año 2015.

### 4.2.1 Análisis

- Los equipos de medición reportan los flujos en [ $\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ], sin embargo, para este análisis es necesario transformarlos en [ $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ], dicha transformación se obtiene de multiplicar el flujo y el peso molecular de cada gas.
- A la base 1 se le aplicó factor de calidad de regresión lineal ( $R^2 \geq 0.9$ ), asimismo, se transformaron los flujos ( $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ) a logaritmo natural.
- Se identificaron y descartaron los datos que se encontraban fuera del umbral de medición del equipo para las bases 1 y 2. CO<sub>2</sub> (0.04-26,400), H<sub>2</sub>S (1.7-17) y CH<sub>4</sub> (0.02-12,000) [ $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ ].
- Se realizó el análisis de estadística básica a los tres grupos de datos, mediante el software Statistica, programa bajo licencia. Éste consistió en la estadística descriptiva: media, mediana, desviación estándar, varianza, máximos y mínimos, además del primer y tercer cuartil e histogramas de frecuencia acumulada.



- Por cada campaña y grupo de datos se realizó la visualización espacial mediante el programa QGis 3.32.2 (Lima), software de acceso libre, permitiendo el análisis espacial de cada campaña.

#### 4.2.2 *Cálculo del flujo de gas total*

Concluyendo el procesamiento y depuración de los datos mediante la estadística descriptiva se llevó a cabo el método de aproximación gráfica estadística (GSA) expuesto por Sinclair (1974), descrita en Chiodini et al. (2008), Taussi et al., (2022) y Viveiros et al. (2020). Con base en lo anterior se realizó el análisis para el CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> y H<sub>2</sub>S de las bases de datos 1 y 2, mediante los siguientes pasos:

1. *Gráfica de probabilidad acumulada*: Los datos de flujo de gas de cada campaña fueron transformados aplicando el logaritmo natural (ln) los cuáles al ser transformados, se espera, sigan el comportamiento de una distribución normal, y para poder ser representados en una gráfica de probabilidad acumulada. Según lo descrito por Sinclair (1974) cuando las familias de valores siguen una distribución log-normal, es posible representarlos mediante una línea recta, de no ser posible, la gráfica de probabilidad acumulada puede tener puntos de inflexión y ajustarse a varias rectas con diferentes pendientes. Las gráficas de probabilidad acumulada para cada campaña se elaboraron mediante Excel.
2. *Localización de puntos de inflexión*: Si bien el método es ampliamente utilizado, su autor hace hincapié en la arbitrariedad a la hora de elegir los puntos de inflexión, sin embargo, al ser un método gráfico permite al observador identificar en la gráfica de probabilidad acumulada los puntos en los que la pendiente cambia.
3. *Separación de los datos en función de los puntos de inflexión identificados*: Aplicando el método de Sinclair (1974) se realizó la evaluación gráfica. La categorización por clases estuvo en función de la cantidad de datos por cada campaña, teniendo preferencia por aquellas donde existían más de 100 datos, resultando en separaciones de entre 30-50 clases.
4. *Obtención de parámetros estadísticos*: Se realizaron cálculos de medidas centrales utilizando métodos estadísticos convencionales. La media ( $\bar{\alpha}$ ) y la varianza ( $\beta^2$ ) se obtuvieron mediante las siguientes fórmulas:

$$\bar{\alpha} = \frac{\sum_{i=1}^n x_i}{n}$$

$$\beta^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{\alpha})^2}{n}$$

donde  $x_i$  representa las concentraciones en términos de logaritmo.

5. *Transformación de valores:* Los datos estadísticos obtenidos como la media, varianza y proporción de poblaciones se encuentran reportados en logaritmos naturales (ln) de los flujos de gases por cada campaña. Para la obtención de las concentraciones reales de los flujos de gases, se emplea el método estadístico de Sichel (David, 1977) para poder transformar las concentraciones reales del flujo de gases. A partir de la media y la varianza transformadas, se calcula el flujo total de gas asociado con cada grupo poblacional. Los cálculos para obtener el valor promedio y la varianza utilizando estos métodos estadísticos son los siguientes:

$$\bar{x} = e^{\bar{\alpha}} * t_s$$

En la ecuación anterior  $\bar{\alpha}$  representa la media de la distribución log-normal de los datos. El valor de  $t_s$  es el estadístico de Sichel el cual depende del tamaño de la muestra (n) y de la varianza ( $\beta^2$ ) de esta distribución log-normal. Para calcular los límites superior e inferior se hace uso de la siguiente ecuación:

$$Lc = t_i * \bar{x}$$

Siendo Lc el límite estimado, ya sea el superior o inferior y  $t_i$  es el estadístico de Sichel para valores inferiores o superiores con un 90% de confianza. Estos valores se encuentran reportados en tablas las cuáles se presentan en los Anexos 1 y 2.

*Cálculo del flujo total:* Para calcular la cantidad total de gas liberada en un área determinada, primero se calcula el área cubierta por cada población multiplicando la proporción correspondiente de la población ( $S_i = P_i A$ ). Luego, se estima el flujo total de gas asociado a cada población multiplicando  $S_i$  por el flujo de gas ( $f_{(gas)}$ ). La elección del área de estudio se eligió en función de la distribución espacial de las

campañas de la base de datos 1 (2015-2022). La suma de las contribuciones de todas las poblaciones nos da la liberación total de gas, representada por la fórmula:

$$F_{gas} = \sum_i f_{gas(i)} * P_i * S_i$$

En la ecuación anterior  $f_{gas(i)}$  es el flujo promedio de gas de cada población representado en ( $g\ m^{-2}d^{-1}$ ),  $P_i$  representa el porcentaje en la gráfica de probabilidad acumulada para cada familia y  $S_i$  es el área proporcional para cada familia ( $m^2$ ). Para determinar los intervalos de confianza, se utilizó el estadístico no sesgado de  $t_s$  de Sichel (1952) que reporta David (1997).

### 4.3 Mapas de estimación de flujo

Los mapas de desgasificación de CO<sub>2</sub> del suelo son una valiosa herramienta para visualizar la distribución espacial de este proceso, permitiendo la identificación de áreas con emisiones anómalas, además de definir la extensión y la forma de las estructuras de desgasificación difusa (Chiodini et al., 2001). Existen especificaciones para los datos que se sugieren para una mejor interpolación como lo es el seguir una distribución normal y que los datos logren la correlación espacial (que el variograma experimental muestre una estructura espacial) (Viveiros et al., 2020).

Se utilizó el programa *Surfer*, bajo licencia institucional, con el que se realizaron los mapas de distribución mediante el método de interpolación Kriging ordinario para las bases de datos 1 y 2. Asimismo, se generaron los mapas de error con los cuales se comparó el resultado de la interpolación y el error asociado debido a la distribución espacial de los datos. Esta metodología se aplicó para los flujos de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S, temperatura y humedad.

### 4.4 Origen del <sup>13</sup>C

Con base en los datos obtenidos en la campaña de 2015 (base 3) la cual reporta mediciones por el grupo GIG de la composición isotópica en la zona de Los Azufres siguiendo la metodología de Chiodini (2008), la cual consiste en insertar una válvula de conexión en T en la línea de flujo entre la cámara de acumulación y el detector de CO<sub>2</sub> y extraerse en un vial

evacuado de 10 ml pre acondicionado con Helio y tapado con un tapón de caucho perforable de entre 0.5 a 10 ml de gas con una jeringa.

Para reducir la incertidumbre en las mediciones se tomaron dos muestras por cada sitio, esto para reducir la contaminación atmosférica en las muestras, como lo sugiere Chiodini (2008). La primera muestra (A) se toma cuando los gases dentro de la cámara logran homogeneizarse, a los pocos segundos de ponerse en marcha, mientras que, la segunda muestra (B) se toma hasta que la concentración de CO<sub>2</sub> aumente en escala de unos cientos de ppm para reducir la incertidumbre debido a los errores analíticos (Viveiros et al., 2020). Finalmente, la composición isotópica de CO<sub>2</sub> ( $\delta^{13}C_{CO_2}$ ) se calculó mediante el siguiente balance de masas:

$$\delta^{13}C_{CO_2} = \frac{\delta^{13}C_{CO_2,B} \times C_{CO_2,B} - \delta^{13}C_{CO_2,A} \times C_{CO_2,A}}{C_{CO_2,B} - C_{CO_2,A}}$$

Donde los subíndices A y B corresponden a las dos distintas muestras, por otro lado,  $\delta^{13}C_{CO_2,A}$  y  $\delta^{13}C_{CO_2,B}$  son las composiciones isotópicas de ambas muestras, mientras que  $C_{CO_2,A}$  y  $C_{CO_2,B}$ , corresponden a la ppm de CO<sub>2</sub> de las muestras.

Considerando el procedimiento anterior se elaboró: la representación gráfico-espacial de las 22 muestras mediante el programa de acceso libre QGis, la clasificación de familias siguiendo la metodología propuesta por Sinclair (1974) y descrita en la sección 4.3 y la representación gráfica de la correlación entre el flujo de CO<sub>2</sub> (g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup>) del suelo y la composición isotópica del carbono del flujo de CO<sub>2</sub> del suelo, con la finalidad de validar y corroborar el origen de los flujos de dióxido de carbono en la zona de estudio.

# CAPÍTULO V

## Resultados y discusión

### 5.1.2 Cálculo del área de estudio

Para la elección del área de estudio en la campaña de septiembre de 2023 se analizó la distribución espacial de las campañas realizadas en el periodo 2015-2022 por el Grupo de Investigación en Geoenergía del IER-UNAM (GIG). Se identificaron dos áreas donde se observó la mayor cantidad de mediciones en las campañas pasadas; la zona central, en donde se encuentra un lago de agua meteórica, y otra más en el lado este (Figura 5.1). Finalmente, se seleccionó un área donde, previamente, se observó la mayor cantidad de mediciones anómalas. Las extensiones de las áreas 1 y 2 son: 205,622.36 m<sup>2</sup> y 340,839.26 m<sup>2</sup>, respectivamente.

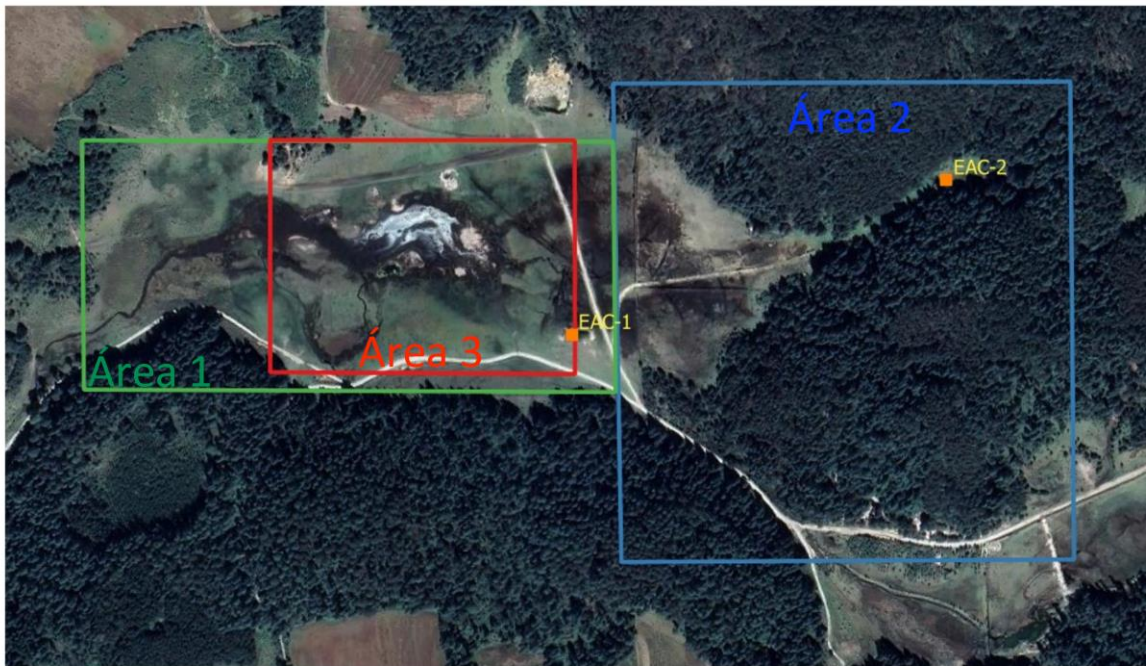


Figura 5. 1: Ubicación de las áreas de estudio. Área 1 y 2 correspondientes a las campañas realizadas de 2015-2020. Área 3 elegida como zona de estudio para la campaña de septiembre de 2023.

Con base en la metodología planteada en la Figura 4.1 y las observaciones de las campañas pasadas se buscó que el área 3 cumpliera las siguientes especificaciones; distribución espacial regular, estar dentro de una de las zonas con mayor cantidad de datos reportados anteriormente y obtener la mayor cantidad de mediciones posibles considerando el terreno. Debido a la extensión que cubría esta nueva zona la distancia entre mediciones fue de 50 m, obteniendo 63 puntos en un área de 120,000 m<sup>2</sup>, la distancia entre puntos fue considerada en función de los tiempos promedio de medición y el tiempo considerado para la campaña en general. En la Figura 5.1 se observan las 3 áreas de interés. Es pertinente mencionar que dentro del área 1 se encuentra el pozo EAC-1, mientras que en el área 2 se encuentra el pozo EAC-2.

## 5.2 Procesamiento de los datos

Se analizaron 16 campañas realizadas en el periodo de 2015-2022 en las cuáles se midieron flujos de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S y CH<sub>4</sub>. A las bases se les aplicó un coeficiente de calidad de regresión lineal mayor o igual a 0.9 y se consideraron los límites de medición de cada sensor y gas: CO<sub>2</sub> (0.04-26,400 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>), H<sub>2</sub>S (1.7-17 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>) y CH<sub>4</sub> (0.02-12,000 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>). Conforme a la metodología expuesta se aplicó el logaritmo natural a los datos. En las Tablas 5.1, 5.2 y 5.3 se presentan los resultados del análisis estadístico por cada campaña y por cada gas analizado, incluyendo la campaña de septiembre de 2023.

Tabla 5. 1: Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de CO<sub>2</sub> [lnCO<sub>2</sub> (g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>)] en la zona geotérmica Los Azufres con intervalo de medición del equipo (0.04-26,400)

Año	Campaña	Med. (n)	Media	Std. Desv.	Varianza	Máximo	Tercer Cuartil	Mediana	Primer Cuartil	Mínimo
2015	Mayo	131	3.915	2.287	5.229	9.984	3.749	3.240	2.563	0.971
	Noviembre	90	4.662	2.960	8.760	10.009	8.159	3.088	2.532	-0.158
2016	Febrero	181	2.901	2.186	4.779	9.855	2.843	2.361	1.767	0.016
	Marzo	351	4.365	2.525	6.374	10.159	6.441	3.257	2.567	1.066
	Abril	158	4.271	2.650	7.021	9.873	6.199	3.368	2.169	1.001
	Mayo	3	9.028	0.232	0.054	9.173	9.162	9.150	8.956	8.761
	Junio	3	9.053	0.637	0.406	9.788	9.246	8.704	8.686	8.667
	Agosto	6	9.327	0.605	0.366	10.070	9.821	9.213	8.999	8.512
	Noviembre	3	8.296	1.624	2.638	9.642	9.198	8.754	7.623	6.492
	Diciembre	37	3.065	1.085	1.177	9.026	3.212	2.900	2.610	2.175
2017	Marzo	13	6.348	2.251	5.069	9.991	8.262	5.594	4.842	2.866
	Junio	10	5.378	0.844	0.713	6.563	6.025	5.266	4.680	4.297
	Septiembre	2	7.517	1.160	1.346	8.337	7.927	7.517	7.107	6.697
2018	Febrero	3	7.877	1.587	2.520	9.282	8.738	8.195	7.175	6.155
	Noviembre	16	4.550	1.700	2.891	8.228	5.040	4.408	3.716	2.180
2022	Marzo	118	2.836	1.546	2.391	8.106	3.351	2.544	1.684	0.663
2023	Septiembre	63	2.304	0.800	0.639	3.687	2.919	2.332	1.881	0.331

Tabla 5. 2: Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de CH<sub>4</sub> [lnCH<sub>4</sub> (g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>)] en la zona geotérmica Los Azufres con intervalo de medición del equipo (0.02-12,000)

Año	Campaña	Med. (n)	Media	Std. Desv.	Varianza	Máximo	Tercer Cuartil	Mediana	Primer Cuartil	Mínimo
2015	Mayo	29	1.096	1.856	3.446	5.088	2.363	1.151	-0.485	-2.137
	Noviembre	42	1.430	2.042	4.172	4.844	2.884	1.903	0.207	-2.979
2016	Febrero	27	2.617	2.080	4.326	5.126	3.988	3.022	2.053	-3.027
	Marzo	132	1.675	2.144	4.598	8.808	3.063	1.586	0.097	-2.556
	Abril	58	1.256	2.130	4.535	6.287	2.622	1.063	-0.324	-3.430
	Mayo	6	1.386	2.359	5.564	5.209	2.362	1.232	-0.338	-1.237
	Junio	5	1.656	2.492	6.212	5.064	2.515	2.305	-0.765	-0.837
	Agosto	7	2.616	2.458	6.041	5.056	4.298	4.025	0.746	-0.859
	Noviembre	7	2.776	1.212	1.469	5.126	3.163	2.417	2.076	1.413
2017	Marzo	9	2.034	1.892	3.580	4.858	2.870	2.421	1.610	-2.156
	Junio	7	-2.792	0.823	0.677	-1.508	-2.540	-2.598	-3.227	-3.902
	Septiembre	6	1.550	2.917	8.508	4.896	2.966	2.759	-0.509	-2.554
2018	Febrero	6	1.139	2.759	7.613	4.745	2.328	1.848	-0.287	-3.096
	Noviembre	6	0.728	2.269	5.149	2.654	2.356	1.597	-0.383	-3.047
2022	Marzo	5	2.986	4.127	17.032	9.074	4.922	1.529	1.052	-1.646
2023	Septiembre	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 5. 3: Parámetros estadísticos de las mediciones de flujo de H<sub>2</sub>S [ln H<sub>2</sub>S (g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>)] en la zona geotérmica Los Azufres con intervalo de medición del equipo (1.7-17)

Año	Campaña	Med. (n)	Media	Std. Desv.	Varianza	Máximo	Tercer Cuartil	Mediana	Primer Cuartil	Mínimo
2015	Mayo	7	2.019	0.627	0.394	2.722	2.491	2.038	1.678	1.037
	Noviembre	1	2.625	NaN	NaN	2.625	2.625	2.625	2.625	2.625
2016	Febrero	3	1.958	0.749	0.561	2.818	2.212	1.605	1.528	1.450
	Marzo	32	1.905	0.688	0.473	2.822	2.436	2.026	1.584	0.540
	Abril	5	1.700	0.810	0.656	2.812	1.969	1.915	0.913	0.893
	Diciembre	1	0.542	NaN	NaN	0.542	0.542	0.542	0.542	0.542
2017	Marzo	4	2.083	0.455	0.207	2.620	2.381	2.015	1.717	1.684
	Junio	4	1.787	0.282	0.079	2.159	1.862	1.757	1.682	1.474
	Septiembre	1	2.757	NaN	NaN	2.757	2.757	2.757	2.757	2.757
2018	Febrero	1	2.068	NaN	NaN	2.068	2.068	2.068	2.068	2.068
	Noviembre	3	1.906	0.075	0.006	1.950	1.949	1.949	1.884	1.820
2022	Marzo	12	1.177	0.629	0.395	2.479	1.363	1.031	0.659	0.582
2023	Septiembre	-	-	-	-	-	-	-	-	-

NaN (Not a Number). Sin datos suficientes para calcular el parámetro estadístico.

En la Tabla 5.1 se presentan los estadísticos de la campaña de septiembre de 2023 para los flujos de CO<sub>2</sub>, mientras que en las Tablas 5.2 y 5.3 se exponen los estadísticos del CH<sub>4</sub> y H<sub>2</sub>S. Para el caso de estos dos últimos gases no fue posible calcular los estadísticos en la nueva campaña debido a que no hubo la cantidad suficiente de ellos para el análisis.

El umbral de medición de cada instrumento redujo considerablemente el número de datos de varias campañas. En el caso del H<sub>2</sub>S (Tabla 5.3), se presentaron campañas con un único dato. Sinclair (1974) sugiere que la cantidad mínima para la construcción de las gráficas de probabilidad sean 100 datos, sin embargo, el número de observaciones por campaña se ven

limitadas la mayoría de las veces, por lo tanto, en este ejercicio se sugirió un mínimo de 50 datos para el CH<sub>4</sub> y CO<sub>2</sub>, mientras que para el H<sub>2</sub>S fue de 30.

### 5.2.2 *Cálculo del flujo de gas total*

Se utilizó la técnica de cuartiles para crear la gráfica de probabilidad acumulada y verificar la diferencia entre poblaciones siguiendo el método de Sinclair (1974). Para el cálculo del flujo se aplicó el método expuesto en Cardellini et al (2003) y Taussi et al (2022) quienes aplicaron el estimador  $t$  de Sichel expuesto en David (1977) utilizando intervalos de confianza al 90%. Con base en el número de datos se determinó el número de clases (50) ya que mientras más categorías se utilicen para dividir los datos, se obtendrá una separación más precisa entre diferentes grupos de población (Sinclair, 1974). El último parámetro de discriminación, antes de evaluar el flujo de gases, fue con base en las áreas elegidas.

#### 5.2.2.1 *CO<sub>2</sub>*

Se calculó el flujo de CO<sub>2</sub> en 6 de las 16 campañas analizadas, las cuáles cumplían con los parámetros establecidos previamente, incluyendo la de septiembre 2023. De las cuáles sólo la de abril de 2016 se evaluó con base en el área 2, la de septiembre 2023 respecto al área 3, mientras que mayo 2015, febrero 2016, marzo 2016 y marzo 2022 se calcularon con base en el área 1.

Se excluyó a la campaña de mayo 2015 para el cálculo de flujo de CO<sub>2</sub> ya que, a pesar de cumplir con los parámetros iniciales, su distribución espacial no cumplía con nuestros requerimientos. Es pertinente aclarar que cada campaña realizada por el GIG-IER de 2015-2022 mostró distribuciones espaciales distintas las cuáles respondían a las necesidades de cada una de ellas.

En el cálculo total de flujo de CO<sub>2</sub> (Tabla 5.4) fue posible clasificar todas las campañas en tres grupos, con dos puntos de inflexión; flujos altos (grupo A), mezcla (grupo B) y flujos bajos (grupo C). La campaña que registró el mayor flujo total de CO<sub>2</sub> fue marzo 2016 con 491 Ton/día. Por otro lado, la campaña con el menor flujo de CO<sub>2</sub> total fue la de septiembre de 2023 con tan sólo 1.77 Ton/día. En la sección 5.3.1 se presentan las gráficas de probabilidad acumulada de cada campaña.



Tabla 5. 4: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de CO<sub>2</sub> obtenidos para la zona de Los Azufres.

Campaña	Grupo	P. inflex.	n	Media	L.I	L.S	Área (m <sup>2</sup> )	Kg/día	Ton/día	Total
<b>Mayo 2015</b>	A	2	18	9,611	7,467	14,291	2,8787	27,6661	277	292
	B		10	608	443	1,067	16,450	9,998	10	
	C		103	32	26	42	160,385	5,180	5	
<b>Febrero 2016</b>	A	2	16	8,716	6,726	12,768	34,956	304,677	305	322
	B		11	693	351	3,3013	22,618	15,667	16	
	C		76	9	7	13	148,048	1,365	1	
<b>Marzo 2016</b>	A	2	68	10,495	8,805	14,399	45,237	474,759	475	491
	B		41	491	354	819	26,731	13,128	13	
	C		210	22	19	26	133,655	2,944	3	
<b>Abril 2016 (Área 2)</b>	A	2	5	3,986	2,466	12,035	17,042	67,933	68	99
	B		20	414	312	639	57,943	24,014	24	
	C		89	25	20	33	265,855	6,588	7	
<b>Marzo 2022</b>	A	2	4	1,936	1,278	4,901	9,364	18,124	18	29
	B		17	242	176	399	32,772	7,916	8	
	C		97	13	11	16	19,1953	2,534	3	
<b>Septiembre 2023 (Área 3)</b>	A	2	13	30.15	27	36	31,200	941	0.94	1.77
	B		44	10.38	9	12	78,000	809	0.81	
	C		6	2.05	2	3	10,800	22	0.02	

### 5.2.2.2 CH<sub>4</sub>

Se analizaron dos campañas para el cálculo total de CH<sub>4</sub>, ambas de 2016 (Tabla 5.5), ambas pertenecientes al área 1, sin embargo, la campaña de abril 2016 abarcó una región más reducida contrario al área abarcada en marzo de 2016. La campaña de marzo de 2016 es la que presentó la mayor cantidad de flujo total con 62 Ton/día. Respecto a la campaña de abril de 2016, el flujo total fue de 5 Ton/día donde 4.23 correspondió al grupo A.

Tabla 5. 5: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de CH<sub>4</sub> obtenidos para la zona de Los Azufres.

Campaña	Grupo	P. inflex.	n	Media	L.I	L.S	Área (m <sup>2</sup> )	Kg/día	Ton/día	Total
<b>Abril 2016</b>	A	2	13	51	34	111	82,249	4,232	4.23	5
	B		9	5	4	8	65,799	356	0.36	
	C		11	1	0	2	57,574	33	0.03	
<b>Marzo 2016</b>	A	2	17	1942	1015	6620	30,843	5,989,7967	60	62
	B		39	22	18	30	71,968	1,587	2	
	C		66	2	1	2	102,811	167	0	

### 5.2.2.3 H<sub>2</sub>S

En la Tabla 5.6 se reporta únicamente la campaña de marzo de 2016 de H<sub>2</sub>S la cual cumplía con los parámetros de coeficiente de determinación, umbral de medición y número mínimo

de datos. Obteniéndose tan solo 2 Ton/día de flujo total de H<sub>2</sub>S, donde sólo existía contribución significativa de los grupos de flujos altos y mezcla.

Tabla 5. 6: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de H<sub>2</sub>S obtenidos para la zona de Los Azufres.

Campaña	Grupo	P. inflex.	n	Media	L.I	L.S	Área (m <sup>2</sup> )	Kg/día	Ton/día	Total
Marzo 2016	A	2	12	14	12	15	78136	1058	1	2
	B		14	7	6	8	88418	595	1	
	C		6	2	2	3	39068	90	0	

Sin embargo, a la hora de analizar globalmente las campañas se observó que de las 878 mediciones que se registraron del 2015 al 2022 únicamente 73 se encontraban dentro del límite de medición, existiendo 211 que excedían el límite superior (17 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>) y 593 se encontraban por debajo del límite inferior (1.7 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>), por tal motivo se decidió analizar las campañas que presentaban mediciones que excedían el límite superior, debido a la posible anomalía de emanación de este gas.

Tabla 5. 7: Estadísticos de Sichel y rangos de flujo de H<sub>2</sub>S obtenidos para la zona de Los Azufres sin límite superior en el umbral del sensor.

Campaña	Grupo	P. inflex.	n	Media	L.I	L.S	Área (m <sup>2</sup> )	Kg/día	Ton/día	Total
Marzo 2016	A	2	38	102	85	132	74024	7547	8	10
	B		56	18	16	21	106924	1934	2	
	C		15	4	3	5	24675	96	0	
Abril 2016	A	2	9	131	119	153	78136	10239	10	16
	B		15	56	49	71	86361	4873	5	
	C		7	18	14	29	41124	753	1	

La campaña de marzo 2016 incrementó de número de mediciones pasando de 32 datos a 109, mientras que la campaña de abril de 2016 se analizó con 31 datos. La incidencia de mediciones anormales en algunas zonas de Los Azufres al igual que los rangos en los que se encontraban fue un indicador para realizar la modificación de los parámetros.

En la Tabla 5.7 se presentan las dos campañas con los nuevos parámetros. La campaña de marzo de 2016 incrementó de 2 Ton/día a 10 Ton/día, de las cuales 8 formaban parte del grupo A, como era de esperarse al haberse abierto el límite superior. El grupo B también tuvo incremento, mientras que el grupo C tuvo un incremento muy reducido.

### 5.3 Mapas de estimación de flujo

A continuación se presentan, por campaña: mapa georreferenciado, sobre el área de los Azufres con las mediciones de cada campaña (1), gráfica de probabilidad acumulada con la clasificación de grupos (A, B y C), con base en el procedimiento de Sinclair (1974) (2), mapa de estimación de flujo mediante el método de Kriging ordinario expresado en  $\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , con base en la metodología expuesta en Taussi et al (2022) (3) y, finalmente, el mapa del error de la interpolación por Kriging, expresado en % (4).

#### 5.3.1 $\text{CO}_2$

##### 5.3.1.1 Mayo 2015

En la campaña de mayo 2015 se obtuvieron mediciones en un rango de 2.64-21,690  $\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , respecto a la distribución espacial de esta campaña se observa la mayor cantidad de mediciones alrededor del cuerpo de agua y en la zona este de la misma. La mayor cantidad de flujos altos se encuentran en la zona este del área (Figura 5.2-1).

La interpolación (Figura 5.2-3) estima flujos anormales en 5 regiones de la zona estudiada, la mayoría de ellos en la zona norte del cuerpo de agua y a la derecha de este. Se observa que la estimación del flujo mediante el método presenta flujos negativos de entre -1,000 a -2,000  $\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , estas aproximaciones se presentan en las regiones donde no existen muestras medidas y donde el error alcanza valores de hasta el 15% (ver Figura 5.2-4). Los flujos negativos no son correctos en función de los procesos físicos que sigue el transporte de gases, ya que esto nos indicaría una fuga del mismo en la cámara de acumulación ya que cuando se hacen las mediciones del flujo de gas difuso la concentración en la cámara va en aumento en función del paso del tiempo de la medición, si existe una disminución o pérdida se hablaría de una fuga del mismo.

En la gráfica de la Figura 5.2-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 14% para el grupo A, 8% para el grupo B y 78% para el grupo C, con puntos de inflexión al 14% y 22%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de 9,611  $\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 7,467 a 14,291  $\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de 608

$\text{g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 443 a  $1,067 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $32 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de 26 a  $42 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de 292 Ton/día (ver Tabla 5.4).

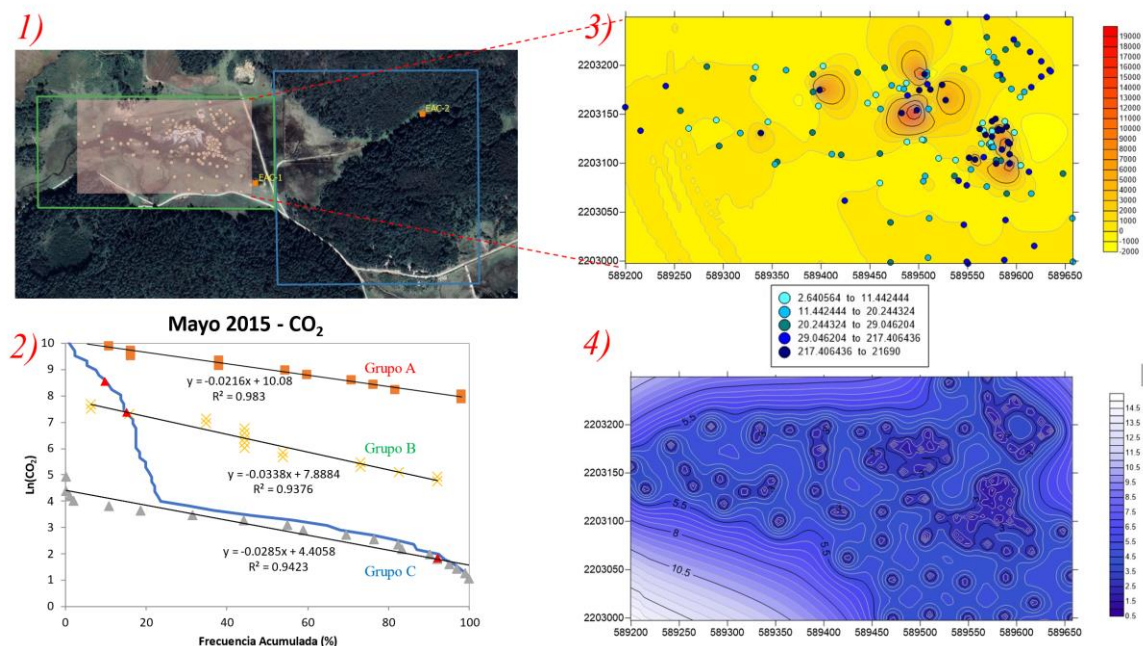


Figura 5. 2: Resultados campaña de mayo 2015. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de  $\text{CO}_2$ . Los grupos “A”, “B” y “C” corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación.

### 5.3.1.2 Febrero 2016

En la campaña de febrero 2016 se obtuvieron mediciones en un rango de  $1-19,000 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . La distribución de esta campaña logra abarcar por completo el área 1, sin embargo, existen zonas donde no se reportaron mediciones. Se realizaron mediciones, incluso, en áreas donde la vegetación era muy densa, como la zona inferior izquierda (Figura 5.3-1).

La interpolación (Figura 5.3-3) estima flujos alto en áreas cercanas al cuerpo de agua, anomalías de desgasificación también presentes en la campaña anterior. Estima flujos de  $-1,000$  a  $19,000 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Si bien la distribución espacial de mediciones logra abarcar la mayor área, existen zonas donde no se colectaron mediciones como en las zonas cercanas al pozo EAC-1, en donde se presenta un error de hasta el 13% (ver Figura 5.3-4). En esta ocasión se presentan de nuevo flujos negativos, los cuáles no serían posibles en los casos reales debido a los procesos físicos ya que indicaría una fuga dentro de la cámara de acumulación.

En la gráfica de la Figura 5.3-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 17% para el grupo A, 11% para el grupo B y 72% para el grupo C, con puntos de inflexión en 17% y 28%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de 8,716 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un rango de 6,726 a 12,768 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de 693 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un rango de 351 a 3,013 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, finalmente la población C tuvo un flujo promedio de 9 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> en un rango de 7 a 13 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un flujo total de 322 Ton/día (ver Tabla 5.4).

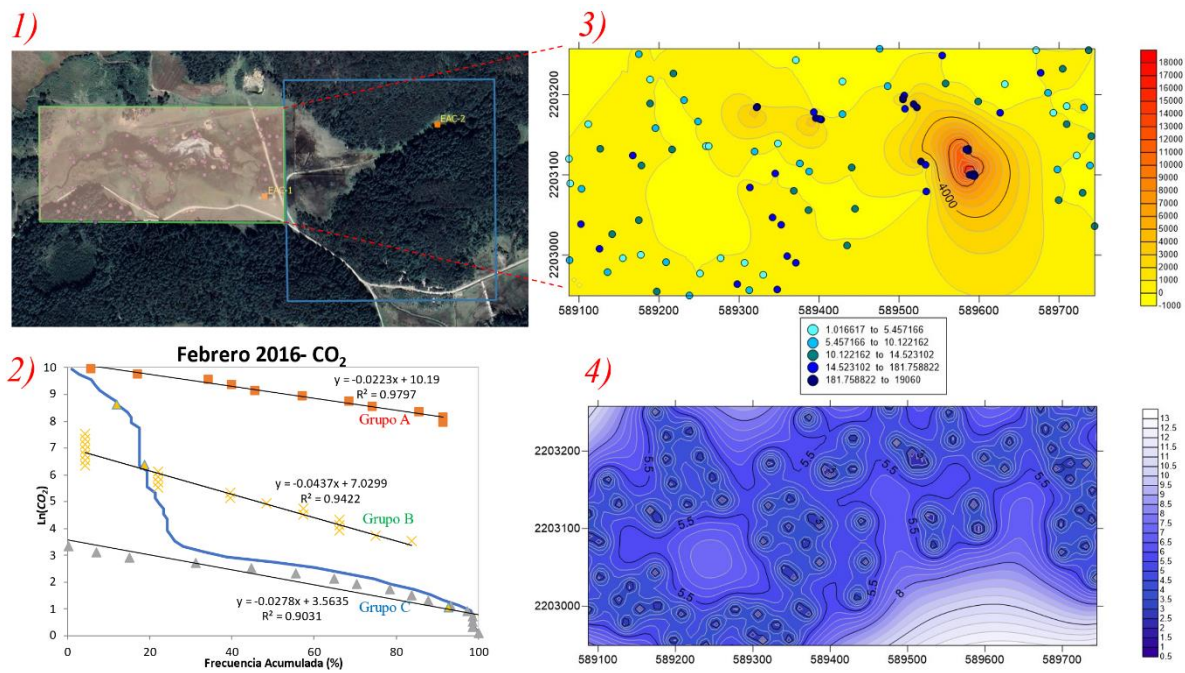


Figura 5. 3: Resultados campaña de febrero 2016. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO<sub>2</sub>. Los grupos “A”, “B” y “C” corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación.

### 5.3.1.3 Marzo 2016

En la campaña de marzo 2016 se obtuvieron mediciones en un rango de 2.9-25,840 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. La distribución de esta campaña logra abarcar por completo el área 1, sin embargo, las mediciones se concentran en la zona del cuerpo de agua donde se observan flujos altos en la zona este. Las mediciones se realizaron dentro y fuera del cuerpo de agua. Se observa que existe una mayor densidad de mediciones dentro del cuerpo de agua en la zona este. La campaña presentó la mayor cantidad de mediciones con 319 datos (Figura 5.4-1 y Tabla 5.4).



La interpolación (Figura 5.4-3) estima flujos altos en áreas cercanas al cuerpo de agua, anomalías observadas en campañas pasadas. Estima flujos de  $-2,000$  a  $21,000 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Si bien el número de mediciones sobre pasa los 100 datos, se observa que gran parte de ellas se realizaron en las zonas donde previamente se tenían datos de flujos anómalos. Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el 0.5-15% (ver Figura 5.3-4). En todos los ejercicios en los cuáles no se presentan distribuciones espaciales equidistantes las interpolaciones, siguiendo este modelo, presenta datos negativos.

En la gráfica de la Figura 5.4-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 22% para el grupo A, 13% para el grupo B y 65% para el grupo C, con puntos de inflexión al 22% y 35%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $10,495 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $8,805$  a  $14,399 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $491 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $354$  a  $819 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $22 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de  $19$  a  $26 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de  $491 \text{ Ton/día}$  (ver Tabla 5.4). Esta campaña presentó el flujo total más alto de las analizadas.

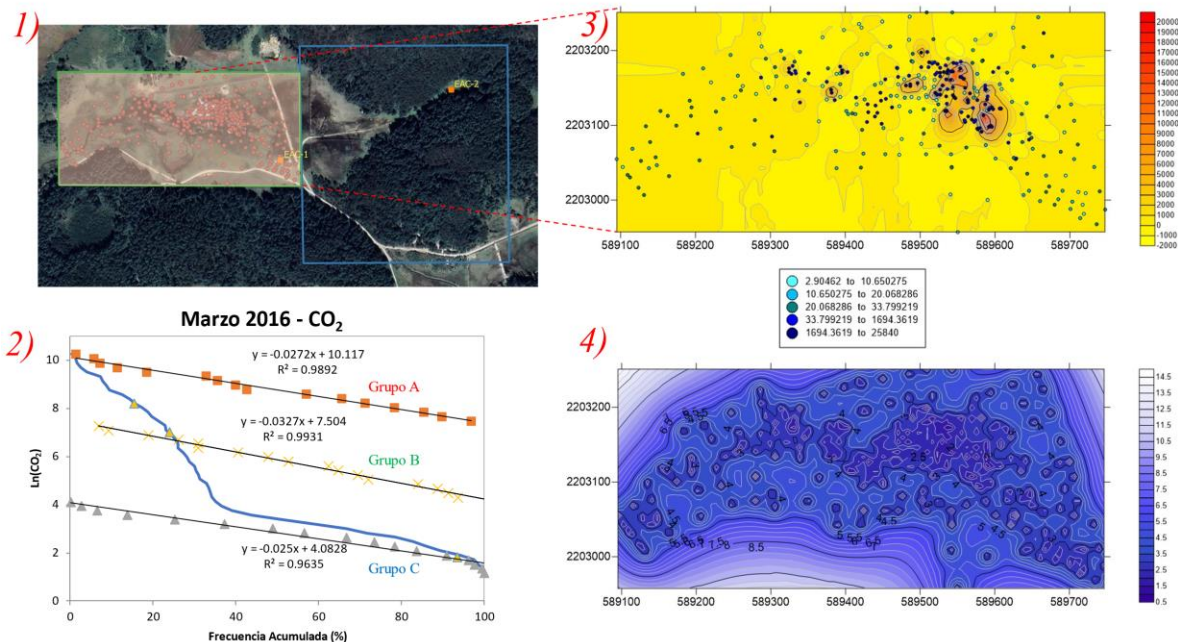


Figura 5. 4: Resultados campaña de marzo 2016. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO<sub>2</sub>. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación.

### 5.3.1.4 Abril 2016

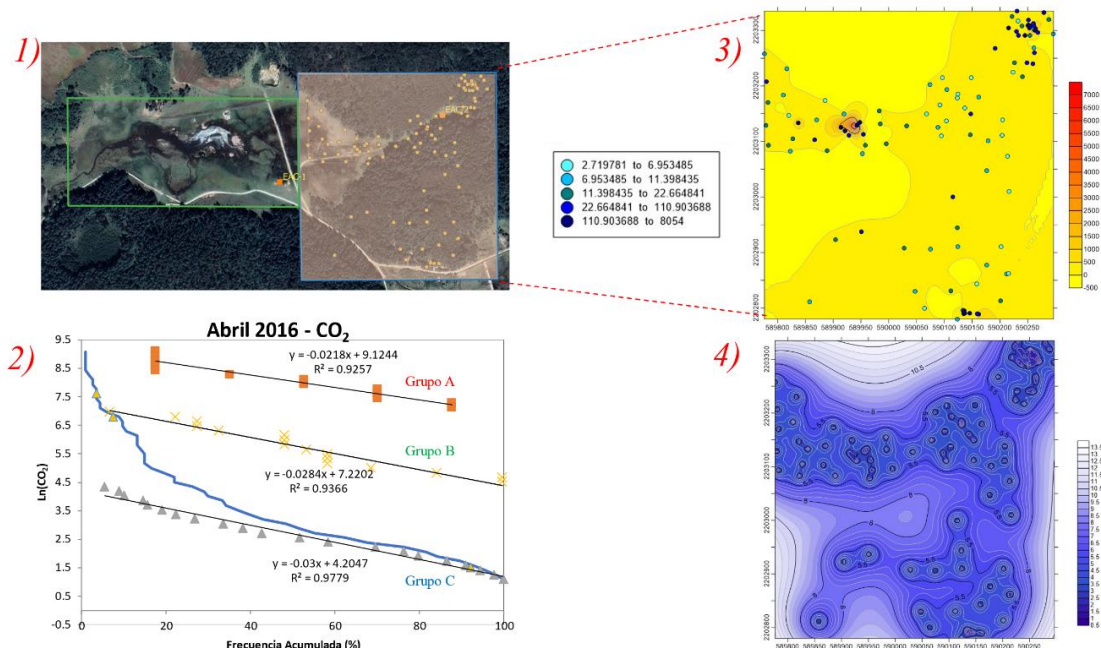


Figura 5. 5: Resultados campaña de abril 2016. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO<sub>2</sub>. Los grupos “A”, “B” y “C” corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación.

La campaña de abril 2016 se analizó respecto al área 2 en donde se encuentra el pozo EAC-2. En esta ocasión se obtuvieron mediciones en un rango de 2.1-8,054 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. Las mediciones se realizaron a lo largo del área 2 presentando una zona con mayor densidad de datos en la parte noreste (superior derecha). Debido a la extensión de la zona y al estar cubierta en su mayoría por una densa vegetación no fue posible cubrirla por completo. Existen tres zonas con flujos altos como la mencionada en la región noreste de la zona elegida (ver Figura 5.5-1 y 3)

La interpolación (Figura 5.5-3) estima flujos de -500 a 7,500 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. Debido a la distribución espacial de los datos se presentan errores de entre el 0.5-14% (ver Figura 5.3-4). En la gráfica de la Figura 5.5-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 5% para el grupo A, 17% para el grupo B y 78% para el grupo C, con puntos de inflexión al 5% y 22%.

Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de 3,986 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un rango de 2,466 a 12,035 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, en lo que

respecta a la población B el flujo promedio fue de  $414 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 312 a  $639 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $25 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de 20 a  $33 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de 99 Ton/día (ver Tabla 5.4).

### 5.3.1.5 Marzo 2022

En la campaña de marzo 2022 se obtuvieron mediciones en un rango de  $1.93\text{-}3,314 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . La distribución de esta campaña ubica las mediciones en las sitios donde previamente se tenían registrados flujos anormales, la mayoría de ellos concentrados en la región del lago en su lado este (Figura 5.6-1 y Tabla 5.4).

La interpolación (Figura 5.6-3) estima flujos de  $-100$  a  $2,900 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . A diferencia de las campañas pasadas la distribución espacial de las mediciones se intentó, dentro de las limitaciones del terreno, seguir una malla regular en algunas zonas donde se observan datos con distancia semejante entre cada uno, pero también existen zonas donde las mediciones se centran en regiones previamente analizadas con flujos anómalos. Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el  $-0.5\text{-}13\%$  (ver Figura 5.6-4).

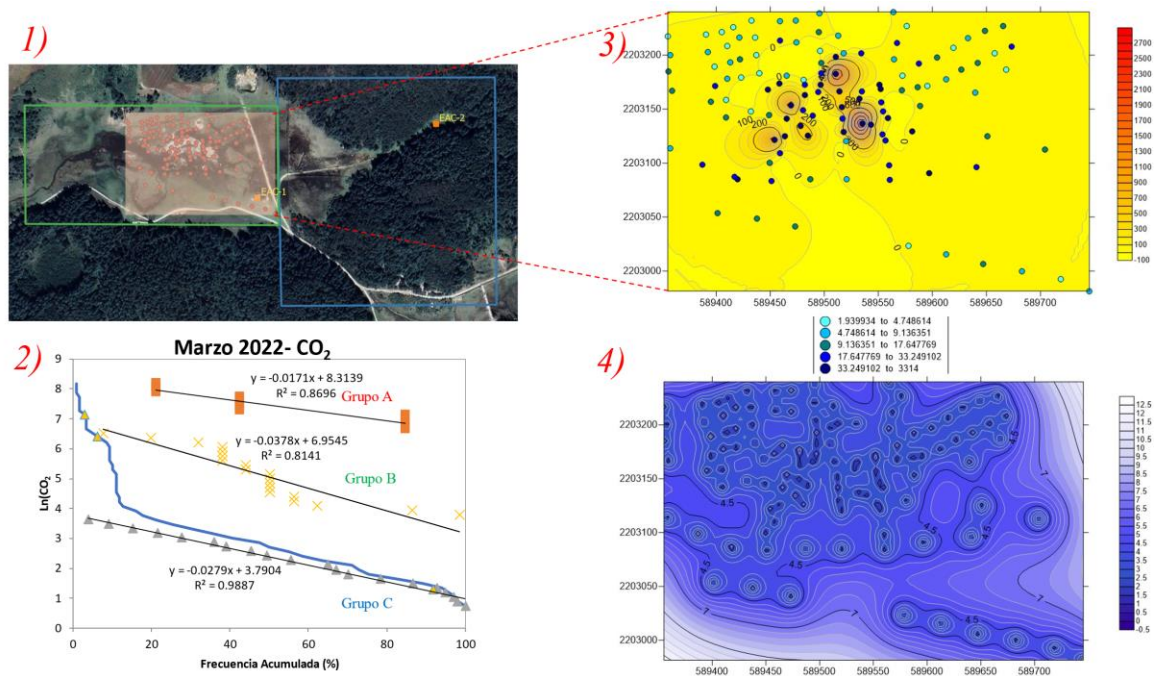


Figura 5. 6: Resultados campaña de marzo 2022. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO<sub>2</sub>. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación.



En la gráfica de la Figura 5.4-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 4% para el grupo A, 14% para el grupo B y 82% para el grupo C, con puntos de inflexión en 4% y 18%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $1,936 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $1,278$  a  $4,901 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $242 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $176$  a  $399 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $13 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de  $11$  a  $16 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de 29 Ton/día (ver Tabla 5.4).

#### *5.3.1.6 Septiembre 2023*

En la campaña realizada en septiembre de 2023 se registraron flujos de entre  $1.36$ - $39.91 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . La distribución espacial de esta campaña se planeó antes de visitar la zona considerando factores que influyen en la construcción de los mapas de isoyetas como el tener una distribución espacial regular o normal. Se buscó abarcar la mayor área dentro de la zona donde se tenía noción de flujos anormales, en esta ocasión, a diferencia de las anteriores campañas las mediciones realizadas no fueron en sitios de flujo anormales y/o coordenadas conocidas, sino se tomó toda un área y se distribuyó regularmente en una malla en donde la distancia entre puntos fue de 50 m entre cada uno. Dentro de los puntos muestreados se realizó una muy próxima al pozo EAC-1 (Figura 5.7-1 y Tabla 5.4).

La interpolación (Figura 5.7-3) estima flujos de  $0$  a  $42 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Se observa una clara diferencia entre una interpolación para un mallado regular, como en el caso de septiembre 2023, y mallados que no tienen una distribución espacial regular y/o equidistancia entre las mediciones, como en las campañas anteriores. En esta ocasión, a pesar de los bajos flujos registrados ( $1.36 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ), no existieron estimaciones negativas. Por otro lado, el error se redujo considerablemente de  $0.8$ - $5.4\%$  (ver Figura 5.7-4).

Se observa, además, que el comportamiento de las isoyetas interpoladas guarda semejanza con los puntos muestreados. Es posible visualizar una extensa zona de flujos anormales que se centran en dos regiones; el área cercana al pozo EAC-1 y la zona donde en campañas anteriores se han medido flujos altos dentro y fuera del cuerpo de agua característico de Los Azufres.

En la gráfica de la Figura 5.7-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 26% para el grupo A, 65% para el grupo B y 9% para el grupo C, con puntos de inflexión en 26% y 91%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $30.15 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 27 a  $36 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $10.38 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 9 a  $12 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $2.05 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de 2 a  $3 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de 1.77 Ton/día (ver Tabla 5.4). Esta campaña presentó el flujo total más bajo de todas las analizadas. El temporal, las zonas muestreadas, las cuales no se centraron en las emanaciones altas registradas en campañas pasadas, y la recién estimulación del pozo EAC-1 se proponen como factores que causaron flujos anormalmente bajos, sin embargo, no se cuenta suficiente información.

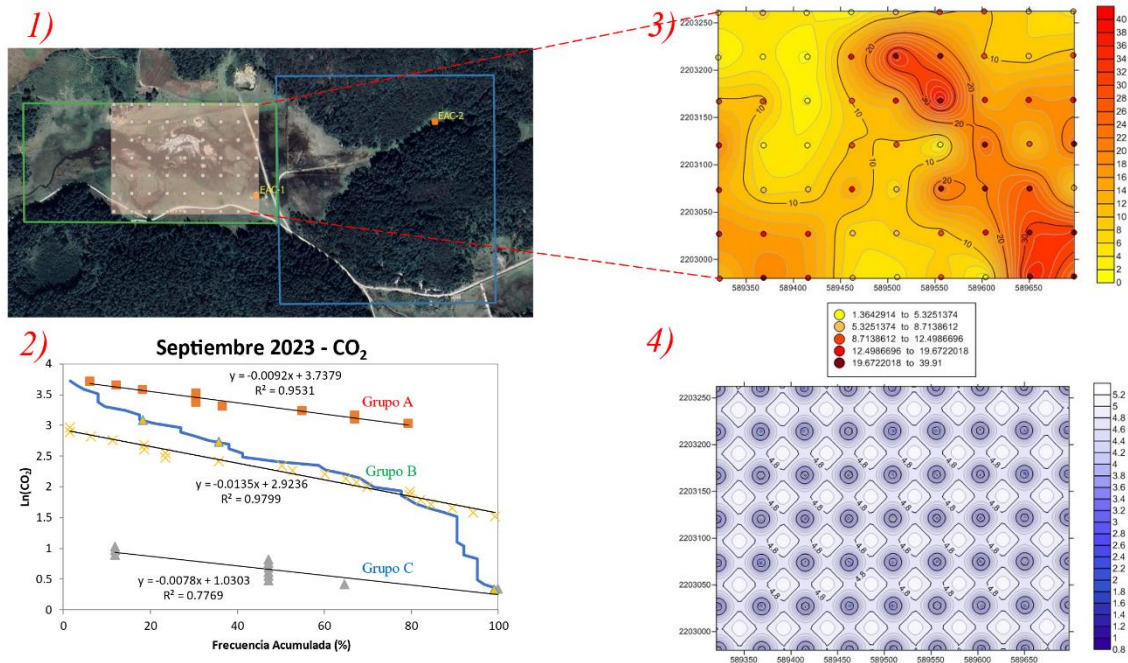


Figura 5. 7: Resultados campaña de septiembre 2023. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CO<sub>2</sub>. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación.

### 5.3.1.6.1 Temperatura y humedad relativa en suelo

En la campaña de septiembre se decidió medir, la temperatura y humedad del suelo, cada medición fue realizada al mismo tiempo que las mediciones con la cámara de acumulación. Para el caso de la temperatura del suelo (ver Figura 5.8) fue necesario excluir 10 mediciones de la parte superior izquierda de la malla debido a mediciones erróneas ya que el sensor presentó fallas, registrando mediciones negativas del orden de las centenas. La falta de datos se aprecia en la Figura 5.8-2.

La temperatura medida tuvo un rango de 12–27°C a una profundidad de 16 cm. Las temperaturas más bajas se registraron dentro del cuerpo de agua, mientras que las más altas se presentaron alrededor y el parte superior del lago. La interpolación (Figura 5.8-2) estimó valores en rangos muy semejantes a los medidos de 12-29°C y debido a la exclusión de los valores erróneos se presentó un error en un rango de 0-13%, los puntos con mayor error se presentaron en la zona superior izquierda debido a la ausencia de mediciones y por la distancia entre ellos y los muestreados.

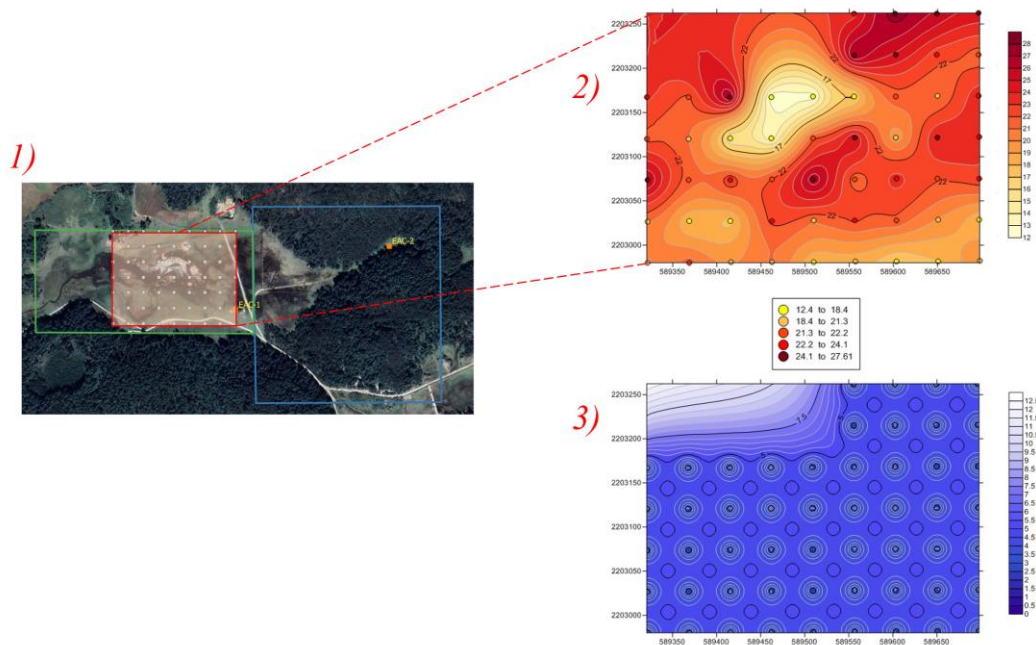


Figura 5. 8: (1) ubicación del área y datos muestreados. (2) Interpolación mediante Kriging ordinario para temperaturas de suelo. (3) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.

Respecto a las mediciones de humedad relativa expresada en % se presentaron mediciones en un rango del 0 al 66%, con todos los puntos de la malla medidos (ver Figura 5.9). El área que cubre el cuerpo de agua presentó los valores más altos, mientras que las regiones con ausencia de agua los más bajos. La interpolación estimó valores de entre -5 a 75% de humedad con un error de entres 0.8-5.2% (ver Figura 5.9-2 y 3)

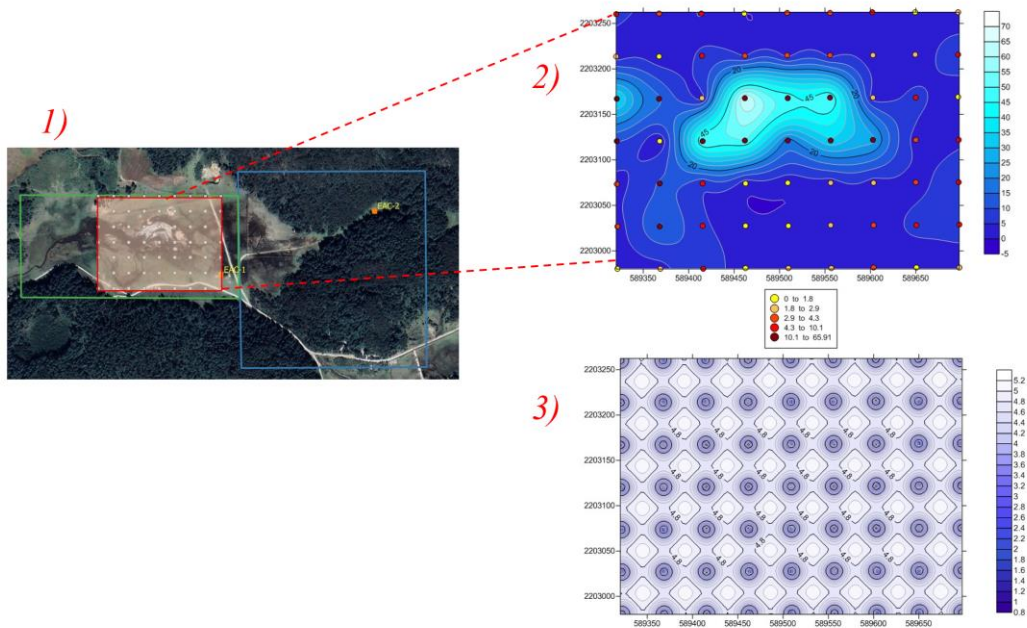


Figura 5. 9: (1) ubicación del área y datos muestreados. (2) Interpolación mediante Kriging ordinario para humedad relativa en suelo. (3) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.

### 5.3.2 CH<sub>4</sub>

Se realizó el análisis de dos campañas, las cuales cumplían con los parámetros iniciales propuestos. Ambas campañas se realizaron en el año de 2016 durante los meses de marzo y abril. En la campaña de septiembre de 2023 no fue posible replicar el ejercicio ya que los sensores presentaron flujos de CH<sub>4</sub> muy bajos o, incluso, nulos. Las campañas pasadas reportaban datos en sitios donde previamente se habían observado emanaciones anormales, sin embargo, debido al mallado reticular que se decidió para esta campaña esos puntos anómalos no fueron tomados en cuenta.

### 5.3.2.1 Marzo 2016

En la campaña de marzo 2016 se obtuvieron mediciones en un rango de 0.07-6,690 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. La distribución espacial de esta campaña ubica las mediciones dentro y fuera del lago (Figura 5.10-1 y Tabla 5.6). La interpolación (Figura 5.10-3) estima flujos de -500 a 6,500 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>. Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el 0-11% (ver Figura 5.10-4). En la gráfica de la Figura 5.4-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 15% para el grupo A, 35% para el grupo B y 50% para el grupo C, con puntos de inflexión al 4% y 50%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de 1,955 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un rango de 1,022 a 6,663 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de 22 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un rango de 18 a 29 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup>, finalmente la población C tuvo un flujo promedio de 2 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> en un rango de 1 a 2 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> con un flujo total de 62 Ton/día (ver Tabla 5.6).

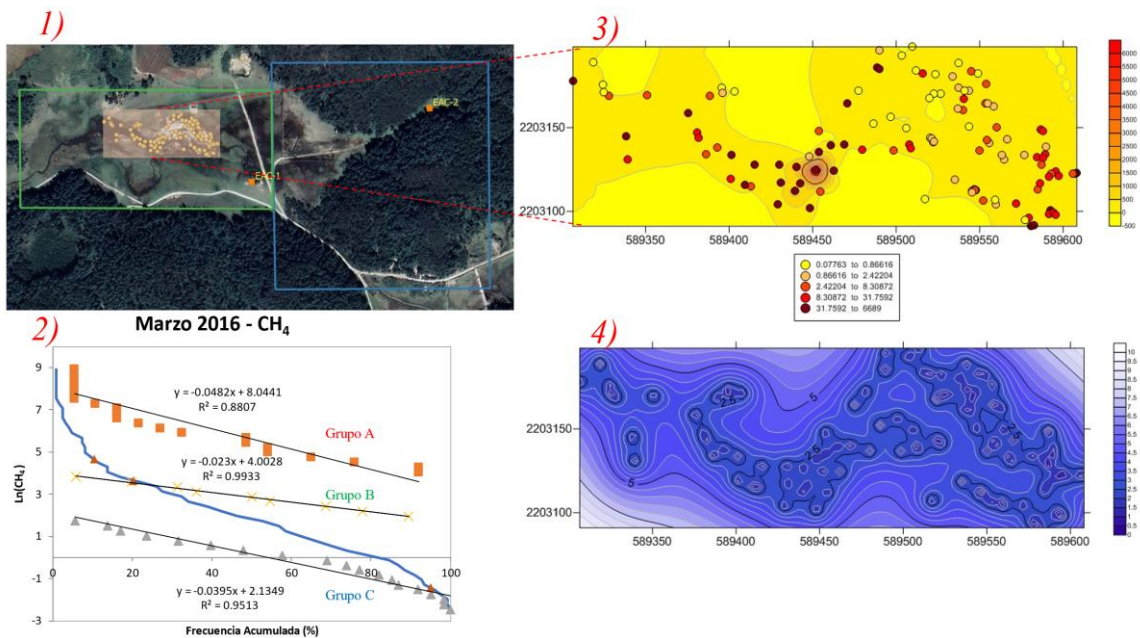


Figura 5. 10: Resultados campaña de marzo 2016 de CH<sub>4</sub>. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de CH<sub>4</sub>. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación



### 5.3.2.2 Abril 2016

En la campaña de abril 2016 se obtuvieron mediciones en un rango de  $0.03-113 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . En esta campaña las mediciones se encontraban en la parte este del cuerpo de agua y en su periferia (Figura 5.11-1 y Tabla 5.5). La interpolación (Figura 5.11-3) estima flujos de  $-5$  a  $115 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el  $0-22\%$  (ver Figura 5.11-4). En la gráfica de la Figura 5.11-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de  $40\%$  para el grupo A,  $27\%$  para el grupo B y  $33\%$  para el grupo C, con puntos de inflexión al  $40\%$  y  $67\%$ . Se calculó el flujo de cada población al  $90\%$  de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $51 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $34$  a  $88 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $5 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $5$  a  $7 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $1 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de  $0$  a  $3 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de  $5 \text{ Ton/día}$  (ver Tabla 5.5).

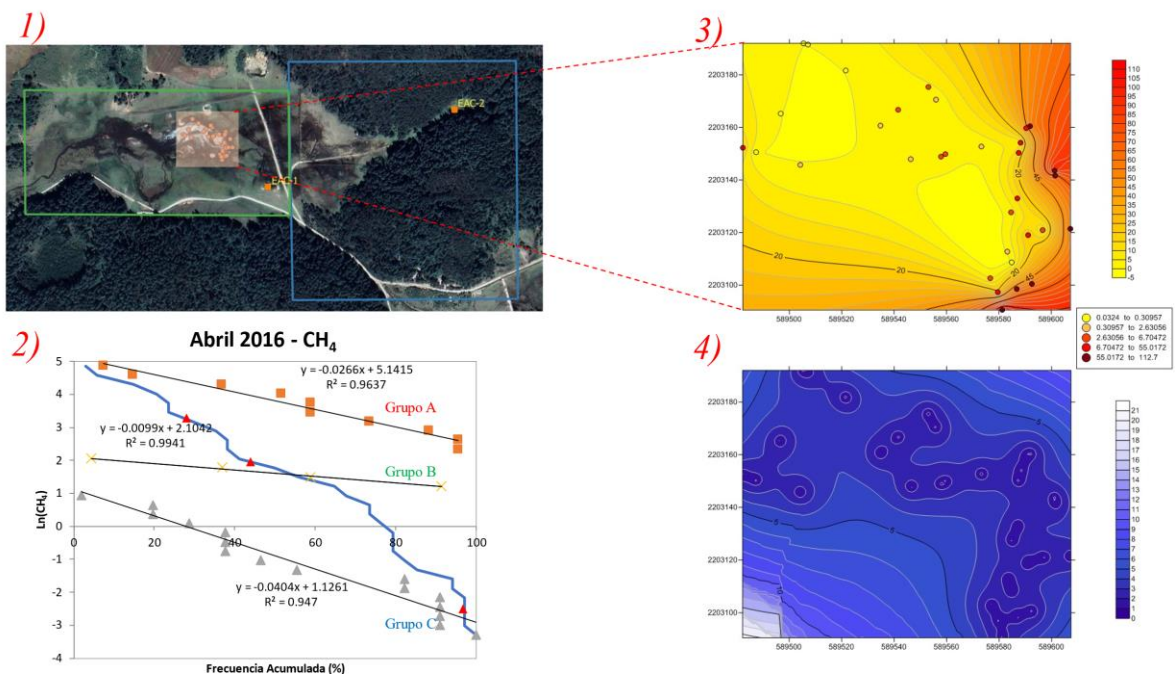


Figura 5. 11: Resultados campaña de abril 2016 de  $\text{CH}_4$ . (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de  $\text{CH}_4$ . Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error asociado a la interpolación

### 5.3.3 $H_2S$

Para los ejercicios de  $H_2S$  se realizó el análisis de la campaña de marzo de 2016 la cual cumplió con los parámetros iniciales propuestos (5.3.3.1), mientras que, en el segundo ejercicio, en donde se decidió quitar el límite superior debido a la cantidad de mediciones anómalas, se analizó la campaña de marzo de 2016 con una mayor de datos junto con una campaña de abril 2016 (5.3.3.2).

En la campaña de septiembre de 2023, se obtuvieron escasas mediciones de  $H_2S$  o mediciones muy bajas. Se decidió realizar el ejercicio de la interpolación para visualizar de manera preliminar la distribución espacial.

#### 5.3.3.1 *Marzo 2016*

En la campaña de marzo 2016 se obtuvieron mediciones en un rango de  $1.71-16.82 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Las mediciones registradas en esta campaña se realizaron a lo largo del cuerpo de agua, con mediciones dentro y fuera del mismo (Figura 5.12-1 y Tabla 5.6).

La interpolación (Figura 5.12-3) estima flujos de  $1.5$  a  $17 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el  $0.5-9\%$  (ver Figura 5.12-4). En la gráfica de la Figura 5.12-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de  $38\%$  para el grupo A,  $43\%$  para el grupo B y  $19\%$  para el grupo C, con puntos de inflexión al  $38\%$  y  $81\%$ . Se calculó el flujo de cada población al  $90\%$  de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $14 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $12$  a  $15 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $7 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $6$  a  $8 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $2 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de  $2$  a  $3 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de  $2 \text{ Ton/día}$  (ver Tabla 5.6).

#### 5.3.3.2 *Marzo 2016 (sin límite superior)*

En el ejercicio en donde se decidió quitar el límite superior la campaña de marzo 2016 reportó  $77$  mediciones extras las cuáles tenían valores superiores a  $17 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , con un total de  $109$  datos. Se registraron flujos de entre  $1.71$  a  $189 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Las mediciones de flujos altos se presentaron en la parte este del cuerpo de agua, es esta ocasión se observa una mayor cantidad de mediciones en esa zona que en la periferia del cuerpo de agua (Figura 5.13-1 y Tabla 5.6).

La interpolación (Figura 5.13-3) estimó flujos de  $-10$  a  $200 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el  $0$ - $9.5\%$  (ver Figura 5.13-4).

En la gráfica de la Figura 5.13-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de  $36\%$  para el grupo A,  $52\%$  para el grupo B y  $12\%$  para el grupo C, con puntos de inflexión al  $36\%$  y  $88\%$ . Se calculó el flujo de cada población al  $90\%$  de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $102 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $85$  a  $132 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $18 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de  $16$  a  $21 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $4 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de  $3$  a  $5 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de  $10 \text{ Ton/día}$  (ver Tabla 5.6). El flujo total en este ejercicio aumentó considerablemente debido a que se registraron mediciones superiores a  $17 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ .

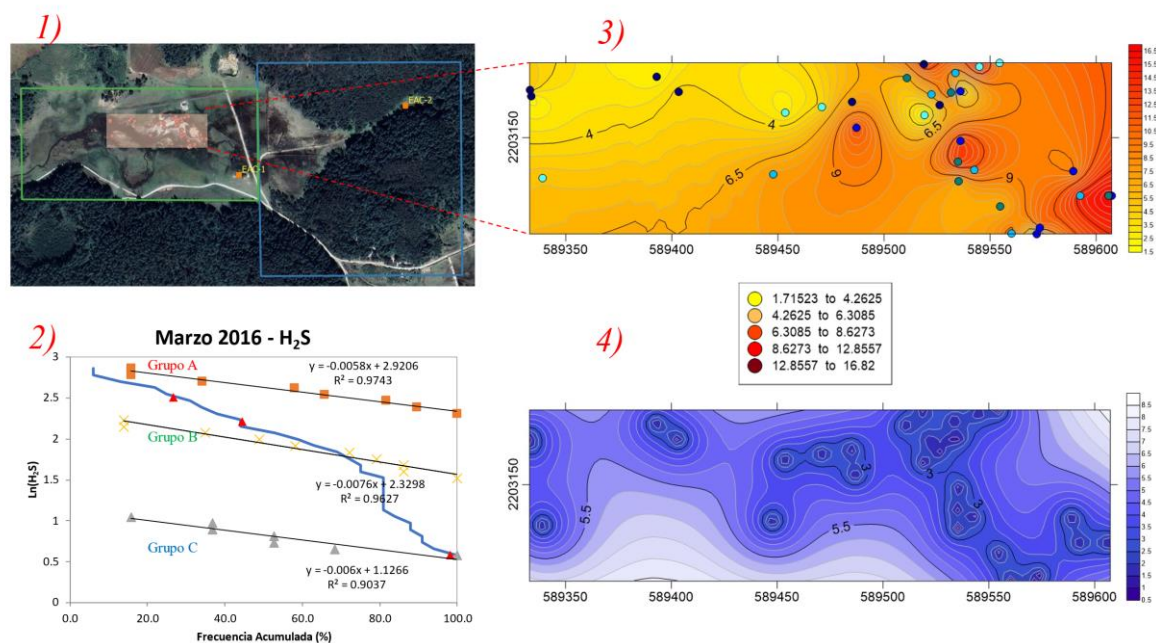


Figura 5. 12: Resultados campaña de marzo 2016 para H<sub>2</sub>S con límites de umbral. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de H<sub>2</sub>S. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) In Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.



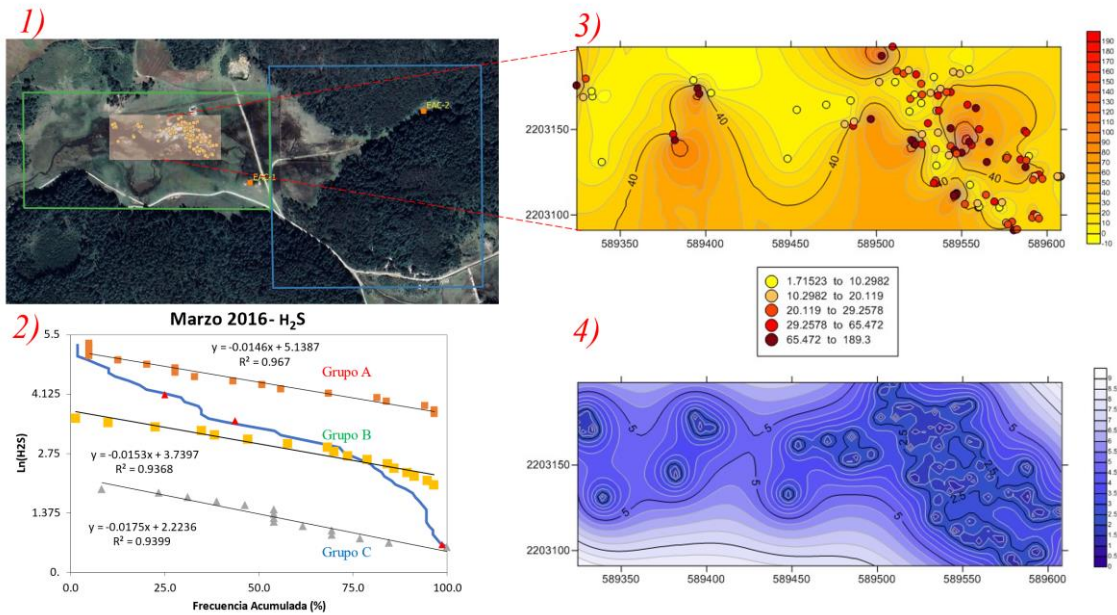


Figura 5. 13: Resultados campaña de marzo 2016 para H<sub>2</sub>S sin límite superior. (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de H<sub>2</sub>S. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario

### 5.3.3.3 Abril 2016 (sin límite superior)

La campaña de abril de 2016 se adicionó al análisis cuando se decidió sólo tomar en cuenta el valor límite inferior ( $1.7 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) con 31 mediciones. Se registraron flujos de entre 7 a  $150 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Las mediciones se realizaron en la zona este del cuerpo de agua (Figura 5.14-1 y Tabla 5.6). La interpolación (Figura 5.14-3) estimó flujos de 5 a  $145 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Debido a la distribución espacial de los datos se presenta errores de entre el 0-12% (ver Figura 5.14-4). En la gráfica de la Figura 5.14-2, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 38% para el grupo A, 42% para el grupo B y 20% para el grupo C, con puntos de inflexión al 38% y 80%. Se calculó el flujo de cada población al 90% de confianza. Para el caso de la población A, el flujo promedio fue de  $131 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 119 a  $153 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , en lo que respecta a la población B el flujo promedio fue de  $56 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un rango de 49 a  $71 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , finalmente la población C tuvo un flujo promedio de  $18 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  en un rango de 14 a  $29 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  con un flujo total de 16 Ton/día (ver Tabla 5.6).

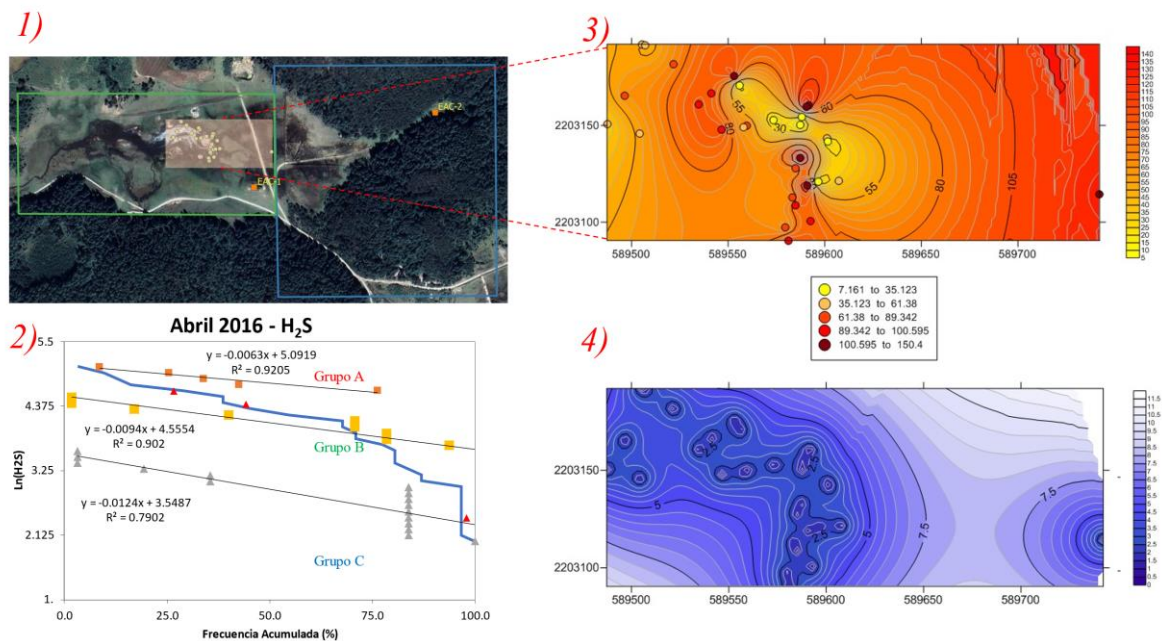


Figura 5. 14: Resultados campaña de abril 2016 para H<sub>2</sub>S sin limite superior: (1) ubicación de datos muestreados. (2) Gráfica de probabilidad logarítmica de flujos de H<sub>2</sub>S. Los grupos "A", "B" y "C" corresponde a flujos altos, mezcla y bajos, respectivamente. (3) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.

### 5.3.3.4 Septiembre 2023

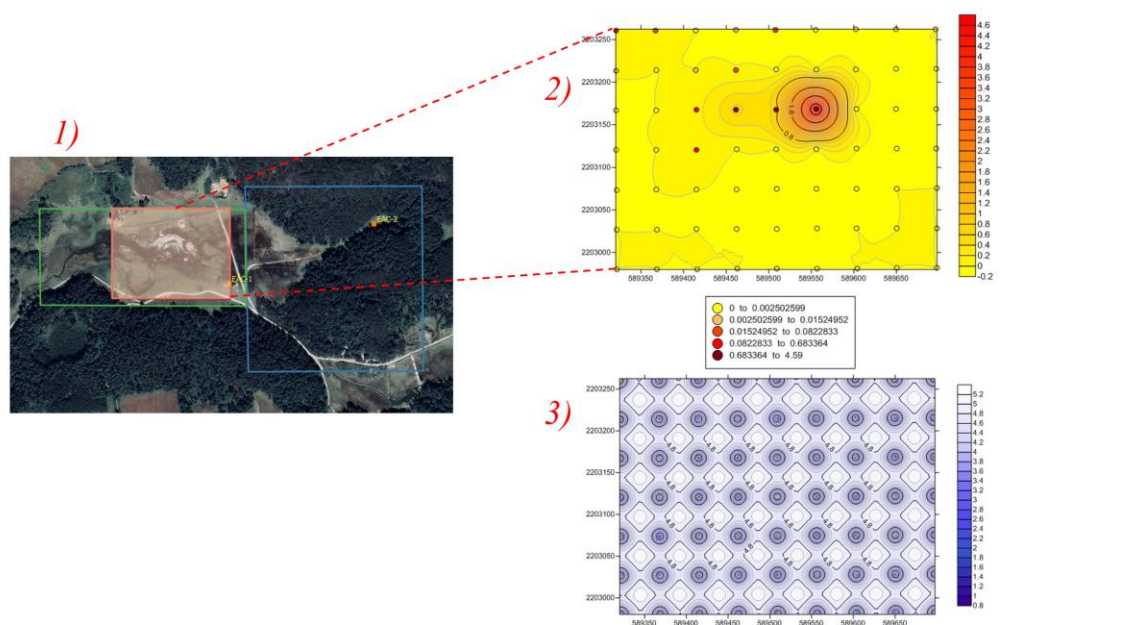


Figura 5. 15: Resultados campaña de septiembre 2023 para H<sub>2</sub>S. (1) ubicación de área y datos muestreados. (2) Interpolación mediante Kriging ordinario. (4) Mapa de error correspondiente a la interpolación de Kriging ordinario.

De la campaña de septiembre de 2023 se presentaron flujos por debajo del límite inferior del sensor ( $1.7 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ ) e incluso nulos, sin embargo, se realizó el mapa de isoyetas para ubicar la distribución de los puntos y de ser posible compararlos con las campañas anteriores. Se obtuvieron 12 mediciones distintas a valores nulos. El flujo más alto registrado fue de  $4.58 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$  y el más bajo, sin contar los valores de 0, fue de  $0.002 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ . Las mediciones más altas se presentaron dentro del cuerpo de agua (ver Figura 5.15-1 y 2). Por otro lado, la interpolación presentó valores de entre  $-0.2$  a  $4.8 \text{ g m}^{-2}\text{d}^{-1}$ , con un error de entre 0.8-5.4%.

#### 5.4 Origen del $\text{CO}_2$

Con base en los datos obtenidos en la campaña de mayo y junio de 2015 por parte del GIG-IER se analizaron 10 sitios dentro del área de Los Azufres donde se tomaron muestras isotópicas de flujos de  $\text{CO}_2$ . Siguiendo la metodología sugerida por Chiodini (2008) se tomó un duplicado de cada una para reducir la contaminación atmosférica y poder calcular la composición isotópica mediante el balance de masas propuesto por este mismo autor.



Figura 5. 16: Firmas de  $^{13}\text{C}$  de flujos de  $\text{CO}_2$  en la zona de los Azufres, 2015. Origen magmático (-2% a -6%), origen biogénico (-14% a -38% (Lewicki & Oldenburg, 2004; Cinza et al., 2010; Peiffer et al., 2018).

Considerando el balance de masas propuesto por Chiodini (2008) para reducir contaminación atmosférica se obtuvo la composición isotópica de los 10 sitios, mismos que exponen su



ubicación en la Figura 5.16. Las muestras están clasificadas con base en los rangos isotópicos reportados en Lewicki & Oldenburg (2004), Cinza et al. (2010), Peiffer et al (2018) y Richard et al (2019), los cuáles son rangos de entre -2% a -6% para firmas isotópicas de origen magmático, mientras que valores de entre -14% a -38% se consideran de origen biogénico. Los colores en la Figura 5.16 representan orígenes magmáticos, mezcla y biogénicos en colores rojo, naranja y verde, respectivamente.

Se realizó la gráfica de probabilidad acumulada con la clasificación de grupos (A, B y C), con base en el procedimiento de Sinclair (1974), en esta ocasión se clasificó la composición isotópica de flujos de CO<sub>2</sub>, obteniéndose firmas de origen magmático (A), mezcla (B) y firmas isotópicas de origen biogénico (C). En la gráfica de la Figura 5.17, se observa una clasificación de tres grupos o familias con una probabilidad acumulada de 30% para el grupo A, 48% para el grupo B y 22% para el grupo C, con puntos de inflexión al 30% y 78%.

Con base en esta clasificación se obtuvo que las firmas isotópicas de entre -3.57% a -8.49% pertenecientes al grupo A corresponderían a un origen magmático, mientras que firmas que oscilan entre -11.76% a -15.04% pertenecientes al grupo C corresponderían a un origen biogénico.

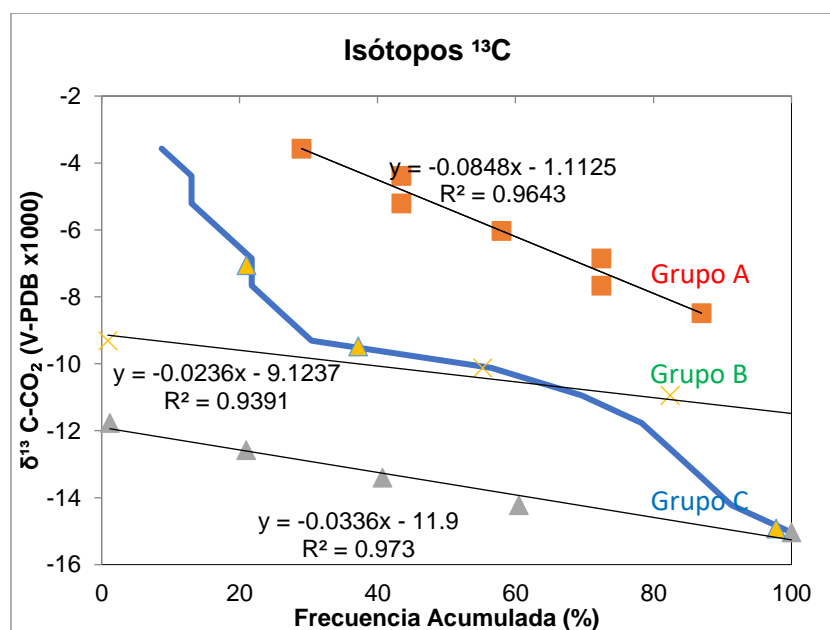


Figura 5. 17: Gráfica de probabilidad acumulada de composición isotópica de flujos de CO<sub>2</sub> en Los azufres. Datos de 2015.

Considerando la campaña de marzo de 2016, la cual reportó el mayor flujo total de CO<sub>2</sub> con 491 Ton/día y la clasificación de firmas de  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  fue posible identificar el posible mecanismo de transporte y el origen de los mismo. Flujos promedio menores a 22 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> y con  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de -11.76% a -15.04% presentan mecanismos difusivos congruentes con orígenes biogénicos, mientras que flujos promedio de CO<sub>2</sub> mayores a 491 g m<sup>-2</sup>d<sup>-1</sup> y con  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$  de entre -3.57% a -8.49% presentan mecanismos advectivos con origen magmático.

En la zona geotérmica de Los Azufres fue posible clasificar los flujos de CO<sub>2</sub> bajo tres familias que, con base en los rangos de clasificación, se pueden interpretar como tres mecanismos de transporte diferentes presentes en el área geotérmica; flujos alto, bajos y mezclas provenientes de mecanismos advectivos, difusivos y difusivos-advectivos, respectivamente (ver Figura 5.18). Así mismo, se obtuvieron valores isotópicos con dos firmas isotópicas principales; magmáticas y biogénicas con firmas isotópicas de entre -3% a -5% y -15% a 26%, respectivamente, dichos valores son congruentes con los reportados en la literatura para sistemas geotérmicos.

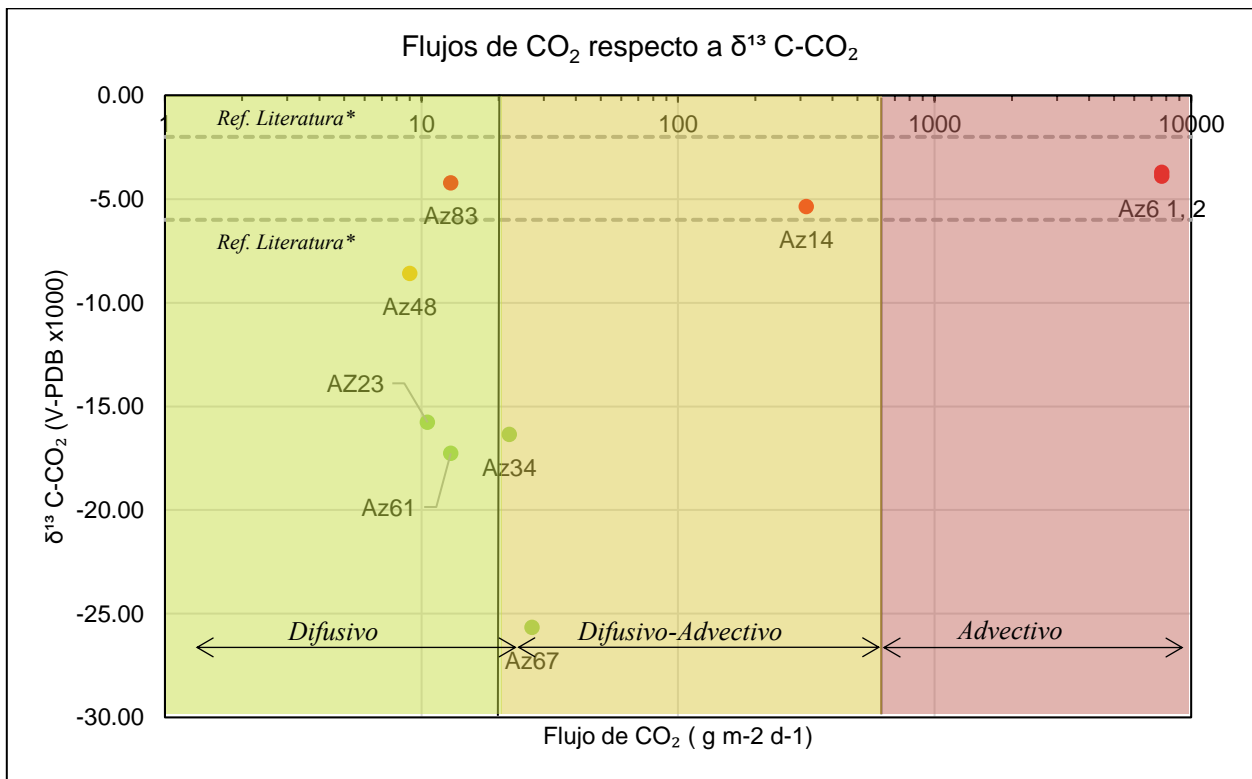


Figura 5. 18: Flujos de CO<sub>2</sub> respecto a la composición isotópica de los flujos en Los azufres. Datos de 2015. Ref. Literatura\*: Lewicki & Oldenburg (2004), Cinza et al. (2010), Peiffer et al (2018).

# CONCLUSIONES

Con base en los objetivos y los resultados obtenidos en la presente tesis las conclusiones son las siguientes:

- El método gráfico estadístico, la elaboración de mapas de isovalores y el análisis isotópico de  $^{13}\text{C}$  en la zona de Los Azufres, permitieron clasificar e identificar el origen de los flujos de gases.
- Usando el método gráfico estadístico en las bases de datos pertenecientes al GIG del 2015-2023 en la zona de los Azufres, permitió clasificar los flujos en tres familias diferentes; flujos altos, mezcla y bajos.
- Se evaluaron 16 bases de datos realizadas por el GIG del 2015-2022, de las cuáles, únicamente 5 cumplieron con los requisitos necesarios para poder aplicar la metodología planteada en la presente tesis.
- La campaña que reportó los flujos más altos de  $\text{CO}_2$  fue la marzo de 2016 con 491Ton/día.
- La campaña realizada en septiembre de 2023 reportó un flujo promedio de 1.77 Ton/día, siendo la más baja de todas las analizadas.
- La metodología propuesta para la elección de sitios de medición en la campaña de septiembre de 2023 fue distinta en comparación con la de años pasados, obteniéndose mapas de isovalores (Kriging) con una interpolación mejorada y menor margen de error. Sin embargo, este tipo de mallado excluye los puntos de mayor emisión, identificados en investigaciones de campo previas realizadas por el GIG.
- Con el análisis isotópico realizado en 2015 por el GIG fue posible determinar que en la zona de Los Azufres las firmas de  $^{13}\text{C}$  de los flujos de  $\text{CO}_2$  demostraron tener un origen magmático, sin embargo, también se encontraron firmas consideradas como mezcla y biogénicas, con base en los datos reportados en la literatura.
- Empleando el método gráfico estadístico de las firmas isotópicas fue posible clasificarlas en tres grupos (A, B y C).
- Las firmas de  $^{13}\text{C}$  en los flujos de  $\text{CO}_2$  en la zona de Los Azufres de origen magmático se encuentran entre -3.57% a -8.49% (familia A) mientras que, las de origen biogénico se encuentran entre el -11.76% al -15.04% (familia C).

- Considerando la campaña de marzo de 2016 y el análisis isotópico se identificó el posible mecanismo de transporte y origen del flujo de CO<sub>2</sub>. Flujos mayores a 491 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> considerados de origen magmático presentaron un mecanismo de transporte del tipo advectivo con δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> de entre -3.57% a -8.49%, mientras que, flujos menores de 22 g m<sup>-2</sup> d<sup>-1</sup> considerados de origen biogénico presentaron un mecanismo de transporte del tipo difusivo con δ<sup>13</sup>C<sub>CO2</sub> de entre -11.76% al -15.04%.
- En las campañas de marzo y abril de 2016 se observaron flujos altos atípicos de H<sub>2</sub>S mismos que están asociados a flujos altos de CO<sub>2</sub> considerándose también de origen magmático. En la zona de Los Azufres la presencia de aguas sulfatadas correspondería, con base en lo anterior y en la literatura, a la interacción del H<sub>2</sub>S y agua. Finalmente, los flujos anormalmente altos de H<sub>2</sub>S se encuentran relacionados con altas temperaturas acorde a la literatura.

## Recomendaciones y trabajo a futuro

- Considerando los resultados antes expuestos se sugiere tomar en cuenta la distribución espacial de los puntos de medición en futuras campañas por parte del GIG logrando, de ser posible, mallas uniformes y equidistantes.
- Tomando como base la recomendación anterior, se sugiere, también, tomar en cuenta los puntos de mayor emanación observados en campañas pasadas para poder analizar el comportamiento de los flujos de gases en la zona.
- Se recomienda desarrollar un protocolo de limpieza in situ para poder obtener mejores resultados en las medidas del H<sub>2</sub>S ya que en campañas previas se ha observado que las emanaciones de ácido sulfhídrico saturan el sensor (celda electroquímica).
- En zonas donde existen flujos altos de origen magmático y zonas donde presentan flujos bajos de origen biogénico se sugiere que se realice un nuevo análisis isotópico para analizar el comportamiento en zonas con firmas distintas.
- En futuras campañas y estudios se sugiere se continúe con la relación de variables como la temperatura del suelo y la humedad.

# Bibliografía

- Acevedo-Anicasio, A. (2016). *Evaluación de arquitecturas de redes neuronales artificiales para el análisis multivariado de la composición química de gases y las temperaturas de equilibrio de sistemas geotérmicos* [Maestría]. Universidad Autónoma del Estado de Morelos.
- Acevedo-Anicasio, A. (2021). *Modelado del transporte de gases en sistemas geotérmicos usando herramientas de inteligencia artificial*.  
[https://scholar.google.com.mx/citations?view\\_op=search\\_authors&mauthor=acevedo-](https://scholar.google.com.mx/citations?view_op=search_authors&mauthor=acevedo-)
- Anderson, A., & Rezaie, B. (2019). Geothermal technology: Trends and potential role in a sustainable future. En *Applied Energy* (Vol. 248, pp. 18–34). Elsevier Ltd.  
<https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2019.04.102>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Cisneros, G., Sánchez-Núñez, J. M., Gómez-Vasconcelos, M. G., Pola, A., Sosa-Ceballos, G., García-Tenorio, F., Reyes Agustín, G., Osorio-Ocampo, S., García-Sánchez, L., Mendiola, I. F., Martí, J., López-Loera, H., & Benowitz, J. (2019). Geology of the late Pliocene–Pleistocene Acoculco caldera complex, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of Maps*, 15(2), 8–18.  
<https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1531075>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Layer, P. W., Sosa-Ceballos, G., Gómez-Vasconcelos, M. G., Cisneros-Máximo, G., Sánchez-Núñez, J. M., Martí, J., García-Tenorio, F., López-Loera, H., Pola, A., & Benowitz, J. (2020). Eruptive chronology of the Acoculco caldera complex – A resurgent caldera in the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt (México). *Journal of South American Earth Sciences*, 98. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102412>
- Axelsson, G. (2012). 7.02 - The Physics of Geothermal Energy. En *Comprehensive Renewable Energy* (pp. 3–50). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-087872-0.00703-4>
- Axelsson, G. (2022). 7.01 - Introduction to Volume on Geothermal Energy. En *Comprehensive Renewable Energy, Second Edition: Volume 1-9* (Vols. 1–7, pp. 1–2). Elsevier.  
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819727-1.00182-5>
- Axelsson, G., & Stefánsson, V. (2003). Sustainable management of geothermal resources. En *International Geothermal Conference*.
- Azawi, H., & Saleh, M. S. (2021). Review of the Kriging Technique Applications to Groundwater Quality. *Journal of Engineering*, 27(12), 23–32. <https://doi.org/10.31026/j.eng.2021.12.03>
- Baldocchi, D. D. (2003). Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Global Change Biology*, 9(4), 479–492. <https://doi.org/10.1046/J.1365-2486.2003.00629.X>
- Baubron, J. C., Allardzy, P., Sabroux, J. C., Tedesco, D., & Toutain, J. P. (1991). Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *Journal of the Geological Society*, 148(3), 571–576. <https://doi.org/10.1144/GSJGS.148.3.0571>
- Baujard, C., Genter, A., Dalmais, E., Maurer, V., Hehn, R., Rosillette, R., Vidal, J., & Schmittbuhl, J. (2017). Hydrothermal characterization of wells GRT-1 and GRT-2 in Rittershoffen, France:



- Implications on the understanding of natural flow systems in the rhine graben. *Geothermics*, 65, 255–268. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2016.11.001>
- Beers, W. C. M. van, & Kleijnen, J. P. C. (2004). *Kriging interpolation in simulation: A survey* (pp. 113–121). IEEE. <https://research.tilburguniversity.edu/en/publications/kriging-interpolation-in-simulation-a-survey>
- Bernard, A., Escobar, C. D., Mazot, A., & Gutiérrez, R. E. (2004). The acid volcanic lake of Santa Ana volcano, El Salvador. En W. Rose, J. Bommer, D. Lopez, M. Carr, & J. Major (Eds.), *Natural Hazards in El Salvador* (Vol. 375, pp. 121–133). Geological Society of America (GSA). <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.121>
- Bogie, I., Lawless, J. V., & Pornuevo, J. B. (1987). Kaipohan: an apparently nonthermal manifestation of hydrothermal systems in the philippines. En *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Vol. 31).
- Bolós, X., Del Ángel, V., Villanueva-Estrada, R. E., Sosa-Ceballos, G., Boijseauneau-López, M., Méndez, V., & Macías, J. L. (2022). Surface hydrothermal activity controlled by the active structural system in the self-sealing geothermal field of Acoculco (Mexico). *Geothermics*, 101. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102372>
- Brombach, T., Hunziker, J. C., Chiodini, G., Cardellini Osservatorio Vesuviano INGV, C., & Luigi Marini, I. (2001). *Soil diffuse degassing and thermal energy fluxes from the southern Lakki plain, Nisyros (Greece)*. 28(1). <https://doi.org/10.1029/2000GL008543>
- Bronicki, L. Y. (2016). Introduction to geothermal power generation. En *Geothermal Power Generation: Developments and Innovation* (pp. 1–3). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-100337-4.00001-2>
- Bruhn, D., Jolie, E., & Huenges, E. (2018). European Research Efforts on Engineered and Superhot Geothermal Systems within Horizon2020. En *GRC Transactions* (Vol. 42). [www.image-fp7.eu](http://www.image-fp7.eu)
- Bruhn, D., Jolie, E., Kieling, K., Trumpy, E., Bonté, D., Liotta, D., Páll Hersir, G., Deb, P., Diederik van Wees, J., & Huenges, E. (2019). GEMex: Cooperation in Geothermal energy research Europe-Mexico for development of Enhanced Geothermal Systems and Superhot Geothermal Systems. *European Geothermal Congress*, 1–5.
- Burba, G., Madsen, R., & Feese, K. (2013). Eddy Covariance Method for CO<sub>2</sub> Emission Measurements in CCUS Applications: Principles, Instrumentation and Software. *Energy Procedia*, 40, 329–336. <https://doi.org/10.1016/J.EGYPRO.2013.08.038>
- Calcagno, P., Trumpy, E., Gutiérrez-Negrín, L. C., & Liotta, D. (2022). A collection of 3D geomodels of the Los Humeros and Acoculco geothermal systems (Mexico). *Scientific Data*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41597-022-01327-0>
- Camarda, M., De Gregorio, S., Capasso, G., Di Martino, R. M. R., Gurrieri, S., & Prano, V. (2019). The monitoring of natural soil CO<sub>2</sub> emissions: Issues and perspectives. En *Earth-Science Reviews* (Vol. 198). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102928>
- Camarda, M., Gurrieri, S., & Valenza, M. (2009). Effects of soil gas permeability and recirculation flux on soil CO<sub>2</sub> flux measurements performed using a closed dynamic accumulation

- chamber. *Chemical Geology*, 265(3–4), 387–393.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.002>
- Canchola-Félix, I. (2023). Estado del desarrollo de la Geotermia en México. En Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos (Ed.), *Geotermia - IV Taller Regional*.
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R. M., Franco, S. I., Villanueva-Estrada, R. E., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G., & López-Hernández, A. (2010). A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Geochemical Exploration*, 105(1–2), 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2010.01.010>
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R. E., Alfonso, P., González-Partida, E., & Salinas, S. (2015). Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics*, 53, 154–165. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.05.012>
- Canet, C., Trillaud, F., Prol-Ledesma, R. M., González-Hernández, G., Peláez, B., Hernández-Cruz, B., & Sánchez-Córdova, M. M. (2015). Thermal history of the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 305, 56–62. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.019>
- Cardellini, C., Chiodini, G., Frondini, F., Granieri, D., Lewicki, J., & Peruzzi, L. (2003). Accumulation chamber measurements of methane fluxes: application to volcanic-geothermal areas and landfills. *Applied Geochemistry*, 18(1), 45–54. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(02\)00091-4](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(02)00091-4)
- Cariaga, C. (2024, enero 8). *ThinkGeoEnergy's Top 10 Geothermal Countries 2023 – Power Generation Capacity*. <https://www.thinkgeoenergy.com/thinkgeoenergys-top-10-geothermal-countries-2023-power-generation-capacity/>
- CeMIE-Geo. (2015). *Quiénes somos - CeMIEGeo*. <https://cemiegeo.org/nosotros/quienes-somos>
- Chiodini, G., Caliro, S., Cardellini, C., Avino, R., Granieri, D., & Schmidt, A. (2008). Carbon isotopic composition of soil CO<sub>2</sub> efflux, a powerful method to discriminate different sources feeding soil CO<sub>2</sub> degassing in volcanic-hydrothermal areas. *Earth and Planetary Science Letters*, 274(3–4), 372–379. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.051>
- Chiodini, G., Cioni, R., Guidi, M., Raco, B., & Marini, L. (1998). Soil CO<sub>2</sub> flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Applied Geochemistry*, 13(5), 543–552. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(97\)00076-0](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(97)00076-0)
- Chiodini G., Frondini, F. (2001) *Carbon dioxide degassing from Albani Hills volcanic region, Central Italy*. *Chemical Geology*, Vol. 177, pp. 67-83.
- Christenson, B., & Tassi, F. (2015). Gases in Volcanic Lake Environments. *Advances in Volcanology*, 125–153. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2\\_5/FIGURES/12](https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_5/FIGURES/12)
- CORDIS. (2020). *La colaboración entre Europa y México aborda sistemas geotérmicos no convencionales*. GEMex: Cooperation in Geothermal energy research Europe-Mexico for

development of Enhanced Geothermal Systems and Superhot Geothermal Systems.  
<https://cordis.europa.eu/article/id/415522-europe-mexico-collaboration-tackles-unconventional-geothermal-systems/es>

- David M., (1977). *Geostatistical ore reserve estimation*. El Servier Scientific Pub. Co. New York, pp 357.
- Deb, P., Knapp, D., Marquart, G., Clauser, C., & Trumpy, E. (2020). Stochastic workflows for the evaluation of Enhanced Geothermal System (EGS) potential in geothermal greenfields with sparse data: the case study of Acoculco, Mexico. *Geothermics*, 88.  
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101879>
- Dickson, M. H., & Fanelli, M. (2004). *¿Qué es la Energía Geotérmica?*
- DiPippo, R., & Renner, J. L. (2013). Geothermal Energy. En *Future Energy: Improved, Sustainable and Clean Options for our Planet* (pp. 471–492). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-099424-6.00022-3>
- Dobson, P. F. (2016). A Review of Exploration Methods for Discovering Hidden Geothermal Systems. En *GRC Transactions* (Vol. 40). <https://www.eia.gov/electricity/data/eia860/>;
- Emery, X. (2013). *Geoestadística*. (Reporte). Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- Espinoza-Ojeda, O. M., Prol-Ledesma, R. M., Iglesias, E. R., & Figueroa-Soto, A. (2017). Update and review of heat flow measurements in México. *Energy*, 121, 466–479.  
<https://doi.org/10.1016/j.energy.2017.01.045>
- Espinoza-Ojeda, O. M., Prol-Ledesma, R. M., & Muñoz-Jauregui, J. A. (2023). Update and Review of Continental Conductive Surface Heat Flow Measurements in México: An Analysis of Deep Boreholes. *Natural Resources Research*. <https://doi.org/10.1007/s11053-023-10173-9>
- Farina, B., Poletto, F., Mendrinós, D., Carcione, J. M., & Karytsas, C. (2019). Seismic properties in conductive and convective hot and super-hot geothermal systems. *Geothermics*, 82, 16–33.  
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.05.005>
- Federico, C., Corso, P. P., Fiordilino, E., Cardellini, C., Chiodini, G., Parello, F., & Pisciotta, A. (2010). CO<sub>2</sub> degassing at La Solfatara volcano (Phlegrean Fields): Processes affecting  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  of soil CO<sub>2</sub>. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(12), 3521–3538.  
<https://doi.org/10.1016/J.GCA.2010.03.010>
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. En *Tectonophysics* (Vols. 522–523, pp. 122–149). <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fine, G., & Stolper, E. (1986). Dissolved carbon dioxide in basaltic glasses: concentrations and speciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 76(3–4), 263–278.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90078-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90078-6)
- Forson, C., Faulds, J. E., & Wannamaker, P. (2014). Prospecting for a Blind Geothermal System Utilizing Geologic and Geophysical Data, Seven Troughs Range, Northwestern Nevada. En *GRC Transactions* (Vol. 38).

- Fridriksson, T. (2009). Diffuse CO<sub>2</sub> degassing through soil and geothermal exploration. Presented at Short course on surface exploration for geothermal resources. *United Nations University, Geothermal Training Programme*, 1–6. [www.westsystems.com/portable.html](http://www.westsystems.com/portable.html)
- Fridriksson, T., Padrón, E., Óskarsson, F., & Pérez, N. M. (2016). Application of diffuse gas flux measurements and soil gas analysis to geothermal exploration and environmental monitoring: Example from the Reykjanes geothermal field, SW Iceland. *Renewable Energy*, *86*, 1295–1307. <https://doi.org/10.1016/J.RENENE.2015.09.034>
- Fuhg, J. N., Fau, A., & Nackenhorst, Udo. (2021). *State-of-the-Art and Comparative Review of Adaptive Sampling Methods for Kriging*. *28*, 2689–2747. <https://doi.org/10.1007/s11831-020-09474-6>
- García Gutiérrez, A., Manuel, J., Jones, R., Mercado Herrera, A., Aviña Jiménez, H., Luna, V. T., Rubio Maya, C., Medina, J. V., Mendoza Covarrubias, C., & Licón, J. G. (2019). Geothermal Energy Direct Uses in México: Preliminary Results and Advances on Projects Developed by CeMIEGeo. En *GRC Transactions* (Vol. 43).
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Jiménez, A., Tolson, G., Mena, M., Sánchez-Núñez, J. M., Arce, J. L., Layer, P. W., Santoyo, M. Á., & Lermo-Samaniego, J. (2018). NW-SE Pliocene-Quaternary extension in the Apan-Acocolco region, eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *349*, 240–255. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.005>
- García-Valles, M., Pi, T., Alfonso, P., Canet, C., Martínez, S., Jiménez-Franco, A., Tarrago, M., & Hernández-Cruz, B. (2015). Kaolin from Acocolco (Puebla, Mexico) as raw material: Mineralogical and thermal characterization. *Clay Minerals*, *50*(3), 405–416. <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.3.12>
- Giggenbach, W. (1982). Carbon-13 exchange between CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> under geothermal conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *46*.
- Giggenbach, W. F. (1995). Variations in the chemical and isotopic composition of fluids discharged from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *68*(1–3), 89–116. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(95\)00009-J](https://doi.org/10.1016/0377-0273(95)00009-J)
- Grana, D., & Azevedo, L. (2020). Subsurface Geostatistical Modeling. En *Encyclopedia of Geology: Volume 1-6, Second Edition* (Vol. 1, pp. 900–907). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.11852-4>
- Guerrero-Martínez, F. J., Prol-Ledesma, R. M., Carrillo-De La Cruz, J. L., Rodríguez-Díaz, A. A., & González-Romo, I. A. (2020). A three-dimensional temperature model of the Acocolco caldera complex, Puebla, Mexico, from the Curie isotherm as a boundary condition. *Geothermics*, *86*. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101794>
- Gupta, H., & Roy, S. (2006). *Geothermal systems and resources*.
- Gupta, H., & Roy, S. (2007). Chapter 4 - GEOTHERMAL SYSTEMS AND RESOURCES. En *Geothermal Energy: an alternative resource for the 21st century* (1a ed., pp. 49–59). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-044452875-9/50004-6>

- Gutiérrez-Negrín, L. C. (2014, junio). *Aspectos relevantes de la iniciativa de ley de energía geotérmica en México*. <https://www.piensageotermia.com/blogs-aspectos-relevantes-de-la-iniciativa-de-ley-de-energia-geotermica-en-mexico/>
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A., Canchola-Félix, I., Romo-Jones, J. M., & Quijano-León, J. L. (2020). Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. *Proceedings World Geothermal Congress 2020+1*, 466(4).
- Handbook, (2012). Portable diffuse flux meter with LI-COR CO<sub>2</sub> detector. Release 8.2, September 2012. West Systems, Italy. 123 p.
- Hanson, M. C., Oze, C., & Horton, T. W. (2014a). Identifying blind geothermal systems with soil CO<sub>2</sub> surveys. *Applied Geochemistry*, 50, 106–114. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2014.08.009>
- Hanson, R. S., & Hanson, T. E. (1996). Methanotrophic bacteria. *Microbiological Reviews*, 60(2), 439–471. <https://doi.org/10.1128/MR.60.2.439-471.1996>
- Hernández Arias, E. H. (2018). *Medición y análisis del flujo de CO<sub>2</sub> en las zonas geotérmicas Alcaparrosa y Los Azufres en el Estado de Puebla, México*. Instituto de Energías Renovables .
- Hersir, G. P., Guðnason, E. Á., & Flóvenz, Ó. G. (2022). 7.04 - Geophysical Exploration Techniques. En *Comprehensive Renewable Energy, Second Edition: Volume 1-9* (Vols. 1–7, pp. 26–79). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819727-1.00128-X>
- Hochstein, M. P. (1990). *Classification and assessment of geothermal resources Aluto volcanic geothermal system View project Banda Arc Reconnaissance View project*. <https://www.researchgate.net/publication/316876669>
- Iannelli, L., & Gil, S. (2012). Acondicionamiento térmico de aire usando energía geotérmica-ondas de calor. *Latin-American Journal of Physics Education*, 6(1), 99–105. <http://www.lajpe.org>
- Iglesias, E. R., Torres, R. J., Martínez-Estrella, I., & Reyes-Picasso, N. (2015). Summary of the 2014 Assessment of Medium-to Low-Temperature Mexican Geothermal Resources. *Proceedings World Geothermal Congress*, 19–25.
- INEEL. (2023). *Enmienda a los Documentos de Licitación: Adquisición de Servicios de perforación de pozos geotérmicos* . [moz-extension://5cca65a1-58ac-4ed4-87e6-e38373eda5bb/enhanced-reader.html?openApp&pdf=https%3A%2F%2Fgeotermia.ineel.mx%2Fcontent%2Fminimal%2Fdocumentos%2FEnmiendaQuintaDocumentosLicitacionCE018T0K001E82023LPI.pdf](https://5cca65a1-58ac-4ed4-87e6-e38373eda5bb/enhanced-reader.html?openApp&pdf=https%3A%2F%2Fgeotermia.ineel.mx%2Fcontent%2Fminimal%2Fdocumentos%2FEnmiendaQuintaDocumentosLicitacionCE018T0K001E82023LPI.pdf)
- IRENA, & IGA. (2023). *Global geothermal market and technology assessment*. [www.irena.org](http://www.irena.org)
- Jácome Paz, M. P., & Delgado Granados, H. (2022). *Uso de flujómetro de West System ® y elaboración de mapas con Wingslib ®* (2022a ed.).
- Jácome Paz, M. P., Taran, Y., Inguaggiato, S., & Collard, N. (2016). CO<sub>2</sub> flux and chemistry of El Chichón crater lake (México) in the period 2013–2015: Evidence for the enhanced volcano activity. *Geophysical Research Letters*, 43(1), 127–134. <https://doi.org/10.1002/2015GL066354>

- Jentsch, A., Duesing, W., Jolie, E., & Zimmer, M. (2021). Monitoring the response of volcanic CO<sub>2</sub> emissions to changes in the Los Hornos hydrothermal system. *Scientific Reports*, 11(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-021-97023-x>
- Jolie, E., Liotta, D., Lelli, M., Bruhn, D., López Hernández, A., Garduño-Monroy, H., Páll Hersir, G., Arango-Galván, C., Bonté, D., Calcagno, P., Deb, P., Clauser, C., Peters, E., Ochoa, A. F. H., Huenges, E., Acevedo, I. G., Kieling, K., Trumphy, E., Vargas, J., ... Team, G. (2018). GEMex-A Mexican-European Research Cooperation on Development of Superhot and Engineered Geothermal Systems. *PROCEEDINGS, 43rd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. <https://www.researchgate.net/publication/333163148>
- Jones, J. M. R., & Kretzschmar, T. G. (2017). The Mexican Center of Innovation in Geothermal Energy, CeMIE-Geo: Challenges and Opportunities. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17, 905–908. <https://doi.org/10.1016/J.PROEPS.2017.01.013>
- Jorquera, C. (2022, diciembre 6). *México apoya el desarrollo de una segunda generación de proyectos geotermoeléctricos*. <https://www.piensageotermia.com/programa-de-financiamiento-y-transferencia-de-riesgos-para-la-geotermia-en-mexico/>
- Kulasekara, H., & Seynubadeen, V. (2019). A review of geothermal energy for future power generation. *2019 5th International Conference on Advances in Electrical Engineering, ICAEE 2019*, 223–228. <https://doi.org/10.1109/ICAEE48663.2019.8975470>
- Lantuéjoul, C. (2002). Geostatistical Simulation. *Geostatistical Simulation*. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-04808-5>
- Lepillier, B., Daniilidis, A., Doonechaly Gholizadeh, N., Bruna, P. O., Kummerow, J., & Bruhn, D. (2019). A fracture flow permeability and stress dependency simulation applied to multi-reservoirs, multi-production scenarios analysis. *Geothermal Energy*, 7(1). <https://doi.org/10.1186/s40517-019-0141-8>
- Lewicki, J. L., & Hilley, G. E. (2009). Eddy covariance mapping and quantification of surface CO<sub>2</sub> leakage fluxes. *Geophysical Research Letters*, 36(21). <https://doi.org/10.1029/2009GL040775>
- Lewicki, J. L., & Oldenburg, C. M. (2004). *LBNL-56895 Strategies for Detecting Hidden Geothermal Systems by Near-Surface Gas Monitoring*.
- Lewicki, J. L., & Oldenburg, C. M. (2005, enero 19). *Near-Surface CO<sub>2</sub> Monitoring And Analysis To Detect Hidden Geothermal Systems*. <https://escholarship.org/uc/item/88v4k3kb>
- Ley de la Industria Eléctrica, la Ley de Energía Geotérmica y Reforma a la Ley de Aguas Nacionales. [Ley de Energía Geotérmica], 31 de Octubre de 2014, (Estados Unidos Mexicanos).
- Lindal, B., (1973). Industrial and other applications of geothermal energy. In: Armtead., H.C.G., ed., *Geothermal Energy*, UNESCO, Paris, pp. 135.
- López-Hernández, A. (2009). *Evolución Volcánica del Complejo Tulancingo-Acocolco y su sistema Hidrotermal, estados de Hidalgo y Puebla, México* [Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México]. 132.248.9.195/ptd2009/agosto/0647156/Index.html
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., & Quijano-León, J. L. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo-Acocolco Caldera

- Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38(3), 279–293.  
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2009.05.001>
- Lorenzo Pulido, C., Flores Armenta, M., & Ramírez Silva, G. (2011). Caracterización de un yacimiento de roca seca caliente en la zona geotérmica de Acoculco, Pue. *Geotermia*, 24, 59–69.
- Lowenstern, J. B., Bergfeld, D., Evans, W. C., & Hunt, A. G. (2015). *Origins of geothermal gases at Yellowstone*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.06.010>
- Lund, J. W. (2007). Development and utilization of geothermal resources. *ISES Solar World Congress 2007, ISES 2007, 1*, 87–95. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-75997-3\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-540-75997-3_13)
- Lund, J. W., Hutterer, G. W., & Toth, A. N. (2022). Characteristics and trends in geothermal development and use, 1995 to 2020. *Geothermics*, 105.  
<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102522>
- Lund, J. W., & Toth, A. N. (2021). Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. *Geothermics*, 90. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915>
- Manzella, A., Allansdottir, A., & Pellizzone, A. (2019). *Geothermal Energy and Society* (Vol. 67). <http://www.springer.com/series/8874>
- Moraga, J., Duzgun, H. S., Cavur, M., & Soydan, H. (2022). *The Geothermal Artificial Intelligence for geothermal exploration*. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2022.04.113>
- Nicholson, K. (1993). Geothermal Fluids. *Geothermal Fluids*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77844-5>
- Ojeda Espinoza, O. M., & Santoyo Gutiérrez, E. R. (2011). Evaluación del régimen térmico del subsuelo y sus implicaciones en el análisis y explotación de los sistemas geoenergéticos (pozos geotérmicos, petroleros y permafrost). *GEOS*, 31.  
<http://www.esustentable.com/2008/11/>
- Ordaz Méndez, C. A., Flores Armenta, M., & Ramírez Silva, G. (2011). *Potencial geotérmico de la República Mexicana Geothermal potential in Mexico* (Vol. 24, Número 1).
- Pan, C., Ch Avez, O., Romero, C. E., Levy, E. K., Corona, A. A., & Rubio-Maya, C. (2016). *Heat mining assessment for geothermal reservoirs in Mexico using supercritical CO 2 injection*. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2016.02.072>
- Pandarínath, K., García-Soto, A. Y., Santoyo, E., Guevara, M., & Gonzalez-Partida, E. (2020). *Mineralogical and geochemical changes due to hydrothermal alteration of the volcanic rocks at Acoculco geothermal system, Mexico*. *Geological Journal*, 55(9), 6508–6526.  
<https://doi.org/10.1002/gj.3817>
- Peiffer, L., Bernard-Romero, R., Mazot, A., Taran, Y. A., Guevara, M., & Santoyo, E. (2014). Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acoculco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.019>

- Pérez González, E. (2023). *Sistema deshidratador geotérmico de alimentos (DGA 200) funcionamiento y análisis sensorial y microbiológico* [Tesis de Doctoral]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Secretaría de Energía (2023). Programa de Desarrollo del Sistema Eléctrico Nacional *PRODESEN 2023-2037*. <https://base.energia.gob.mx/PRODESEN2023/Anexo3.pdf>
- Prol-Ledesma, R.-M., Carrillo-De La Cruz, J.-L., Torres-Vera, M.-A., Membrillo-Abad, A.-S., Espinoza-Ojeda, O.-M., Prol-Ledesma, R. M., Carrillo-De La Cruz, J. L., Torres-Vera, M. A., Membrillo-Abad, A. S., & Espinoza-Ojeda, O. M. (2018). *Heat flow map and geothermal resources in Mexico \$ Mapa de flujo de calor y recursos geotérmicos de México*. <https://doi.org/10.22201/igg.25940694.2018.2.51.105>
- Quinto, A., Santoyo, E., Torres, V., González, E., & Castillo, D. (1995). Estudio geoquímico-ambiental de los efluentes naturales producidos en la zona geotérmica de Acapulco, Puebla. *Ingeniería Hidráulica en México*, 10(3), 21–27. <http://revistatyca.org.mx/ojs/index.php/tyca/article/view/729/716>
- Richard, L., Pinti, D. L., Hélie, J. F., Hernández, A. L., Shibata, T., Castro, M. C., Sano, Y., Shouakar-Stash, O., & Sandoval-Medina, F. (2019). Variability of deep carbon sources in Mexican geothermal fluids. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 370, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.026>
- Richter, A. (2023). *ThinkGeoEnergy's Top 10 Geothermal Countries 2022 – Power Generation Capacity (MW)*. <https://www.thinkgeoenergy.com/thinkgeoenergys-top-10-geothermal-countries-2022-power-generation-capacity-mw/>
- Romo-Jones, J. M., & Vélez-Andrade, L. V. (2023). *CeMIEGeo: Contribución a la sociedad y al conocimiento*. <https://cemiegeo.cicese.mx/>
- Sánchez-Córdova, M. M., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A., González-Partida, E., & Linares-López, C. (2019). Water-rock interactions in the Acapulco geothermal system, eastern Mexico: Insights from paragenesis and elemental mass-balance. *Chemie der Erde*, 80(1). <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2019.06.003>
- Santos-Raga, G. (2019). *Evaluación Geoquímica de la composición de Fluidos (Elementos mayores y traza) para la exploración de Sistemas Geotérmicos Ocultos: El caso de Acapulco, Puebla (México)* [Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México]. 132.248.9.195/ptd2019/noviembre/0798307/Index.html
- Santos-Raga, G., Santoyo, E., Guevara, M., Almirudis, E., Pérez-Zarate, D., & Yáñez-Dávila, D. (2021a). Tracking geochemical signatures of rare earth and trace elements in spring waters and outcropping rocks from the hidden geothermal system of Acapulco, Puebla (Mexico). *Journal of Geochemical Exploration*, 227. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106798>
- Santoyo, E., Acevedo-Anicasio, A., Pérez-Zarate, D., & Guevara, M. (2018). Evaluation of Artificial Neural Networks and Eddy Covariance Measurements for Modelling the CO2 Flux Dynamics in the Acapulco Geothermal Caldera (Mexico). *International Journal of Environmental Science and Development*, 9(10), 298–302.
- Santoyo, E., & Barragán-Reyes, R. M. (2010). Energía Geotérmica. *Ciencia - Academia Mexicana de Ciencias*, 61(2), 40–51.



- Santoyo-Gutiérrez, E., & Torres-Alvarado, I. S. (2010). Escenario futuro de explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentable. *Revista Digital Universitaria*, 11, 1–26.
- Secretaría de Energía. (2023). *Balance Nacional de Energía (BNE)*. <https://base.energia.gob.mx/BNE/BalanceNacionalDeEnerg%C3%ADa2022.pdf>
- Secretaría de Energía. (2015, julio 15). *Centros Mexicanos de Innovación en Energía*. <https://www.gob.mx/sener/articulos/centros-mexicanos-de-innovacion-en-energia>
- Sharmin, T., Khan, N. R., Akram, M. S., & Ehsan, M. M. (2023). A State-of-the-Art Review on Geothermal Energy Extraction, Utilization, and Improvement Strategies: Conventional, Hybridized, and Enhanced Geothermal Systems. En *International Journal of Thermofluids* (Vol. 18). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.ijft.2023.100323>
- Sichel H.S., (1966). *The estimation of means and associated confidence limits form small samples from lognormal population*. Symposium and Mathematical Statistics and Computer Applications in Ore Valuation. The South Africa Institute of Mining and Metallurgy, 106-122.
- Silver, L. A., Ihinger, P. D., & Stolper, E. (1990). The influence of bulk composition on the speciation of water in silicate glasses. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104(2), 142–162. <https://doi.org/10.1007/BF00306439/METRICS>
- Sinclair, A. J. (1974). SELECTION OF THRESHOLD VALUES IN GEOCHEMICAL DATA USING PROBABILITY GRAPHS. En *Journal of Geochemical Exploration* (Vol. 3).
- Soltani, M., Moradi Kashkooli, F., Souri, M., Rafiei, B., Jabarifar, M., Gharali, K., & Nathwani, J. S. (2021). Environmental, economic, and social impacts of geothermal energy systems. En *Renewable and Sustainable Energy Reviews* (Vol. 140). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/j.rser.2021.110750>
- Sosa-Ceballos, G., Macías, J. L., Avellán, D. R., Salazar-Hermenegildo, N., Boijseauneau-López, M. E., & Pérez-Orozco, J. D. (2018). The Acoculco Caldera Complex magmas: Genesis, evolution and relation with the Acoculco geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 288–306. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.002>
- Steingrímsson, B., Gunnlaugsson, E., Saemundsson, K., & Axelsson, G. (2022). 7.02 - Nature and Classification of Geothermal Resources. En *Comprehensive Renewable Energy, Second Edition: Volume 1-9* (Vols. 1–7, pp. 3–17). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-819727-1.00118-7>
- Tang, J., Baldocchi, D. D., Qi, Y., & Xu, L. (2003). Assessing soil CO<sub>2</sub> efflux using continuous measurements of CO<sub>2</sub> profiles in soils with small solid-state sensors. *Agricultural and Forest Meteorology*, 118(3–4), 207–220. [https://doi.org/10.1016/S0168-1923\(03\)00112-6](https://doi.org/10.1016/S0168-1923(03)00112-6)
- Taussi, M., Brogi, A., Liotta, D., Nisi, B., Perrini, M., Vaselli, O., Zambrano, M., & Zucchi, M. (2022). CO<sub>2</sub> and heat energy transport by enhanced fracture permeability in the Monterotondo Marittimo-Sasso Pisano transfer fault system (Larderello Geothermal Field, Italy). *Geothermics*, 105. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102531>
- Taussi, M., Nisi, B., Pizarro, M., Morata, D., Veloso, E. A., Volpi, G., Vaselli, O., & Renzulli, A. (2019). *Sealing capacity of clay-cap units above the Cerro Pabellón hidden geothermal system*

(northern Chile) derived by soil CO<sub>2</sub> flux and temperature measurements.  
<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.009>

- Tessier, A., Fortin, D., Belzile, N., DeVitre, R. R., & Leppard, G. G. (1996). Metal sorption to diagenetic iron and manganese oxyhydroxides and associated organic matter: Narrowing the gap between field and laboratory measurements. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(3), 387–404. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00413-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00413-0)
- Tjorvi Elíasson, E., Thorhallsson, S., & Steingrímsson, B. (2014, marzo). Geothermal Power Plants. *Short Course VI on Utilization of Low- and Medium-Enthalpy Geothermal Resources and Financial Aspects of Utilization*.
- Venturi, S., Tassi, F., Magi, F., Cabassi, J., Ricci, A., Capecchiacci, F., Caponi, C., Nisi, B., & Vaselli, O. (2019). Carbon isotopic signature of interstitial soil gases reveals the potential role of ecosystems in mitigating geogenic greenhouse gas emissions: Case studies from hydrothermal systems in Italy. *Science of the Total Environment*, 655, 887–898. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.11.293>
- Verma, S. P. (2001). Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from acoculco caldera, eastern mexican volcanic belt. *International Geology Review*, 43(1), 31–51. <https://doi.org/10.2747/1938-2839.43.1.51>
- Viera Díaz, M. A. (2002). *Geoestadística Aplicada*. Instituto de Geofísica, UNAM, Instituto de Geofísica y Astronomía, CITMA, Cuba. <http://mmc2.geofisica.unam.mx/>
- Viggiano-Guerra, J. C., Flores-Armenta, M., & Ramírez-Silva, G. R. (2011). *Evolución del sistema geotérmico de Acoculco, Pue., México: un estudio con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2 y en otras consideraciones*. 14–24.
- Viveiros, F., Chiodini, G., Cardellini, C., Caliro, S., Zanon, V., Silva, C., Rizzo, A. L., Hipólito, A., & Moreno, L. (2020). Deep CO<sub>2</sub> emitted at Furnas do Enxofre geothermal area (Terceira Island, Azores archipelago). *An approach for determining CO<sub>2</sub> sources and total emissions using carbon isotopic data*. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106968>
- Waletzko, E. J., & Mitsch, W. J. (2014). Methane emissions from wetlands: An in situ side-by-side comparison of two static accumulation chamber designs. *Ecological Engineering*, 72, 95–102. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2013.09.008>
- Wallace, P., & Carmichael, I. S. E. (1992). Sulfur in basaltic magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(5), 1863–1874. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90316-B](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90316-B)
- Yadav, K., Sircar, A., & Yadav, A. (2022). Geothermal Energy: Utilization, Technology and Financing. En *Geothermal Energy: Utilization, Technology and Financing*. CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9781003204671>



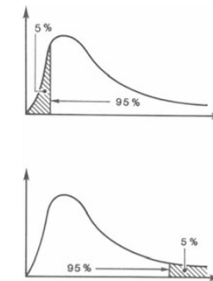


**Appendix Table 7a.** Wainstein's table for the estimation of the one-sided lower 95% confidence interval, i.e. the *lower* boundary of the *central* 90% confidence interval, of the arithmetic mean of a lognormal population [logarithmic variance  $\beta^2$  based on natural logarithms, for  $n = 5$  to 20 (Wainstein 1975) for  $n = 50$  to 1000 (Sichel 1966)] (South African Institute of Mining and Metallurgy) (see Fig. 109a)

$\beta^2$	n = 5	n = 10	n = 15	n = 20	n = 50	n = 100	n = 1000
0.00	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000
0.02	0.8978	0.9333	0.9458	0.9540	0.9697	0.9782	0.9927
0.04	0.8589	0.9071	0.9246	0.9344	0.9573	0.9692	0.9895
0.06	0.8302	0.8874	0.9079	0.9200	0.9478	0.9622	0.9872
0.08	0.8070	0.8708	0.8943	0.9077	0.9398	0.9564	0.9852
0.10	0.7870	0.8563	0.8821	0.8972	0.9328	0.9512	0.9833
0.12	0.7693	0.8439	0.8716	0.8878	0.9264	0.9464	0.9817
0.14	0.7535	0.8323	0.8617	0.8790	0.9204	0.9420	0.9801
0.16	0.7389	0.8216	0.8527	0.8709	0.9149	0.9380	0.9787
0.18	0.7255	0.8116	0.8442	0.8632	0.9097	0.9341	0.9773
0.20	0.7129	0.8023	0.8360	0.8558	0.9048	0.9304	0.9760
0.30	0.6605	0.7618	0.8008	0.8243	0.8828	0.9139	0.9701
0.40	0.6187	0.7284	0.7717	0.7981	0.8639	0.8996	0.9648
0.50	0.5838	0.6995	0.7462	0.7744	0.8470	0.8867	0.9600
0.60	0.5538	0.6739	0.7270	0.7534	0.8313	0.8741	0.9554
0.70	0.5277	0.6508	0.7020	0.7338	0.8168	0.8632	0.9511
0.80	0.5044	0.6297	0.6825	0.7156	0.8030	0.8525	0.9470
0.90	0.4836	0.6103	0.6646	0.6987	0.7899	0.8421	0.9429
1.00	0.4650	0.5923	0.6476	0.6826	0.7774	0.8322	0.9389
1.10	0.4481	0.5756	0.6317	0.6674	0.7654	0.8226	0.9351
1.20	0.4328	0.5599	0.6165	0.6530	0.7538	0.8133	0.9313
1.30	0.4189	0.5452	0.6023	0.6393	0.7426	0.8042	0.9276
1.40	0.4062	0.5315	0.5888	0.6262	0.7318	0.7954	0.9240
1.50	0.3946	0.5186	0.5760	0.6137	0.7214	0.7868	0.9203
1.60	0.3840	0.5065	0.5637	0.6018	0.7112	0.7784	0.9168
1.70	0.3743	0.4950	0.5521	0.5904	0.7014	0.7702	0.9133
1.80	0.3655	0.4842	0.5410	0.5794	0.6918	0.7622	0.9098
1.90	0.3574	0.4740	0.5305	0.5688	0.6825	0.7544	0.9064
2.00	0.3501	0.4644	0.5203	0.5587	0.6734	0.7466	0.9030
2.10	0.3433	0.4552	0.5106	0.5489	0.6646	0.7391	0.8996
2.20	0.3372	0.4466	0.5014	0.5395	0.6560	0.7317	0.8962
2.30	0.3316	0.4385	0.4925	0.5304	0.6476	0.7245	0.8929
2.40	0.3266	0.4308	0.4840	0.5217	0.6394	0.7173	0.8896

$\beta^2$	n = 5	n = 10	n = 15	n = 20	n = 50	n = 100	n = 1000
2.50	0.3220	0.4234	0.4759	0.5133	0.6314	0.7104	0.8864
2.60	0.3179	0.4166	0.4681	0.5044	0.6236	0.7035	0.8831
2.70	0.3142	0.4100	0.4606	0.4974	0.6160	0.6967	0.8799
2.80	0.3110	0.4039	0.4535	0.4899	0.6085	0.6901	0.8767
2.90	0.3081	0.3981	0.4467	0.4826	0.6012	0.6836	0.8736
3.00	0.3055	0.3926	0.4401	0.4756	0.5941	0.6772	0.8704
3.10	0.3033	0.3874	0.4338	0.4689	0.5872		
3.20	0.3014	0.3825	0.4278	0.4624	0.5804		
3.30	0.2999	0.3770	0.4220	0.4561	0.5738		
3.40	0.2986	0.3736	0.4165	0.4500	0.5673		
3.50	0.2976	0.3695	0.4112	0.4442	0.5609		
3.60	0.2969	0.3656	0.4062	0.4385	0.5547		
3.70	0.2964	0.3621	0.4013	0.4331	0.5486		
3.80	0.2962	0.3587	0.3967	0.4278	0.5427		
3.90	0.2963	0.3556	0.3923	0.4228	0.5369		
4.00	0.2965	0.3527	0.3880	0.4179	0.5312		
4.10	0.2971	0.3500	0.3840	0.4132			
4.20	0.2978	0.3475	0.3801	0.4086			
4.30	0.2988	0.3452	0.3765	0.4043			
4.40	0.3000	0.3430	0.3729	0.4001			
4.50	0.3014	0.3411	0.3696	0.3960			
4.60	0.3030	0.3393	0.3664	0.3921			
4.70	0.3048	0.3378	0.3634	0.3883			
4.80	0.3069	0.3363	0.3605	0.3847			
4.90	0.3091	0.3351	0.3578	0.3812			
5.00	0.3116	0.3340	0.3552	0.3778			

**Fig.109a-b.** The lognormal distribution: a with lower confidence interval; b with upper confidence interval



Appendix Table 7b. Wainstein's table for the estimation of the one-sided lower 95% confidence interval, i.e. the upper limit of the central 90% confidence interval, of the arithmetic mean of a lognormal distribution [logarithmic variance  $\beta^2$  based on natural logarithms, for  $n = 5$  to 20 (Wainstein 1975) for  $n = 50$  to 1000 (Sichel 1966)] (South African Institute of Mining and Metallurgy) (see Fig. 109b)

$\beta^2$	n = 5	n = 10	n = 15	n = 20	n = 50	n = 100	n = 1000
0.00	1.0000	1.0000	1.0000	1.0000	1.000	1.000	1.000
0.02	1.2411	1.1170	1.0845	1.0671	1.038	1.026	1.007
0.04	1.3623	1.1712	1.1221	1.0990	1.055	1.037	1.011
0.06	1.4664	1.2156	1.1538	1.1239	1.069	1.046	1.013
0.08	1.5613	1.2559	1.1812	1.1462	1.080	1.053	1.015
0.10	1.6518	1.2934	1.2070	1.1661	1.091	1.060	1.017
0.12	1.7405	1.3272	1.2301	1.1845	1.100	1.066	1.019
0.14	1.8270	1.3606	1.2527	1.2023	1.109	1.072	1.020
0.16	1.9136	1.3930	1.2741	1.2191	1.118	1.078	1.022
0.18	1.9993	1.4247	1.2951	1.2356	1.126	1.084	1.023
0.20	2.0867	1.4554	1.3160	1.2523	1.135	1.089	1.025
0.30	2.5320	1.6065	1.4147	1.3279	1.172	1.113	1.031
0.40	3.0191	1.7564	1.5090	1.3988	1.207	1.135	1.037
0.50	3.5628	1.9099	1.6031	1.4705	1.240	1.156	1.042
0.60	4.1756	2.0696	1.6824	1.5412	1.273	1.175	1.047
0.70	4.8696	2.2374	1.7984	1.6137	1.306	1.196	1.052
0.80	5.6634	2.4149	1.9007	1.6877	1.338	1.215	1.057
0.90	6.5703	2.6037	2.0061	1.7635	1.371	1.235	1.062
1.00	7.6047	2.8050	2.1169	1.8424	1.404	1.254	1.067
1.10	8.7946	3.0194	2.2328	1.9239	1.437	1.274	1.071
1.20	10.1548	3.2501	2.3551	2.0083	1.471	1.294	1.076
1.30	11.7177	3.4968	2.4827	2.0958	1.506	1.314	1.080
1.40	13.5127	3.7610	2.6168	2.1874	1.540	1.334	1.085
1.50	15.5693	4.0454	2.7581	2.2819	1.576	1.354	1.089
1.60	17.9276	4.3507	2.9069	2.3804	1.613	1.374	1.094
1.70	20.6390	4.6799	3.0640	2.4838	1.650	1.395	1.098
1.80	23.7488	5.0341	3.2289	2.5916	1.688	1.416	1.103
1.90	27.3182	5.4141	3.4032	2.7042	1.728	1.438	1.107
2.00	31.3985	5.8248	3.5883	2.8217	1.767	1.459	1.112
2.10	36.0792	6.2676	3.7832	2.9454	1.808	1.481	1.116
2.20	41.4437	6.7454	3.9895	3.0739	1.850	1.504	1.121
2.30	47.5859	7.2596	4.2078	3.2091	1.893	1.526	1.125
2.40	54.6113	7.8149	4.4382	3.3506	1.937	1.549	1.130

$\beta^2$	n = 5	n = 10	n = 15	n = 20	n = 50	n = 100	n = 1000
2.50	62.6606	8.4151	4.6833	3.4979	1.982	1.572	1.134
2.60	71.8613	9.0606	4.9411	3.6700	2.029	1.596	1.139
2.70	82.3661	9.7588	5.2145	3.8156	2.076	1.620	1.144
2.80	94.3775	10.5124	5.5045	3.9860	2.125	1.645	1.148
2.90	108.115	11.3263	5.8112	4.1638	2.175	1.670	1.153
3.00	123.750	12.2057	6.1368	4.3511	2.226	1.695	1.158
3.10	141.632	13.1539	6.4801	4.5477	2.279		
3.20	162.014	14.1793	6.8461	4.7530	2.333		
3.30	185.244	15.2885	7.2324	4.9695	2.388		
3.40	211.722	16.4835	7.6430	5.1958	2.445		
3.50	241.829	17.7800	8.0781	5.4335	2.504		
3.60	276.140	19.1781	8.5394	5.6832	2.564		
3.70	315.198	20.6894	9.0286	5.9445	2.626		
3.80	359.607	22.3201	9.5476	6.2202	2.689		
3.90	410.033	24.0878	10.0983	6.5090	2.754		
4.00	467.417	25.9967	10.6828	6.8126	2.821		
4.10	532.494	28.0586	11.3034	7.1320			
4.20	606.446	30.2911	11.9606	7.4667			
4.30	690.289	32.7042	12.6607	7.8188			
4.40	785.542	35.3133	13.4026	8.1881			
4.50	893.390	38.1351	14.1912	8.5768			
4.60	1015.74	41.1878	15.0297	8.9861			
4.70	1154.22	44.4911	15.9190	9.4172			
4.80	1311.09	48.0599	16.8623	9.8681			
4.90	1488.76	51.9165	17.8687	10.3448			
5.00	1689.53	56.0924	18.9342	10.8454			