



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA UNIDAD MICHOACÁN

**EXPLORACIÓN GEOQUÍMICA Y GEOLÓGICA PARA LA
ZONA TERMAL DE PURUÁNDIRO, MICHOACÁN**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

ATHENEA CASTILLO RAMÍREZ

TUTORA

Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada
Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, UNAM

COMITÉ TUTOR

Dra. Isabel Pérez Martínez
Investigadores por México CONAHCYT-Instituto de Geofísica, UNAM
Dra. Isabel Israde Alcántara
Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, UMSNH

Morelia, Michoacán, México - Diciembre 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser ahora mi segunda Alma Máter, por sentar en mí el espíritu científico y de contribución a la sociedad, por forjarme en el área de especialización deseada y brindarme experiencias únicas en el ámbito profesional. Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), por abrirme las puertas a un mundo de las Ciencias de la Tierra de calidad, por lo impartido, apoyo brindado, y oportunidad de conocer excelentes académicos y compañeros geocientíficos.

Al Programa Nacional de Posgrados de Calidad y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por hacer posible que las personas interesadas en la investigación científica podamos dedicarnos a ella de tiempo completo, con sustento para lograrlo.

A la Dra. Ruth E. Villanueva por ser el pilar fundamental en mi formación nivel maestría, por cada una de sus enseñanzas académicas, experiencias profesionales, asesoría, apoyo incondicional, confianza, así como alegrías compartidas durante la investigación realizada.

A mi Comité Tutor, conformado por las Dras. Isabel Pérez e Isabel Israde, por ser también excelentes guías en el desarrollo del presente proyecto, por externar sus saberes, su tiempo y dedicación a la revisión de cada avance, y su calidad humana. A mi Comité Jurado, constituido además por la Dra. Gabriela Gómez y el Mtro. Felipe García, por su apoyo en todo momento, valioso aporte, comentarios constructivos y cada conocimiento compartido.

A mis profesores de la Maestría en Ciencias de la Tierra, por su impartición de valiosas clases, entrega, vocación, comentarios, dedicación para prácticas de campo y de laboratorio.

A las Autoridades Municipales de Puruándiro, Michoacán; en especial al Mtro. Abundio Aguilar (Secretario Particular), por su disposición en todo momento para otorgar las facilidades necesarias en los trabajos de campo de la zona de estudio, y su recibimiento tan amable en la comunidad. Así mismo, al Ing. José Tapia de la Oficina de Agua Potable y Alcantarillado, y el Ing. José Otero por sus atenciones, facultades, información requerida de los pozos de agua muestreados y acompañamiento a ellos; y a la Policía Municipal por su valioso apoyo de seguridad en las campañas de campo y muestreo.

Al personal administrativo del IGUM por su calidez y apoyo a cada requerimiento de gestión del proyecto. A la Mtra. Nora Ceniceros y la Dra. Norma Pano de la Unidad de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos por llevar a cabo el análisis hidrogeoquímico, al igual que por su orientación en él, así como tiempo y momentos compartidos; al Mtro. Guillermo Cisneros de la Unidad de Sistemas de Información Geográfica por su amabilidad, apoyo y disposición de información cartográfica de la zona estudiada; a la Dra. Teresa Pi del Laboratorio de Difracción de Rayos X del LANGEM en el Instituto de Geología, por su atención brindada y realización de análisis de roca; al Mtro. Felipe García por su acompañamiento, tan importante apoyo en trabajo de campo, facilidades para la elaboración de muestras de láminas delgadas en el Laboratorio de Petrografía, orientaciones para con la investigación, además de su ayuda, generosidad, consejo, agradable compañía y experiencias. A la Mtra. Fabiola Mendiola por sus lindas atenciones para conmigo, por su fraternidad y alegrías.

Muy destacado agradecimiento a mis padres, por sus valores, crianza y educación brindada desde pequeña, por su amor, cariño, paciencia y apoyo incondicional en cada paso dado, y por ser todo ello, el mejor soporte de vida que pude haber deseado. A mi familia (abues, tías, tíos, primas, primos, sobrinas) por su especial cariño, cercanía, escucha, acompañamiento en cada tipo de vivencias, impulso y soporte fraterno.

A mis amigas y amigos cercanos de cada lugar, por estar siempre presentes en los aspectos de la vida, brindarme su esencia y contento a lo largo del tiempo, por crecer juntos, acompañarnos en nuevos caminos, permitir formar parte de mi familia elegida, y ejemplificar lo que significa la palabra amistad.

A la vida y mi salud, por permitirme alcanzar una meta más, por enseñarme a sobreponerme a momentos complicados, por colocar en mi camino a personas muy especiales, por otorgarme nuevas experiencias académicas y personales durante esta etapa de la que tanto aprendí y disfruté.

Gracias, gracias, gracias.

ACR

ÍNDICE

Resumen	11
Abstract	12
1. INTRODUCCIÓN	14
1.1 Planteamiento del problema	14
1.2 Justificación	15
1.3 Hipótesis	15
1.4 Objetivos	15
1.5 Localización área de estudio y vías de acceso	16
1.6 Principales actividades económicas.....	17
1.7 Marco geológico	17
1.7.1 Geología regional.....	17
1.7.2 Geología local	20
1.8 Marco hidrológico	24
1.8.1 Clima	24
1.8.2 Precipitación media anual.....	25
1.8.3 Cuenca geohidrológica, acuífero regional e hidrografía	26
1.8.4 Unidades geohidrológicas.....	29
2. MARCO TEÓRICO	32
3. METODOLOGÍA	45
3.1 Trabajo de gabinete.....	45
3.2 Trabajo de campo	46
3.2.1 Diseño de bitácora de muestreo de aguas.....	48
3.2.2 Muestreo de aguas	49
3.2.3 Parámetros fisicoquímicos de T, pH, CE y STD	53
3.2.4 Muestreo de roca y registro de datos estructurales	53
3.3 Esquema general de muestreo y análisis.....	53
3.4 Trabajo de laboratorio.....	54
3.4.1 Petrografía mediante Microscopio Petrográfico.....	55
3.4.2 Difracción de Rayos X (DRX).....	58
3.4.3 Espectroscopía de Absorción Láser de Intracavidad (CRDS - Cavity Ring Down Spectroscopy)	61
3.4.4 Titulación volumétrica	63

3.4.5	Cromatografía Iónica	65
3.4.6	Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES - Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry).....	67
4.	RESULTADOS	68
4.1	Hidrografía y microfrecuencia.....	68
4.2	Lineamientos, datos estructurales de campo y unidades litológicas de Puruándiro	69
4.3	Petrografía y mineralogía	77
4.5	Caracterización fisicoquímica de aguas termales y pozos hídricos en Puruándiro	94
4.5.1	Comparativo de parámetros fisicoquímicos de trabajos de campo	97
4.5.2	Elaboración de mapas de distribución espacial	100
4.5.3	Análisis cuantitativo.....	103
4.6	Relación isotópica de elementos estables en agua.....	106
4.7	Componentes mayoritarios	109
4.7.1	Evaluación de la calidad de los resultados	109
4.7.2	Concentración de constituyentes químicos mayores	110
4.8	Concentración de elementos menores y traza	115
4.9	Mapas de distribución de elementos químicos importantes en contexto geotérmico.....	120
5.	INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	123
5.1	Precipitación para recarga meteórica a acuífero termal.....	123
5.2	Parámetros fisicoquímicos	123
5.3	Hidrogeoquímica	124
5.3.1	Identificación de tipo de agua.....	125
5.3.2	Origen del agua.....	136
5.3.3	Propuesta de modelo de mezcla.....	138
5.4	Interacción agua-roca.....	140
5.5	Daños a la salud por elementos potencialmente tóxicos (EPTs).....	141
5.6	Estimación de temperatura de reservorio hidrotermal	145
5.6.1	Geotermometría Catiónica y de Sílice.....	145
5.6.2	Geotermometría Multicomponente	152
5.6.3	Mineralogía de Alteración Hidrotermal	156
5.7	Esquemas geohidrológico-hidrotermales	161
5.8	Alteraciones y asociaciones hidrotermales.....	166
5.9	Clasificación del sistema hidrotermal de acuerdo con las temperaturas estimadas	169
5.10	Estimación de profundidad de reservorio hidrotermal mediante geotermometría	169

5.11	Tipo de play geotérmico	170
5.12	Propuesta de usos geotérmicos conforme a temperaturas estimadas	172
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	174
	Bibliografía.....	178
A N E X O 1	193
A N E X O 2	196

Índice de figuras

Fig. 1:	Ubicación geográfica del Estado de Michoacán, Municipio de Puruándiro y Cabecera Municipal de Puruándiro. Trayecto de acceso a Puruándiro.	16
Fig. 2:	Contexto regional y localización del área de estudio.	17
Fig. 3:	Marco tectónico regional entre Pátzcuaro y Acambay, incluyendo la ciudad de Morelia.	18
Fig. 4:	Fechamientos ígneos regionales y cercanos a zona de estudio de Puruándiro	20
Fig. 5:	Mapa geológico del área de estudio.	21
Fig. 6:	Columna geológica en zona de estudio y alrededores.	22
Fig. 7:	Diagrama de temperatura de Puruándiro.	24
Fig. 8:	Climograma de la zona de Puruándiro.	25
Fig. 9:	Porcentaje de probabilidad que ocurra un día mojado en Puruándiro.	25
Fig. 10:	Mapa de regiones hidrológicas de México.	26
Fig. 11:	Mapa de regiones hidrológico-administrativas de México.	26
Fig. 12:	Mapa de cuenca hidrológica y ramales pluviales en área de estudio.	27
Fig. 13:	Mapa de cuenca Río Lerma-Salamanca que aloja zona de estudio.	27
Fig. 14:	Geología del acuífero Pastor Ortiz-La Piedad y zona de estudio.	28
Fig. 15:	Mapa de unidades geohidrológicas y ramales pluviales en área de estudio.	29
Fig. 16:	Diagramas de Stiff de aguas provenientes de diferentes rocas.	37
Fig. 17:	Diagrama de D'Amore con parámetros A-F.	37
Fig. 18:	Ejemplo diagrama de Durov extendido.	38
Fig. 19:	Ejemplo diagrama de Schöeller-Berkaloff.	38

Fig. 20: Línea Meteórica Mundial comparada con cambios en la composición isotópica del agua por diferentes procesos.	40
Figs. 21-25: Trabajo de campo sep-2021.	46-47
Fig. 26: Mapa de ubicación de las manifestaciones termales en zona de estudio.	48
Fig. 27: Diseño de bitácora de muestreo de aguas.	49
Figs. 28-37: Trabajo de campo jun-2022.	51,52
Fig. 38: Esquema metodológico para muestras de agua y roca.	54
Fig. 39: Petrografía.	55
Fig. 40: Microscopio petrográfico y esquema del recorrido de la luz.	55
Figs. 41-47: Petrografía mediante Microscopio Petrográfico en laboratorio.	56-58
Fig. 48: Principio básico de la técnica de DRX.	58
Fig. 49: Ley de Bragg.	59
Fig. 50: Esquema del analizador CRDS.	62
Fig. 51: Espectroscopía de Absorción Láser de Intracavidad en laboratorio.	62-63
Fig. 52: Equipo de titulación y lecturas de medición en titulación ácido-base con fenolftaleína.	64
Figs. 53, 54: Titulación volumétrica ácido-base y cambios colorimétricos de pH.	65
Fig. 55: Proceso de cromatografía iónica.	65
Fig. 56: Cromatografía Iónica en laboratorio.	66
Fig. 57: Esquema del espectrómetro ICP-OES.	67
Fig. 58: Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo en laboratorio.	67
Fig. 59: Mapa de ramales pluviales, microcuenca y lineamientos inferidos en área de estudio y alrededores.	68
Fig. 60: Mapa de pendientes y lineamientos inferidos del área de estudio.	69
Fig. 61: Roseta estructural de lineamientos inferidos en el área de estudio.	70
Fig. 62: Mapa regional de lineamientos inferidos en área de estudio y alrededores.	70
Fig. 63: Dique andesítico-basáltico.	71
Fig. 64: Identificación de plano de falla con presencia de estrías y fracturas.	71

Fig. 65: Trazo mediante brújula de datos estructurales.	71
Fig. 66: Localización de sitios con toma de dato estructural y de muestras litológicas; así como, representación en red estereográfica.	73
Fig. 67: Paquetes andesítico-basálticos con alteración hidrotermal.	75
Fig. 68: Afloramiento masivo de lava andesítico-basáltica tipo Aa.	75
Fig. 69: Mapa geológico modificado del área de estudio, con unidades litológicas registradas en trabajos de campo.	76
Figs. 70, 72, 74, 76, 78, 80, 82, 84, 86, 88, 90: Fotografías megascópicas de muestras P22-1A, P22-1B, P22-1C, P22-1D, P22-2, P22-3, P22-4, P22-5, P22-6, P22-7 y P22-8.	78-91
Figs. 71, 73, 75, 77, 79, 81, 83, 85, 87, 89, 91: Fotomicrografías de muestras P22-1A, P22-1B, P22-1C, P22-1D, P22-2, P22-3, P22-4, P22-5, P22-6, P22-7 y P22-8.	79-92
Fig. 92: Escala de calidad del agua que muestra el total de sólidos disueltos (TDS) en ppm.	97
Figs. 93-95: pH, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos de manifestaciones termales de Balneario Los Arcos y Rastro Municipal, así como pozos hídricos de la zona de estudio, en trabajos de campo sep-2021 y jun-2022.	98,100
Fig. 96: Distribución de temperaturas de descarga de manantiales, pozos hídricos y arroyo local, con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano Empírico.	101
Figs. 97-99: Distribución de pH, conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos de manantiales, pozos hídricos y arroyo local con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.	102,103
Fig. 100: Simbología para diagramas y gráficas.	104
Figs. 101-103: pH, STD y CE vs. T de descarga de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local.	104-106
Fig. 104: Poblados de Tlazazalca, La Constitución y Quiroga, Mich., correspondientes a los sitios más cercanos a zona de estudio en Puruándiro.	108
Fig. 105: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ de muestras de manantiales y pozos de agua en zona de estudio en Cabecera Municipal de Puruándiro, con valores de referencia, así como líneas meteóricas.	108
Fig. 106: Constituyentes químicos mayores del agua (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , Cl^- , F^- , HCO_3^- y SO_4^{2-}) vs. T de descarga, de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local muestreados en zona de estudio.	112-115
Fig. 107: Elementos menores, traza y silicio (Al, As, B, Ba, Fe, Rb, Sr y Si) en agua de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local muestreados en zona de estudio.	118-119
Figs. 108-110, 112: Distribución de concentraciones de As, B, Ca y Mg (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local, con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano	

Empírico.	120-122
Figs. 111, 113: Distribución de concentraciones de Li y Rb (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.	122,123
Fig. 114: Diagrama de Chadah.	126
Fig. 115: Diagrama de Mifflin.	127
Fig. 116: Diagramas de Stiff en mapas de área de estudio.	128,129
Fig. 117: Diagrama de Durov.	130
Fig. 118: Diagramas de Gibbs para aniones y cationes.	131
Fig. 119: Diagramas de D'Amore.	132
Fig. 120: Diagrama ternario para clasificación de aguas geotérmicas, de acuerdo con sus proporciones relativas de Cl^- - SO_4^{2-} - HCO_3^- .	133
Fig. 121: Localización del Lago de Cuitzeo y sitios de estudio alrededor de él.	134
Fig. 122: Diagrama de Chadah de sitios termales en alrededores de Lago de Cuitzeo.	135
Fig. 123: Mapa geológico regional, que comprende zona de estudio de Puruándiro, sitios termales en alrededores del Lago de Cuitzeo y capital del Edo. de Michoacán.	136
Fig. 124: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ de muestras de manantiales y pozos de agua en zona de estudio en Cabecera Municipal de Puruándiro, con valores de referencia, líneas meteóricas y tipos de agua andesítica y magmática.	137
Fig. 125: Atenuación de $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación, por dispersión hidrodinámica en acuíferos freáticos y confinados.	138
Fig. 126: Diagrama de dispersión Na vs Cl de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local de zona de estudio.	138
Fig. 127: Relaciones de mezcla de manantiales termales y arroyo local en zona de estudio, que indican dilución.	139
Fig. 128: Diagramas Cl^- vs. B de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local.	141
Fig. 129: Diagrama As vs Cl^- de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local.	142
Fig. 130: Estado de equilibrio de muestras de zona de estudio y alrededores del Lago de Cuitzeo, en diagrama ternario Na^+ - K^+ - Mg^{2+} .	146
Fig. 131: Diagrama Na-K/Mg-Ca, para los sitios de muestreo del área de estudio y los sitios de mediana y alta temperatura de la zona del Lago de Cuitzeo.	147
Fig. 132: Gráfico de la concentración de sílice en sitios muestreados, respecto a su temperatura de descarga, y curvas geotermométricas (solubilidad) de sílice amorfa, cristobalita, calcedonia	

y cuarzo.	150
Fig. 133: Índices de saturación (IS) de minerales en muestras de la zona de estudio vs. T de equilibrio de su formación, que sugiere la temperatura de reservorio hidrotermal para manantiales seleccionados.	154-156
Fig. 134: Resumen de conjuntos de alteración hidrotermal y estabilidad térmica de minerales comunes en sistemas geotérmicos.	157
Fig. 135: Mapa geológico modificado del área de estudio con secciones A-A' y B-B.	162
Figs. 136, 137: Sección A-A' y B-B', que consisten en el modelo conceptual geohidrológico-hidrotermal de la Cabecera Municipal de Puruándiro, con datos de perforación, profundidad total de pozos hídricos y espesores estimados de las unidades geológicas.	163, 165
Fig. 138: Asociaciones de minerales de alteración comunes en sistemas hidrotermales.	166
Fig. 139: Diagrama conceptual de un posible sistema geotérmico, sus tipos y zonas de alteración, en entorno de bajo relieve.	168
Fig. 140: Modelo genérico de play geotérmico plutónico asociado a vulcanismo reciente, que se asemeja al sistema termal de la zona de estudio.	170
Fig. 141: Sistemas de plays geotérmicos dominados por convección.	171
Fig. 142: Usos de la geotermia respecto a la temperatura de yacimiento.	172
Fig. 143: Difractograma del análisis de roca total para muestras P22-1B, P22-1C, P22-4, P22-5 y P22-7.	193,194
Fig. 144: Difractograma del análisis de separación e identificación de arcillas para muestras P22-1B, P22-1C, P22-4, P22-5 y P22-7.	194,195

Índice de tablas

Tabla 1: Corte litológico aproximado de pozo "Ejido San Antonio Carano No. 3 El Limón", Mpo. de Puruándiro.	23
Tabla 2: Datos históricos del clima en Puruándiro. Data: 1991 – 2021.	24
Tabla 3: Datos históricos de precipitaciones y humedad en Puruándiro. Data: 1991 – 2021.	25
Tabla 4: Parámetros hidráulicos característicos de los medios porosos y fisurados.	31
Tabla 5: Clasificación de los recursos geotérmicos por temperatura del reservorio.	33
Tabla 6: Metodología de muestreo de aguas.	50

Tabla 7: Lavado de envases para muestras de agua.	61
Tabla 8: Datos estructurales y muestras litológicas recolectadas en cuatro puntos de interés.	72
Tabla 9: Observaciones petrográficas más importantes de muestras en lámina delgada, y minerales secundarios.	77
Tabla 10: Resultados de DRX de roca total por muestra analizada.	93
Tabla 11: Resultados de DRX de separación e identificación de arcillas por muestra analizada.	94
Tabla 12: Base de datos con información obtenida en trabajos de campo de sep-2021 y jun-2022.	95
Tabla 13: Rangos de conductividad eléctrica en diferentes tipos de agua.	96
Tabla 14: Conductividad eléctrica por tipos de agua.	96
Tablas 15 y 16: Clasificaciones del agua de acuerdo con el contenido de sólidos totales disueltos (STD) en mg/L.	97
Tabla 17: Resultados de análisis de isótopos estables del agua en manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local de zona de estudio, con respectivas desviaciones estándar	107
Tabla 18: Resultados de análisis de elementos mayores en manantiales termales y pozos hídricos de la zona de estudio.	109,110
Tabla 19: Resultados de la concentración de elementos menores y traza en manantiales termales y pozos hídricos de la zona de estudio.	115,116
Tabla 20: Composición química y valores de parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua de sitios alrededor del lago de Cuitzeo.	134
Tabla 21: Resultados de los geotermómetros catiónicos y silíceos empleados, mediante hoja de cálculo en Excel.	149
Tabla 22: Profundidades estimadas del reservorio geotérmico de la Cabecera Municipal de Puruándiro, a partir del geotermómetro de calcedonia conductiva.	169
Tabla 23: Algunas aplicaciones de la energía geotérmica en función de la temperatura del recurso.	173

Resumen

El actual estudio, se enfoca en una caracterización geoquímica y geológica de un área hidrotermal, que corresponde a la Cabecera Municipal de Puruándiro (“lugar donde hierve el agua”), Michoacán, y se encuentra dentro de la Faja Volcánica Transmexicana y del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. En esta zona, se desconoce el aspecto geológico y geoquímico, así como el origen de sus manifestaciones termales y el reservorio geotérmico a profundidad. Es necesario identificar las aplicaciones que pueden tener los recursos termales del área, ya que actualmente, los únicos usos de la geotermia en Puruándiro es la balneología mediante dos pequeños parques acuáticos, y la actividad de aseo personal en espacios abiertos con escasa higiene sanitaria, que implica contaminación por productos químicos y residuos llevados a algunos manantiales.

Este trabajo, se basa en una caracterización geoquímica de las manifestaciones termales y pozos hídricos de la Cabecera Municipal de Puruándiro; así como en la caracterización de las unidades geológicas mediante la identificación de fallas, fracturas, alteraciones y minerales hidrotermales, y la estimación de temperatura del reservorio. A partir de esta información y de las principales actividades económicas de la zona, se proponen alternativas de uso directo del calor del interior de la Tierra a autoridades, ejidatarios y población en general, con los cuales se podría tener un incremento en el desarrollo económico y social de la comunidad.

El proyecto de tesis consistió en la colecta y análisis químico de muestras de agua, a través de las técnicas analíticas de titulación volumétrica con indicador visual para bicarbonatos/carbonatos, cromatografía iónica para iones mayores y menores, espectroscopía de absorción láser de intracavidad para relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, y espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo para elementos traza. Además, se incluye el análisis de muestras de roca por medio de difracción de rayos X y petrografía con microscopio petrográfico, al igual que comprende la adquisición y análisis de ciertos datos estructurales. Por último, junto con la integración, procesamiento e interpretación de resultados geoquímicos y geológicos, se presentan las conclusiones orientadas a usos directos de la energía geotérmica en el área de estudio.

Los resultados obtenidos, indican que las manifestaciones hidrotermales (~45-84°C) y pozos hídricos (~26-46°C) poseen agua tipo salobre (por alto contenido de sólidos totales disueltos) y subterránea potable (según conductividad eléctrica), respectivamente; que se clasifican dentro de las familias hidrogeoquímicas Na-Cl (mayor predominio), Na-HCO₃ y Ca-Mg-HCO₃, asociadas en este orden, a fluidos termales, agua subterránea que ha interactuado con rocas alteradas por minerales feldespatos, y rocas carbonatadas. Los valores isotópicos graficados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, refieren que las aguas de manantiales termales y arroyo cercano tienen un origen meteórico con enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$, que se debe a una interacción agua-roca a profundidad. Los minerales de alteración identificados en las rocas recolectadas en cercanía a los manantiales termales, son arcillas (esmectita, illita-esmectita y montmorillonita), sílice

amorfa, cristobalita, calcedonia, calcita e iddingsita. Los manantiales en la zona se manifiestan favorecidos por una estructura de semigraben, delimitada por fallas normales que favorecen el transporte de los fluidos hidrotermales a la superficie y la recarga meteórica al acuífero, aunado a permeabilidad y porosidad primaria y secundaria de la unidad litológica andesítico-basáltica presente. La geotermometría de solutos (catiónica y de sílice), la multicomponente, y la mineralogía de alteración hidrotermal indican un reservorio de mediana temperatura (~125-145°C), cuyo aprovechamiento puede derivar en usos como secado de productos agrarios y cemento; procesado, cocción y pasteurización de alimentos; refrigeración y elaboración de hielo; calefacción de invernaderos y establos; o calentamiento de agua.

Abstract

The current study, focuses on a geochemical and geological characterization of a hydrothermal area, which corresponds to the Municipal Head of Puruándiro (“place where water boils”), Michoacán, located within the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. In Puruándiro, the geological and geochemical aspect is unknown, besides the origin of its thermal manifestations and the geothermal reservoir at depth. In addition, it is necessary to identify this geothermal resource’s applications, considering the uses and customs of the site, main economic activity and labor needs. Currently, the only uses of geothermal energy in Puruándiro are balneology through two small aquatic parks, and personal cleanliness activities in open spaces with limited sanitary hygiene, which implies contamination by chemical products and waste carried to some springs.

This work, is based on a geochemical characterization of the thermal manifestations and water wells of the Municipal Head of Puruándiro, identification of faults, fractures, alterations and hydrothermal minerals, and on the estimation of the reservoir temperature. Based on this, and on the main economic activities in the area, alternatives for direct use of heat from the interior of the Earth are proposed to authorities, communal lands holders, and the general population, with which an increase in social and economic community development could be achieved.

The thesis project consisted on the collection and chemical analysis of water samples, through the analytical techniques of volumetric titration with visual indicator for bicarbonates/carbonates, ionic chromatography for major and minor ions, cavity ringdown spectroscopy to isotopic ratios of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, and inductively coupled plasma optical emission spectrometry for trace elements. In addition, the analysis of rock samples by X-ray diffraction and microscope petrography is included, as well as the acquisition and analysis of certain structural data. Finally, together with the integration, processing and interpretation of geochemical and geological results, the conclusions oriented to geothermal direct uses in the study area are presented.

The results obtained, indicate that the water type from hydrothermal manifestations (~45-84°C) and water wells (~26-46°C) is brackish (due to high total dissolved solids content) and underground potable (according to electrical conductivity), respectively; classified within the hydrogeochemical families Na-Cl (higher predominance), Na-HCO₃ and Ca-Mg-HCO₃, associated in this order, with thermal fluids, groundwater that has interacted with rocks altered by feldspar minerals, and carbonate rocks. The graphed isotopic values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ illustrate that the waters from the thermal springs and nearby creek have a meteoric origin with $\delta^{18}\text{O}$ enrichment, which is due to a water-rock interaction at depth. Alteration minerals identified in rocks collected near hot springs, are clays (smectite, illite-smectite and montmorillonite), amorphous silica, cristobalite, chalcedony, calcite, and iddingsite. The springs in the area are favored by a semigraben structure, delimited by normal faults that favor the transport of hydrothermal fluids to the surface and the meteoric recharge to the aquifer, combined with permeability and primary and secondary porosity of the andesitic-basaltic lithological unit present. The solute geothermometry (cationic and silica), the multicomponent, and the mineralogy of hydrothermal alteration indicate a medium-temperature reservoir (~125-145°C), whose exploitation can lead to uses such as drying of agricultural products and cement; food processing, cooking and pasteurization; refrigeration and ice making; greenhouse and stable heating; or water heating.

1. INTRODUCCIÓN

En México, se tienen identificadas al menos 20 zonas geotérmicas con importante potencial energético (Hiriart Le Bert, 2011); sin embargo, la capacidad geotermoeléctrica operativa del país mediante cinco campos en funcionamiento es de 950 MW, misma que podría aumentar, ya que tan sólo con reservas probadas y probables en cuatro de estos campos y en otro aún no explotado (Cerritos Colorados, Jal.) se estiman 430 MW adicionales (CeMIEGeo, 2019). Por ende, aún sin contabilizar áreas de baja y mediana temperatura, los recursos nacionales geotermales podrían ser superiores. Al conocer estas cifras, es evidente que se requiere un importante apoyo al área de Geotermia en nuestro país en cuanto a la investigación y tecnología se refiere, dentro del cual destaque un impulso a los recursos de mediana y baja temperatura, mismos que derivan en diferentes aplicaciones como es la deshidratación de frutas y verduras, calefacción de espacios, secado de madera, cemento y textiles, procesado de alimentos, biogás, acuicultura, balneología, entre otras; enfoque que se aborda en el presente proyecto.

El actual estudio, se enfoca entonces, en una caracterización geoquímica de las manifestaciones termales y pozos de agua de la Cabecera Municipal de Puruándiro, Michoacán; al igual que en una caracterización geológica con identificación de fallas, fracturas, alteraciones y minerales hidrotermales, y en la estimación de temperatura del reservorio geotérmico, para ser propuestas alternativas de usos directos. Esta zona a tratar, cuyo nombre significa “lugar donde hierve el agua”, se localiza al norte del Estado de Michoacán, con una altura promedio de 1,890 msnm. Su distancia a la capital Morelia es de 108 km, y su relieve lo constituye la depresión del Río Lerma y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), alojado en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México, 2018).

1.1 Planteamiento del problema

En la región de Puruándiro, se desconoce desde un punto de vista geológico y geoquímico, el origen de las manifestaciones termales presentes y el reservorio geotérmico a profundidad, por lo que se requieren entender los mecanismos de ascenso del agua termal, comportamiento geoquímico del agua termal y su interacción con la roca hospedera, con el fin de conocer los procesos geológico-geoquímicos que rigen en esta zona hidrotermal y sea posible estimar la temperatura en el acuífero de origen. Aunado a ello, la mayoría de la población y autoridades del Municipio de Puruándiro, desconocen los usos diversos que se le puede dar a las manifestaciones termales existentes, por lo que únicamente se tiene el uso de balneología a través de dos pequeños parques acuáticos, y la actividad de aseo personal en espacios abiertos de charcas naturales, con escasa higiene sanitaria, que además implica la alteración

del entorno por químicos de limpieza alojados en el agua, y residuos orgánicos e inorgánicos que son llevados a los sitios donde se encuentran varias emanaciones termales.

1.2 Justificación

Siendo la Geotermia, la ciencia que estudia el origen y desarrollo del calor interno de la Tierra, resulta imprescindible conocer cómo se interrelacionan las visibles manifestaciones termales con el entorno, a partir del análisis geoquímico y geológico-estructural de la zona de Puruándiro. Con estos conocimientos se propicia un aprovechamiento óptimo de los recursos con los que se cuenta, mediante una propuesta a autoridades, ejidatarios y población en general sobre posibles proyectos de uso directo, a partir de los cuales se puede tener un incremento sustancial en el desarrollo económico y social de la comunidad.

Lo anterior, toma relevancia dado que el estudio más reciente de Jácome et al. (2021), se encuentra enfocado al aspecto geopatrimonial de las manifestaciones termales, por lo que no se cuenta con un último estudio que describa la composición química de los fluidos, estructuras que los conducen a la superficie y modelo conceptual del sistema geotérmico. Se conocen dos investigaciones previas, desarrolladas en dichos aspectos por Tello (1985) y Canul (1986); sin embargo, de manera aislada el ámbito geoquímico y geológico, y de los cuales es conveniente actualizar información mediante nuevos muestreos de agua y roca, así como toma de datos estructurales.

1.3 Hipótesis

La zona de estudio, con emanaciones hidrotermales de diversas temperaturas superficiales, se ubica en el Estado de Michoacán, dentro de una de las regiones con vulcanismo más joven de México: la FVTM, en la que se localizan varios sitios geotermiales como Los Azufres, Araró y otros reportados en alrededores del Lago de Cuitzeo, que es de origen tectónico (Espinoza-Ojeda et al., 2023). Estos sitios, tienen características geológicas y estructurales que han sido favorables para que existan sistemas geológico-hidrotermales; sin embargo, el funcionamiento geotérmico de muchos de ellos se desconoce, y herramientas como la geoquímica de fluidos puede ser de gran ayuda. Así, la hipótesis propuesta para este trabajo es que, a través de análisis geoquímicos y geológicos en los puntos geotermiales de Puruándiro, se podría examinar el tipo de estructuras y litologías que alojan el sistema geológico-hidrotermal, sus elementos, procesos y mecanismos químicos, para obtener una caracterización de él.

1.4 Objetivos

General: Estudiar la interacción agua-roca y el transporte de los fluidos en las manifestaciones termales de la Cabecera Municipal de Puruándiro, Michoacán, mediante análisis geoquímico de aguas y geológico

-estructural-petrográfico.

Particulares:

- a) Caracterizar geoquímicamente las manifestaciones termales y pozos hídricos existentes en la Cabecera Municipal de Puruándiro, Michoacán, por medio del análisis de la química de aguas.
- b) Identificar las estructuras geológicas de fallas y fracturas presentes en el área de estudio.
- c) Identificar las alteraciones y minerales hidrotermales en las zonas de descarga termal, a través de petrografía y difracción de rayos X, que contribuyan a la caracterización de la zona de estudio, dada la temperatura y ambiente distintivos de su formación.
- d) Encontrar la relación existente entre tipos de agua de la zona y tendencias de fallas geológicas o fracturamiento superficiales.
- e) Estimar mediante geotermometría catiónica y de sílice, multicomponente, y mineralogía de alteración hidrotermal, la profundidad y temperatura del reservorio geotérmico.
- f) Proponer alternativas de uso directo del calor interno de la Tierra, a partir de la temperatura de reservorio obtenida, y de información recabada de las principales actividades económicas de la Cabecera Municipal de Puruándiro.
- g) Con la información recabada, proponer un modelo conceptual que explique la presencia de manifestaciones termales en superficie.

1.5 Localización área de estudio y vías de acceso

El Municipio de Puruándiro, Estado de Michoacán, se sitúa en la parte central norte del Estado (Fig. 1a), entre las coordenadas 20°05' latitud norte y 101°31' longitud oeste, en la parte central oeste de la FVTM, dentro del CVMG (Fig. 2) (Siebe et al., 2023). Limita al Norte con el Municipio José Sixto Verduzco, al Sur con los Municipios Jiménez y Morelos, al Oeste con Angamacutiro y Panindícuaro, Mich., y al Este con el Estado de Guanajuato (Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México, 2018).

Las vías de acceso al Municipio de Puruándiro son: Autopista Morelia-Uriangato/México 43, enseguida Morelia-Salamanca/México 43D, y posteriormente Zináparo-Villa Morelos/MICH 27 (Fig. 1b).



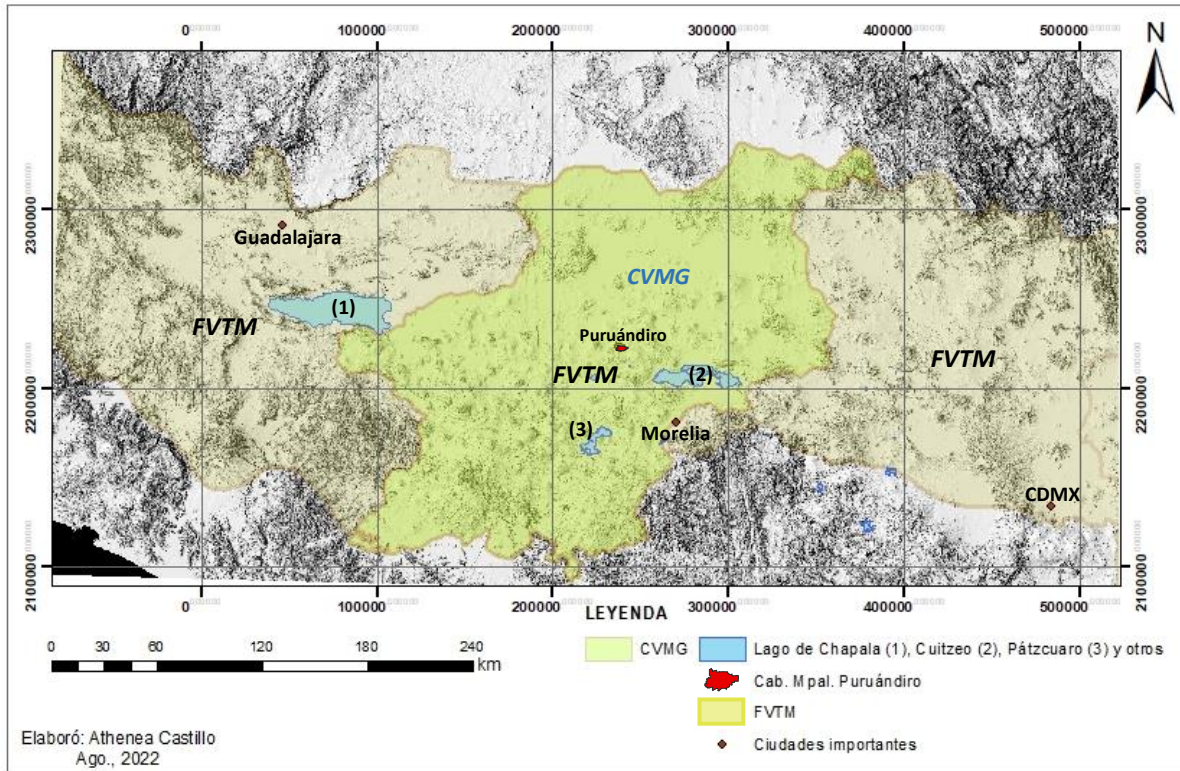


Fig. 2: Contexto regional y localización del área de estudio. La línea continua beige representa la porción centro y poniente de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que atraviesa el centro de México, polígono amarillo representa el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) dentro de la FVTM, los puntos en rojo indican las principales ciudades (CDMX, Mor. y Gdl.) contenidas en esta sección de la FVTM, y pequeño polígono rojo corresponde a Cabecera Municipal de Puruándiro, donde se encuentra el área de estudio.

1.6 Principales actividades económicas

De acuerdo con el libro “La Piedad y mi región” (2019) y por comunicación directa con Autoridades Municipales de Puruándiro, los principales cultivos que se siembran en el municipio son maíz, sorgo, trigo, frijol, alfalfa, fresa, camote, calabaza, cebolla y jitomate, además que cuenta con invernaderos de plantas; las actividades ganaderas son cría de ganado bovino, porcino, caprino, ovino, caballar, mular, aves de corral y apicultura; y la industria contempla la fabricación de alimentos, rompopo, hielo, calzado, materiales de construcción (tubos, adoquín, tabique) y un poco de pirotecnia.

1.7 Marco geológico

1.7.1 Geología regional

La FVTM es una provincia geológica que se extiende con dirección E-W, de longitud aproximada en 1000 km, y con más de 8000 volcanes, que cruza la parte central de la República Mexicana, con edades desde el Mioceno (23.03 Ma) al presente, relacionada a la subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo

de la placa Norteamericana, que constituye la expresión magmática de uno de los márgenes convergentes más complejos del planeta (Demant, 1978; Ferrari et al., 2012; Gómez-Tuena et al., 2018).

Semiregionalmente, el área de estudio se localiza al noroeste del denominado Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) (Fig.3), que consta de fallas normales E-W y NE-SW que cortan la parte central de la FVTM (Garduño et al., 2009). Las fallas E-W surgieron hace 17-19 Ma durante el Mioceno temprano y migraron a fallas ENE-SWS de deslizamiento sinistral; sin embargo, hace 12 Ma el campo de esfuerzos cambió, comenzando a moverse como fallas normales lístricas con una pequeña componente sinistral, y se encuentran hoy en día activas. También existen en la zona fallas NNW-SSE, las cuales son más antiguas; no obstante, se menciona se han reactivado, ya que desplazan y controlan depresiones lacustres como las de Chapala, Zacapu, Cuitzeo, Maravatío y Acambay, que tienen orientaciones E-W (Garduño et al., 2009).

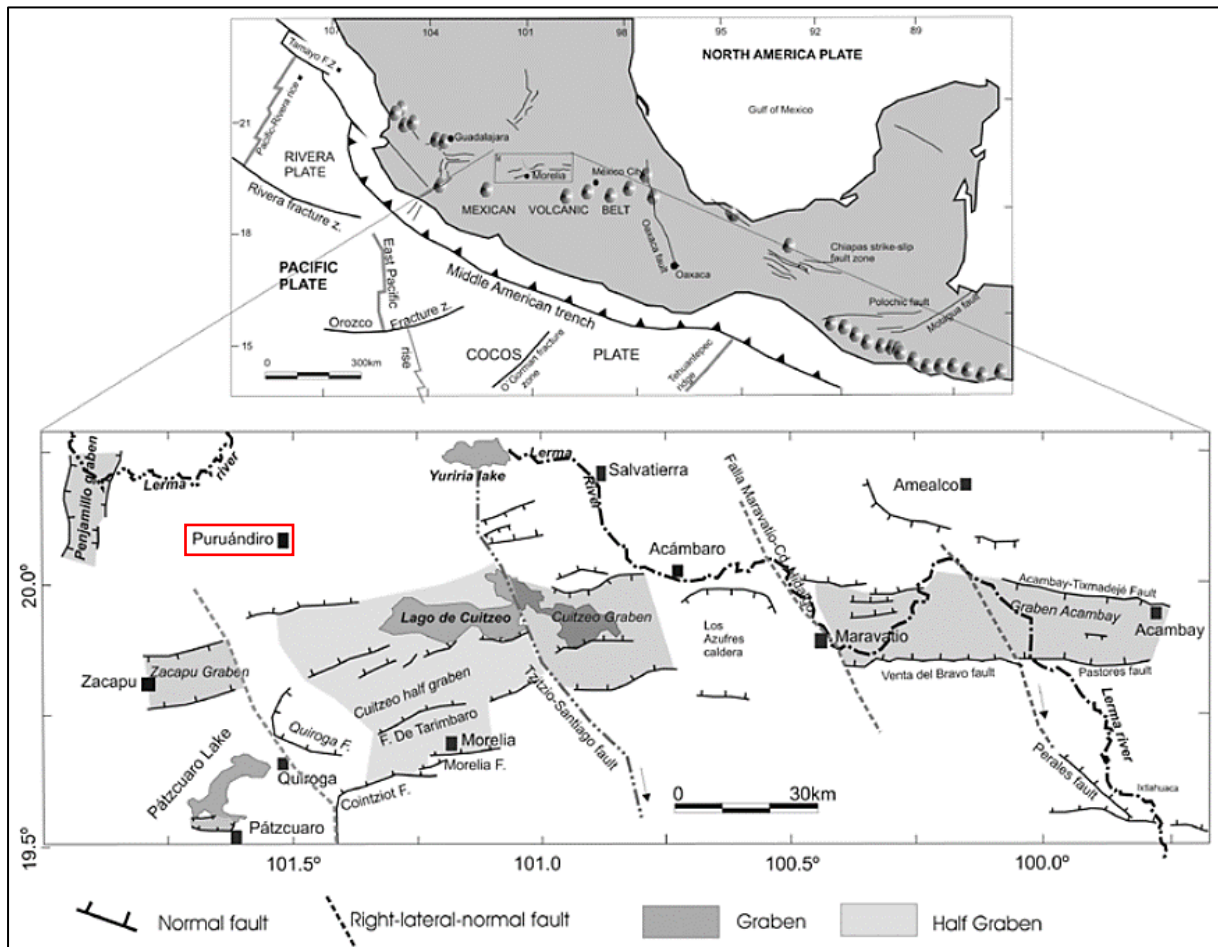


Fig. 3: Marco tectónico regional entre Pátzcuaro y Acambay, incluyendo la ciudad de Morelia (Garduño et al., 2009). Recuadro color rojo indica el Mpo. de Puruándiro (donde se encuentra el área de estudio).

Con base en recopilación de información semiregional, la zona bajo estudio está comprendida de lo más antiguo a lo más reciente por las siguientes unidades volcánicas (Fig. 4):

- a) *Sierra Mil Cumbres* (contorno verde oscuro), compuesta de lavas andesíticas, emplazada entre 23 y 14 Ma, durante la transición de las últimas etapas de vulcanismo de la Sierra Madre Occidental y las primeras del centro de la Faja Volcánica Transmexicana (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).
- b) *Flujos de lava andesítico-basáltica de Cuitzeo* (punto 8) de hace 18.7 Ma, probablemente originados por intensas erupciones fisurales (Avellán et al., 2020).
- c) *Ignimbrita Cuitzeo* (punto 7) de hace 17.5 Ma, que interestratifica con depósitos de brecha (Avellán et al., 2020).
- d) *Cerro andesítico-basáltico El Costalito (San Lorenzo)* (punto 11) de 5 a 2 Ma, que consiste en un volcán en escudo de tamaño medio, cortado por fallas NE-SW que buzan al NNW, y que forma parte de un horst tectónico (Pasquaré et al., 1988).
- e) *Volcán andesítico El Marijo* (punto 1) de 3.05 Ma, con morfología en bloques y textura afanítica poco vesiculada (Trujillo et al., 2022).
- f) *Volcán traquiandesítico-basáltico Brinco del Diablo* (punto 10) de 2 a 1 Ma correspondiente al Pleistoceno temprano y que es de tipo escudo-pequeño (Ban et al., 1992).
- g) *Cerro ignimbítico Tipicato* (punto 12) con flujos de lava de 2 a 1 Ma (Ramírez et al., 2019).
- h) *Caídas piroclásticas de pómez* (zona en recuadro verde claro, con número 3) de 1.44-1.46 Ma, referentes a tres fases eruptivas (Avellán et al., 2020).
- i) *Volcán andesítico-basáltico Quinceo* (punto 5) de 1.36 Ma (Avellán et al., 2020), descrito como escudo-pequeño, con flujos de lava tipo 'A'ā y su flanco suroeste parcialmente cubierto por lavas del volcán Tetillas.
- j) *Volcán andesítico-dacítico Tzirate* (punto 2) menor a 2 Ma, referido por Pérez-Orozco (2018) como domos alineados en NNE-SSW y NW-SE, con fallamiento activo del Sistema de Fallas Morelia-Acambay.
- k) *Volcán andesítico-basáltico Tetillas* (punto 6), al suroeste del volcán Quinceo, caracterizado por Avellán et al. (2020) como escudo-pequeño de 0.56 Ma, muy bien conservado, con una gruesa secuencia de flujos de lava y un cono de escoria en la cumbre.
- l) *Cono de escoria andesítico Chucándiro* (punto 4), volcán de tipo monogenético y dimensiones pequeñas, estimado en 0.175 Ma (Trujillo et al., 2022), en el límite SW del Lago de Cuitzeo.
- m) *Flujos de lava El Caracol* (punto 9) de 0.028 Ma (Kshirsagar et al., 2016), en donde por la actividad freatomagmática incipiente se construyó un cono de toba, y después comenzó una erupción

explosiva por interacción entre agua subterránea y un dique andesítico-basáltico (a lo largo de una falla NE-SW).

- n) *Volcán andesítico El Capaxtiro* (punto 13) de menos de 0.0117 Ma (Holoceno) conforme a Reyes et al. (2018), que consiste en una estructura de flujos de lava en el extremo NW de la Cabecera Municipal de Zacapu, Michoacán.

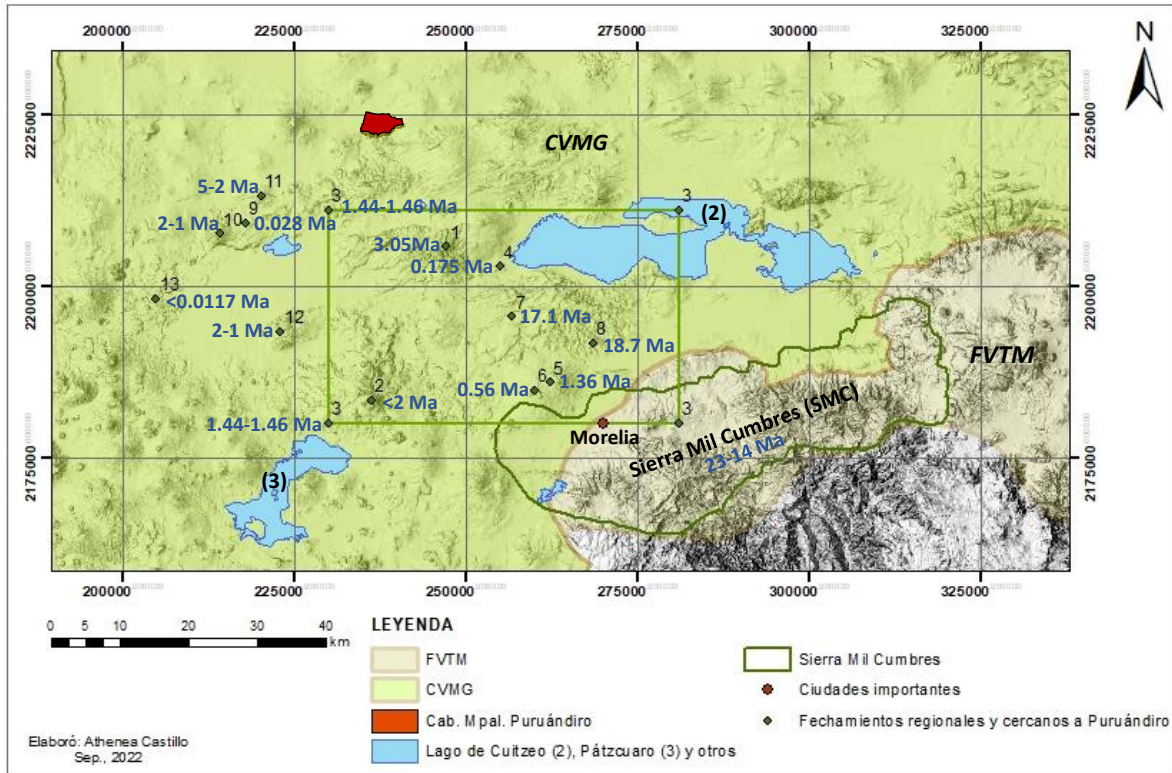


Fig. 4: Fechamientos ígneos regionales y cercanos a zona de estudio de Puruándiro, de acuerdo con Pasquaré et al. (1988), Ban et al. (1992), Gómez-Vasconcelos et al. (2015), Kshirsagar et al. (2016), Pérez-Orozco (2018), Reyes et al. (2018), Ramírez et al. (2019), Avellán et al. (2020), Trujillo et al. (2022). Recuadro verde claro con número 3, indica zona de caídas piroclásticas de pómez referida en el texto.

1.7.2 Geología local

Unidades geológicas aflorantes

De acuerdo a información recopilada de CONAGUA (2020) y SGM (1999, 2021a), la geología que aflora en el área de estudio y zonas adyacentes está conformada por las siguientes unidades litológicas:

- **Ignimbritas riolíticas (TmR):** Afloramientos de lava distribuidos al sur de la zona, constituidos por una asociación de cristales de cuarzo, feldespatos y mica, en una matriz de vidrio volcánico, con ocasionales fragmentos de pómez. Sus capas están expuestas de manera casi horizontal, con un espesor que alcanza alrededor de 500 m (CONAGUA, 2020) (Fig. 5). Se les reporta una edad de 23.7 Ma (SGM, 1999) (Fig. 6),

del Mioceno temprano (23.03 Ma), en la que alternan con sedimentos continentales de grano fino a medio, depósitos lacustres y aluviales.

El SGM (2023), al SW de la zona urbana de la Cabecera Municipal de Puruándiro reportó, además, un pequeño afloramiento de **pórfido riolítico subvolcánico**, y le asignó una edad perteneciente al Oligoceno, de 33.9-23.03 Ma. Por sus características reportadas, puede consistir en una de las unidades más antiguas de la zona de estudio.

- **Basaltos (QptA-B):** Flujos de lava, brechas, escorias y depósitos piroclásticos basálticos, que alternan de manera rítmica con depósitos de arenas y menormente con depósitos de grava y arcilla, e incluso con depósitos piroclásticos (como ignimbritas de cenizas finas) y conglomerados (CONAGUA, 2020) (Fig. 5). Se les ha signado una edad de 1.68 Ma (SGM, 1999) (Fig. 6), que corresponde al Pleistoceno medio. Esta unidad correlaciona con unidades basálticas que fueron reportadas entre 90 y 250 m de profundidad en el pozo somero para agua potable “El Limón”, por la empresa Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V. (2020). Morfológicamente, la unidad basáltica forma lomeríos y conos volcánicos de relieve prominente. Dadas las características hidráulicas de estos depósitos, se les considera de permeabilidad media (CONAGUA, 2020).

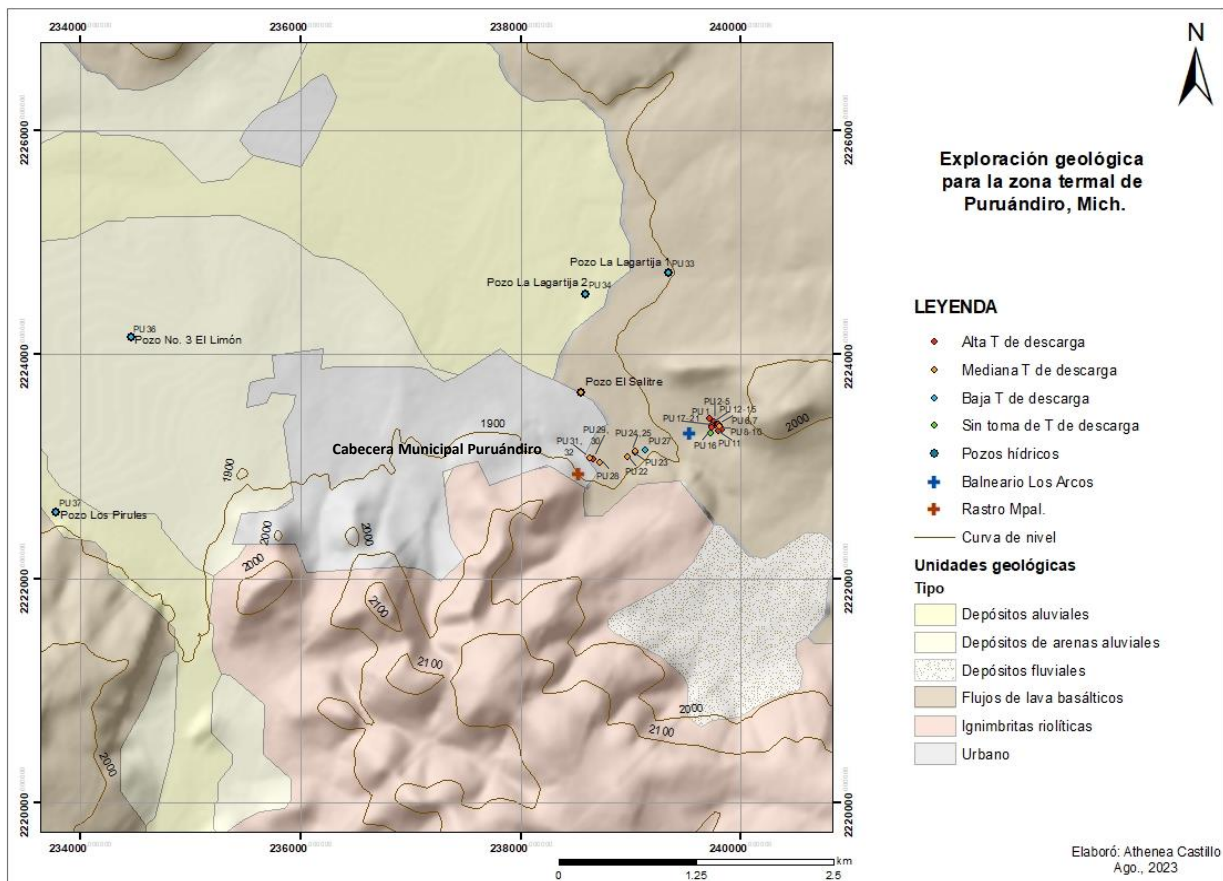


Fig. 5: Mapa geológico del área de estudio, modificado de SMG (1999). Nomenclatura PU (2 a 37) para sitios de muestreo hidrogeoquímico de manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura [T] de descarga).

- **Depósitos aluviales (Qhoal):** Consiste en sedimentos fluvio-lacustres (aluviales) del Holoceno, producto de los últimos acontecimientos de extensión, intemperismo y erosión, que han provocado sedimentación y planicies por relleno de valles adyacentes al relieve volcánico (Fig. 5). Una edad cerca de 0.0042 Ma fue determinada a esta unidad (SGM, 1999) (Fig. 6). Los espesores de sus depósitos en el valle de Puruándiro oscilan al menos en 90 m, de acuerdo al pozo “EL Limón” perforado en este lugar por Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V. (2020).

Como parte de esta unidad aluvial, se encuentran también **arenas aluviales y depósitos fluviales (Qhola)**, que corresponden a sedimentos de edad ~0.0050 Ma (SGM, 1999) (Fig. 6). Las primeras, al NW de la zona de estudio, tratan de depósitos clásticos finos con arenas y fragmentos pequeños, que pueden tener matriz detrítico-arcillosa o areno-arcillosa (Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V., 2020); y los depósitos fluviales, al SE de área estudiada, consisten en arcillas, limos, arenas y gravas resultantes de erosión y arrastrados en suspensión (SGM, 1999) (Fig. 5).

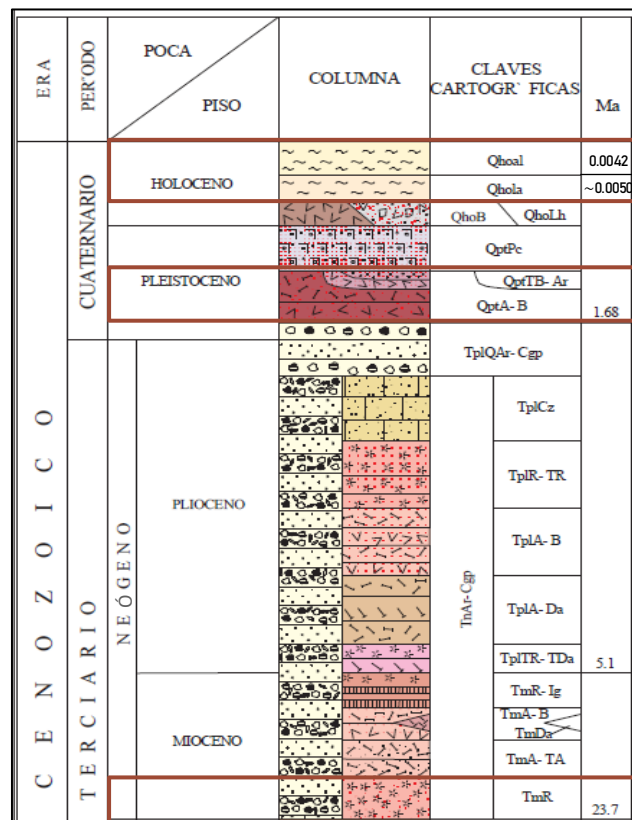


Fig. 6: Columna geológica en zona de estudio y alrededores (SGM, 1999). Recuadros rojos muestran unidades geológicas en Puruándiro.

Unidades geológicas del subsuelo

De acuerdo a informes de perforación del pozo de agua “El Limón”, proporcionado por las Autoridades Municipales de la Oficina de Agua Potable y Alcantarillado, cuyo pozo fue perforado y analizado en su perfil litológico cortado (250 m) por la empresa Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V. (2020), consiste

de lo más somero a lo más profundo en los siguientes materiales litológicos (condensados también mediante la Tabla 1):

- a) **De 0 a 90 m:** Horizontes intercalados de materiales de depósito y arrastre, con resistividad promedio de 10 ohm/m, que reflejan continuidad litológica, cuya porosidad efectiva se traduce en enriquecimiento de la transmisividad hidráulica por materiales clásticos, sedimentos porosos granulares arenas y similares. Éstos, indican el inicio de saturación acuífera a partir de 13 m de profundidad, por exhibición íntegra de multiparámetros geofísicos; sin embargo, entre 30 y 35 m podrían dar inicio las zonas importantes de aportación de agua, debido a un contexto geoquímico de calidad por parámetros de conductividad, resistividad en fluidos y rango térmico de 24°C. A partir de 35 m el patrón de ascenso en la conductividad eléctrica hasta el fondo registrado, así como el rango térmico y la disminución final en la resistividad de los fluidos, confirma la caracterización geoquímica de las zonas saturadas de los medios fracturados, en donde a pesar de incrementarse ligeramente el índice de conductividad, no es representativo de un cuerpo saturado o acuífero con elevadas concentraciones minerales disueltas.
- b) **De 90 a 125 m:** Derrames de lava y horizontes de rocas extrusivas de composición básica, con resistividad promedio de 100 ohm/m, presencia hídrica por porosidades mixtas debido a fracturamiento y porosidad intrínseca de algunos horizontes de dichos derrames.
- c) **De 125 a 140 m:** Unidades de rocas y/o derrame masivo, con resistividades de hasta 150 ohm/m, textura de alto grado de consolidación que genera un contexto no favorable de saturación hídrica y por ende, sin definición de potencial de aporte.
- d) **De 140 a 175 m:** Secuencia fragmentada de lava basáltica en la que el grado de fracturamiento se incrementa de manera favorable, que impacta en una zona productora permanente, cuyo promedio resistivo es de 80 ohm/m.
- e) **De 175 a 250 m (fondo perforado):** Derrames de lava fracturados y compactos, con promedios resistivos de 40 a 150 ohm/m, en los que los valores menores se atribuyen a basaltos con porosidad secundaria favorable y perspectivas de saturación.

Tabla 1: Corte litológico aproximado de pozo "Ejido San Antonio Carano No. 3 El Limón", Mpo. de Puruándiro (Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V., 2020).

De (m)	A (m)	Formación
0	6	Material clástico fino, con arenas líticas y cuarcíferas de grano medio con arcillas.
6	72	Clastos y fragmentos pequeños de roca, gravas y arenas, en matriz detrítico-arcillosa.
72	90	Material clástico en matriz areno-arcillosa.
90	96	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.
96	112	Roca volcánica basáltica fracturada, de textura semiporosa.
112	116	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.

116	126	Roca volcánica basáltica fracturada, de textura semiporosa hematizada.
126	140	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.
140	168	Roca volcánica basáltica fracturada, de textura semiporosa.
168	174	Fragmentos y pedacería de roca volcánica basáltica, con material piroclástico.
174	180	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.
180	193	Roca volcánica basáltica fracturada, de textura semiporosa.
193	200	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.
200	213	Roca volcánica basáltica fracturada, con material cinerítico.
213	220	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.
220	226	Roca volcánica basáltica fracturada, de textura escoriacea.
226	242	Roca volcánica basáltica compacta, de textura afanítica.
242	250	Roca volcánica basáltica fracturada, de textura semiporosa.

1.8 Marco hidrológico

1.8.1 Clima

El clima en Puruándiro, se clasifica como **Cwb** por el sistema Köppen-Geiger (CLIMATE-DATA.ORG, 2021), el cual corresponde a Templado con inviernos secos. Consiste en inviernos fríos o templados y secos, con veranos frescos y lluviosos. Este clima ocurre en los trópicos de zonas altas, característicos de los altiplanos de México (Meteorología y climatología de Navarra, s.f.).

La temperatura media anual de la zona es de 16.9°C y la máxima media anual es de 23.9°C, de acuerdo con los datos de 1991 a 2021 (Tabla 2). Las temperaturas son más altas en mayo, con un promedio de 20.4°C; mientras que las medias más bajas se producen en enero, con 13.7°C (Tabla 2 y Fig. 7). Por lo tanto, la diferencia entre las temperaturas extremas durante el año tiende a ser de 6.7°C.

Tabla 2: Datos históricos del clima en Puruándiro. Data: 1991 - 2021 (CLIMATE-DATA.ORG, 2021).

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Temperatura media (°C)	13.7	15.5	17.5	20.1	20.8	19.1	17.2	17.3	16.9	16.2	14.9	14
Temperatura mín. (°C)	7	8.2	9.6	12	13.7	14	12.9	12.9	12.6	11.1	8.9	7.5
Temperatura máx. (°C)	21.5	23.7	26	28.5	28.5	25.5	22.8	22.8	22.3	22.4	21.8	21.4
Precipitación (mm)	18	16	14	13	54	168	240	199	176	71	22	9
Humedad(%)	49%	42%	35%	32%	40%	61%	78%	77%	77%	67%	58%	51%
Días lluviosos (días)	2	2	2	3	7	14	19	18	15	8	3	2

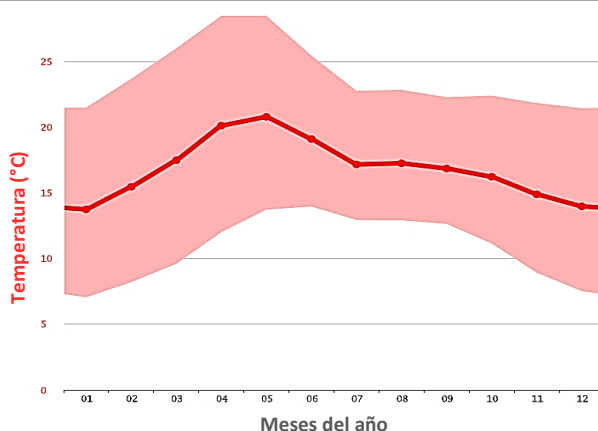


Fig. 7: Diagrama de temperatura de Puruándiro. Línea roja indica temperatura media en grados Celsius (°C) de cada mes del año, y zona rosada el intervalo entre temperaturas mínima y máxima promedio (CLIMATE-DATA.ORG, 2021).

1.8.2 Precipitación media anual

La media anual total en Puruándiro es de 1000 mm. Los veranos tienen mayor cantidad de lluvia; en tanto que los inviernos poca, por lo que el mes más seco es diciembre con 9 mm, y el de más alta precipitación es julio con un promedio de 240 mm para el periodo de 1991 a 2021 (Tabla 3 y Fig. 8) (CLIMATE-DATA.ORG, 2021). Así entonces, la diferencia en precipitación entre el mes más seco y el más lluvioso es de 231 mm.

Tabla 3: Datos históricos de precipitaciones y humedad en Puruándiro. Data: 1991 - 2021 (CLIMATE-DATA.ORG, 2021).

	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre
Precipitación (mm)	18	16	14	13	54	168	240	199	176	71	22	9
Humedad(%)	49%	42%	35%	32%	40%	61%	78%	77%	77%	67%	58%	51%
Días lluviosos (días)	2	2	2	3	7	14	19	18	15	8	3	2

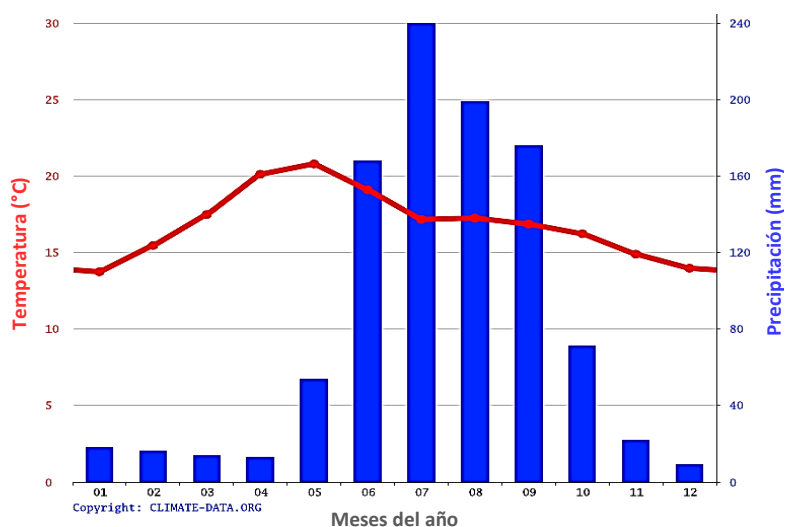


Fig. 8: Climograma de la zona de Puruándiro. Línea roja indica temperatura media en grados Celsius (°C) de cada mes del año, y barras azules los mm de precipitación promedio de cada uno de ellos (CLIMATE-DATA.ORG, 2021).

La temporada con mayor precipitación, tiene una duración aproximada de 3.9 meses (del ~7 de junio al 3 de octubre), con probabilidad de 38-75% de que cierto día sea un día mojado (con por lo menos 1 mm de precipitación). El mes con más días mojados es julio, con un promedio de 22.3 días con por lo menos 1 mm de precipitación. Por el contrario, la temporada más seca dura 8.1 meses (del ~3 de octubre al 7 de junio) (Fig. 9) (Weather Spark, 2021).

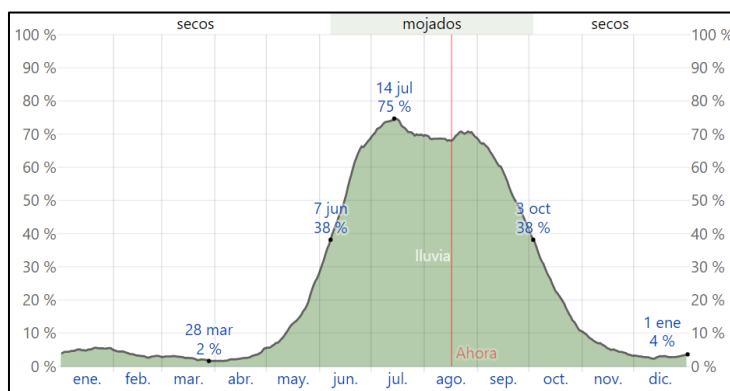


Fig. 9: Porcentaje de probabilidad que ocurra un día mojado en Puruándiro, excluidas cantidades ínfimas (Weather Spark, 2021).

1.8.3 Cuenca geohidrológica, acuífero regional e hidrografía

La zona de estudio se aloja en la región hidrológica 12 (RH12) denominada Lerma Santiago (Fig. 10) (SINA-CONAGUA, 2022; SEMARNAT, 2015), y en la región hidrológico-administrativa VIII (RHA VIII) de nombre Lerma-Santiago-Pacífico (Fig. 11); localizadas éstas en la zona occidente-centro del país. La primera, comprende una extensión territorial de 190,367 km² (332 municipios y delegaciones; 18.2% del PIB nacional) (CONAGUA, 2014); la segunda atraviesa los estados de Nayarit, Zacatecas, Aguascalientes, Jalisco, Colima, Michoacán, Guanajuato, Querétaro y Estado de México (CONAGUA, 2017; OCLSP, 2021). En suma, la mayoría de los lagos principales de la República Mexicana se localizan en la RH12, los cuales son Chapala, Cuitzeo, Pátzcuaro y Yuriria (CONAGUA, 2014).

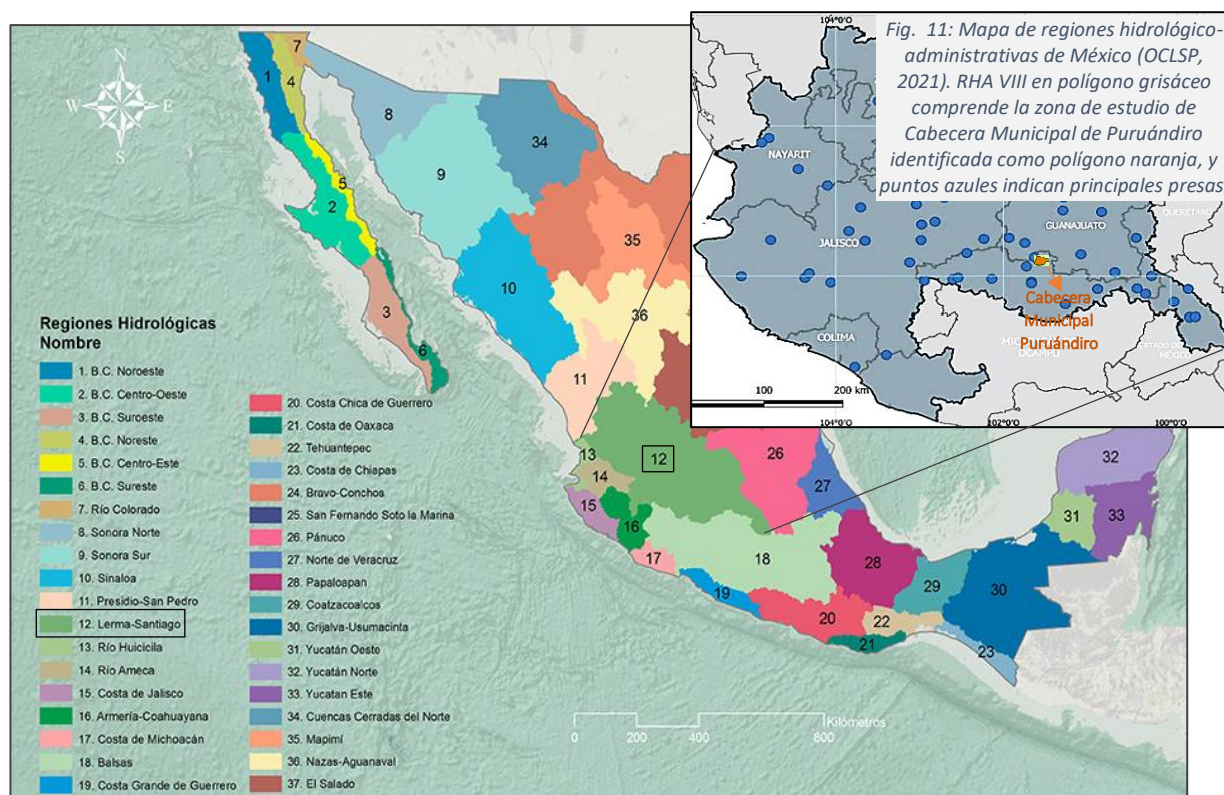


Fig. 10: Mapa de regiones hidrológicas de México (SEMARNAT, 2015). RH12 resaltada en recuadros negros por alojar a zona de estudio.

Dentro de la RH12, se encuentra la cuenca Río Lerma 5 o Río Lerma-Salamanca (Fig. 12), que se extiende desde algunas poblaciones de Jalisco y la ciudad de León, Guanajuato, hacia la porción norte del Estado de Michoacán (SINA-CONAGUA, 2021; Comisión Estatal del Agua Jalisco, 2016), en donde se ubica el Municipio de Puruándiro (Fig. 13). Esta cuenca, drena una superficie de 10,391.664 km², incluye los afluentes Salamanca–Río Angulo, Arroyo Temascatío y el Río Guanajuato–Silao, así como las presas La Purísima y La Gavia (Scala S.A de C.V., Departamento Ambiental, 2012).

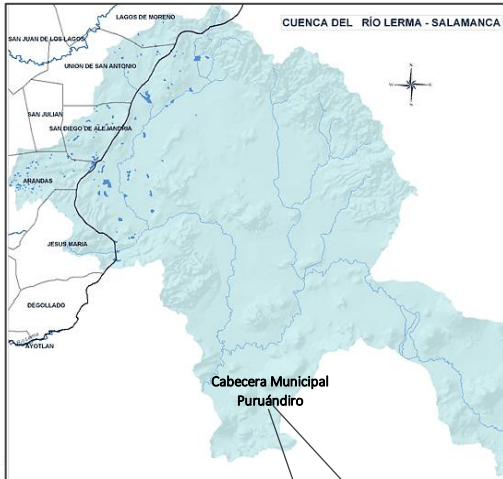


Fig. 13: Mapa de cuenca Río Lerma-Salamanca (SINA-CONAGUA, 2021) que aloja zona de estudio.

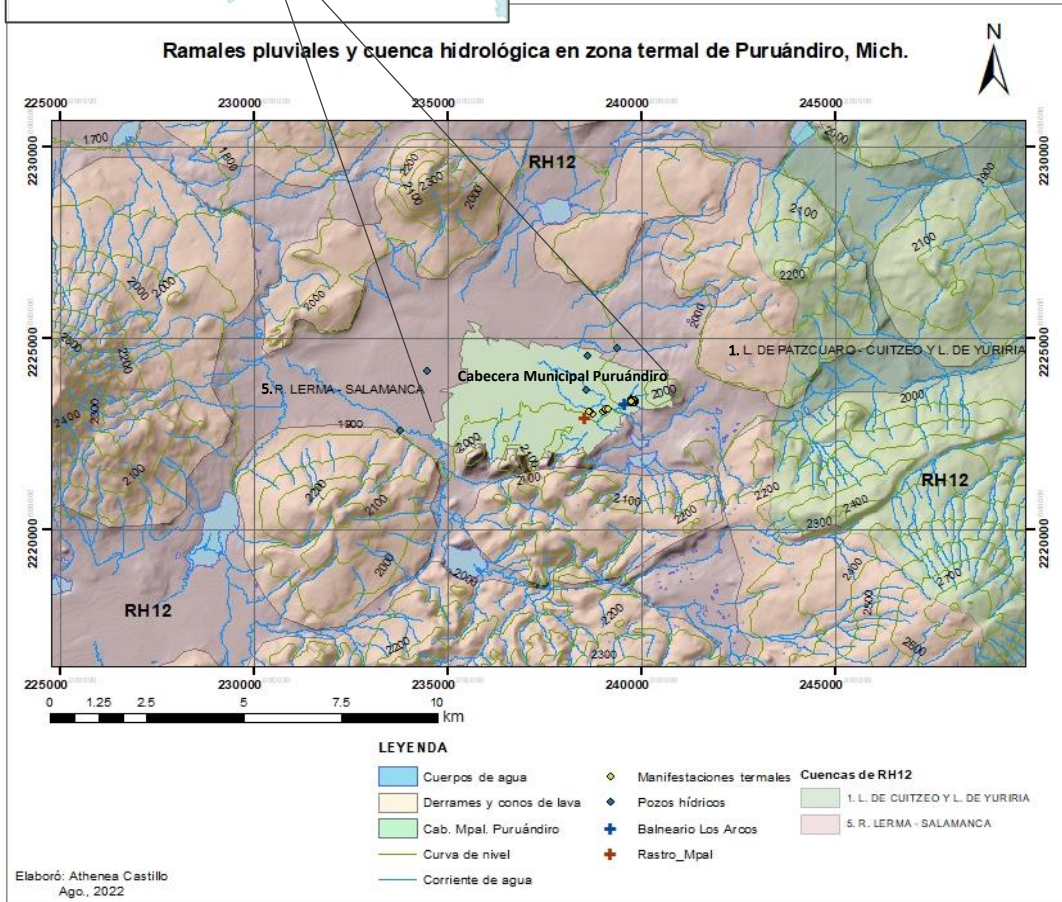


Fig. 12: Mapa de cuenca hidrológica y ramales pluviales en área de estudio.

Así también, en la RH12 se aloja el acuífero regional Pastor Ortiz-La Piedad que comprende la totalidad del área bajo estudio (Fig. 14). Se encuentra compuesto por rocas ígneas fracturadas (principalmente flujos de lava de composición basáltica y andesítica, e ignimbritas de composición riolítica), sobreyacidas por sedimentos fluvio-lacustres (aluviales) y lacustres. La recarga media anual de este acuífero, es alrededor de 28 hm³, donde cerca del 70% es por infiltración natural, y el 30% complementario debido

*1 hectómetro cúbico (hm³) = 1 millón de metros cúbicos (m³)

a recarga inducida por agricultura. Esta aportación principal del flujo subterráneo, proviene de las sierras del sur, con una dirección del flujo de sur a norte (CONAGUA, 2020).

Las rocas más antiguas expuestas en superficie en el área del acuífero Pastor Ortiz-La Piedad, son ignimbritas riolíticas, de estructura masiva, poco fracturamiento, porosidad y permeabilidad bajas, por lo que funcionan como barreras al flujo subterráneo, que impiden la comunicación con acuíferos aledaños. Por otro lado, los flujos de lava basálticos, volcanes en escudo pequeño y conos de escoria presentes, tienen permeabilidad secundaria (fracturas) de media a alta, se localizan en los bordes del valle formando lomeríos y conos volcánicos, actúan como receptores de recarga hídrica y subyacen a los depósitos aluviales. Éstos últimos, del Cuaternario, se encuentran ampliamente expuestos, su espesor (de hasta 130 m) aumenta de los flancos montañosos hacia el Río Lerma (CONAGUA, 2020). En general, el relleno aluvial es de granulometría variada, y a escala regional junto con las rocas fracturadas aloja tanto a horizontes acuíferos como a acuitardos (Rebollo, 2012).

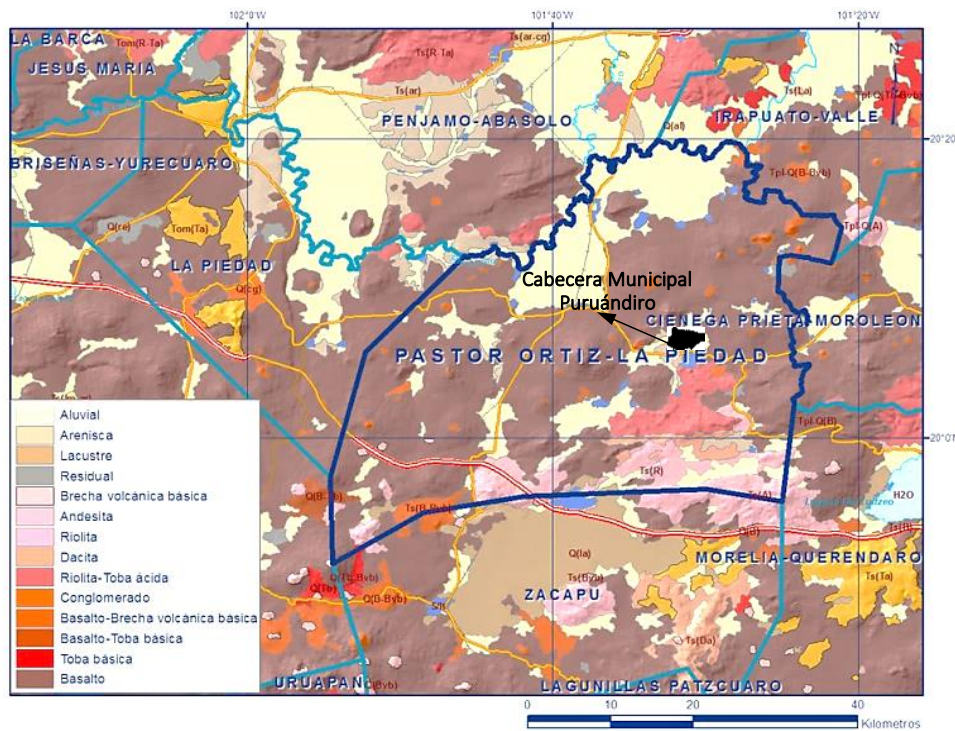


Fig. 14: Geología del acuífero Pastor Ortiz-La Piedad (CONAGUA, 2020) y zona de estudio indicada en polígono color negro.

La hidrografía del Municipio de Puruándiro se constituye por los arroyos Cofradía, Tablón, Jazmín, Laguna, Conono, Colorado, Cahuate y el Angulo; las presas Tablón, Cofradía, Agua Tibia; y por manantiales de agua fría y termales (Ecured, 2017).

*Acuífero: Formación geológica que almacena y permite la circulación de agua subterránea.

*Acuitardo: Formación geológica que almacena agua, pero la transmiten con dificultad.

1.8.4 Unidades geohidrológicas

Como se observó en el mapa geológico de la Fig. 5, en el área de estudio existe un dominio de litología ígnea (flujos de lava andesítico-basálticos e ignimbritas riolíticas); mientras que principalmente en el extremo noroeste se tiene la presencia de rocas sedimentarias y de depósito reciente. Ello, al conjuntarlo con el drenaje natural de la región, permite distinguir de forma clara que en la porción de depósitos aluviales y lacustres confluye menor número de ramales pluviales (Fig. 15). Como consecuencia, dichos contrastes en tipos de roca, son aspectos clave en la manera en que se infiltra recurso hídrico al subsuelo para alimentar el sistema hidrotermal. Así entonces, se tienen las siguientes unidades geohidrológicas, en orden de importancia para el termalismo de Puruándiro, por las características petrofísicas que puedan facilitar una recarga acuífera:

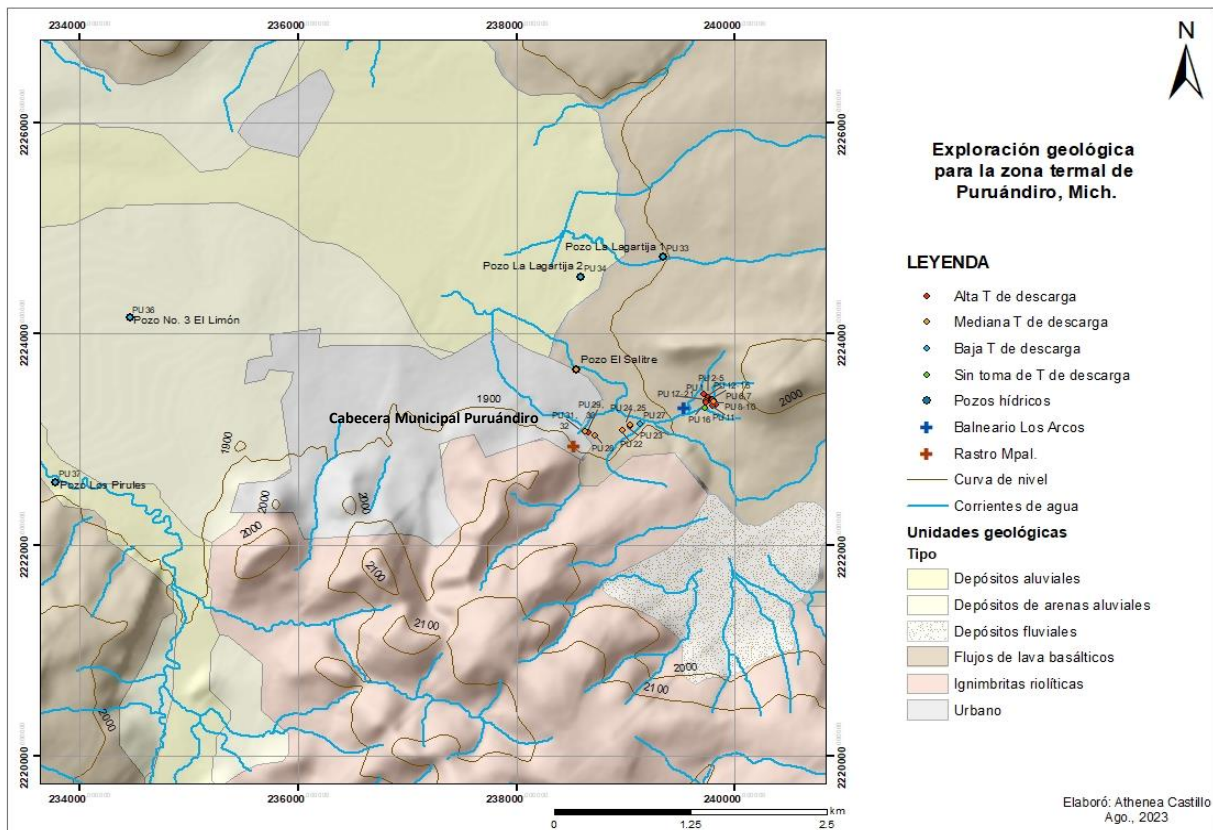


Fig. 15: Mapa de unidades geohidrológicas y ramales pluviales en área de estudio. Nomenclatura PU (2 a 37) para sitios de muestreo hidrogeoquímico de manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por [T] temperatura de descarga).

- **Flujos de lava basálticos:** Tipo de rocas ígneas extrusivas más comunes del planeta, cuya porosidad primaria suele ser baja o nula; sin embargo, con el tiempo la porosidad total de ~1-10% (Tabla 4; recuadro naranja) o incluso 20%, está dada por diaclasas de enfriamiento y fracturamiento, que aumentan la capacidad de transmitir agua al subsuelo. En el caso de Puruándiro, a pesar que la unidad

basáltica es joven (<2 Ma), favorablemente le han sido observados y medidos diversos fracturamientos (Tabla 13), aunado a que las manifestaciones termales de la zona se alojan en ella. En cuanto a la permeabilidad basáltica, por lo general es de media a baja (10^{-3} - 10^{-6} m/día) (Universidad de Salamanca, 2010); no obstante, estas rocas pueden constituir un acuífero de tipo fisural (0.02 - 1000 m/día) en las partes bajas de laderas (como caso de zona de estudio), donde los espesores son mayores (Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2002).

- **Ignimbritas riolíticas:** Rocas ígneas extrusivas generalmente referidas como tobas, cuyo origen se debe a exhalaciones de tipo explosivo, que provoca tengan una alta porosidad total de 10-50% (Tabla 4; recuadro verde) (Villagómez, 2003), para aquellas que no se encuentran soldadas en su textura. Por ende, sus características hidrogeológicas de porosidad, del orden común de 20 a 40%, y permeabilidad de 10^{-5} - 10^{-1} m/día (0.00001 - 0.1 m/día), generan condiciones de infiltración, que pueden constituir una importante área de recarga para un acuífero libre de tipo granular (Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2002). Lo anterior toma relevancia, dado que esta unidad geohidrológica es la más cercana a las manifestaciones termales de la zona de estudio, además que al ser de edad importante (23.7 Ma) puede tener desarrollado relevante fracturamiento y contribuir a la recarga del sistema hidrotermal.

Tabla 4: Parámetros hidráulicos característicos de los medios porosos y fisurados, tomado de Custodio & Llamas (1983) y Rebollo (2013).

MATERIAL		POROSIDAD TOTAL % (m)	POROSIDAD EFICAZ % (m_e)
Tipo de roca	Descripción		
Plutónicas	Granito fresco	0.01 - 1	$0.5 \cdot 10^{-3}$
	Granito meteorizado	1 - 10	$0.5 \cdot 10^{-4}$ - 0.01
Volcánicas	Basalto denso	0.1 - 1	0.1 - 2
	Basalto vacuolar	5 - 50	1 - 10
	Basalto fracturado	1 - 10	$0.5 \cdot 10^{-4}$ - 0.01
	Piroclastos y tobas	10 - 50	0 - 20
	Pumita	50 - 90	0 - 20
	Escoria	10 - 80	1 - 50
Metamórficas	No fracturada	0.01 - 1	$0.5 \cdot 10^{-3}$
	Fracturada	1 - 10	$0.5 \cdot 10^{-4}$ - 0.01
Sedimentarias	Caliza y dolomía no karstificada	0.1 - 25	0.1 - 5
	Caliza arrecifal y karst	5 - 50	5 - 40
	Arenisca	5 - 35	0.5 - 10
Sedimentarias no consolidadas	Arcilla	40 - 60	0 - 5
	Limo	35 - 50	3 - 19
	Arena fina o limosa	20 - 50	10 - 28
	Arena gruesa o bien seleccionada	20 - 50	20 - 35
	Grava	25 - 40	13 - 26
Evaporíticas	Anhidrita	0.5 - 5	0.05 - 0.5
	Halita	0.1 - 0.5	0.1

- **Depósitos aluviales:** Unidad que trata de materiales transportados y depositados en planicies o valles (caso de Cabecera Municipal de Puruándiro) a partir de frentes de montaña en áreas amplias, por lo que

forman suelos recientes de origen fluvio-lacustre (de elementos trasladados por corrientes de agua), poco evolucionados o desarrollados, en cuya superficie se acumula un poco de materia orgánica. La mezcla de sus componentes, que pueden ser cantos rodados, grava, arena, limo y arcilla, depende de las fuentes de los materiales, el volumen y la velocidad de la corriente (Bull, 1991). Sus propiedades en conjunto, generan que sean suelos oscuros, de mala filtración al subsuelo, con drenaje natural pobre (como se observa en mapa de Fig. 17), aunque por encontrarse en valles el manto freático se encuentre cercano a la superficie (SNET, 2006). Así entonces, esta unidad puede tener un carácter impermeable para la zona de estudio, que impida el ascenso del agua termal, por lo que ésta última es probable sea dirigida hacia el área donde afloran las manifestaciones termales.

- **Depósitos fluviales:** Rocas sedimentarias detríticas que, al ser compuestas por arcillas, limos, arenas y gravas, tienen un variado tamaño de grano (0.002 a >2 mm de diámetro) (Wentworth, 1922), y pueden presentar una matriz de grano fino (<2mm). Su porosidad y permeabilidad deposicionales es factible sean altas, en caso de existir predominio de gravas gruesas o no limosas, o al no al existir una matriz fangosa abundante ni compactación (Soriano, 2007). Por ende, para que ocurra una apreciable infiltración hacia el sistema termal, por parte de esta unidad geohidrológica próxima en el sureste a las manifestaciones termales del área de estudio, entre la unidad basáltica y de ignimbrita riolítica (ambas de probable buena porosidad), debe poseer sobre todo un bajo grado de matriz y compactación.

2. MARCO TEÓRICO

En este capítulo, se abordarán conceptos hidrogeoquímicos aplicados al campo de la geotermia y principios que los sustentan, necesarios para el desarrollo de la presente investigación en Puruándiro.

Geotermia

Del griego *geo* (Tierra) y *thermos* (calor), es el calor interno de la Tierra, así como la rama de la ciencia que estudia las condiciones y fenómenos térmicos del planeta, y procesos industriales en la extracción de la energía geotérmica (almacenada bajo superficie en forma de calor, manifiesta en volcanes, manantiales termales, suelos vaporizantes, fumarolas, pozas de lodo burbujeante y géiseres), útil para energía eléctrica y usos directos del ser humano (SGM, 2018; Enel Green Power, 2021; IGA & IRENA, 2023).

Sistema geotérmico

Convección de agua (corrientes calientes ascendentes y descendentes frías) en la corteza superior, que transfiere calor desde una fuente en un espacio confinado, hacia la superficie terrestre libre, donde el calor es absorbido, dispersado o usado (Hochstein et al., 1990). Así, un sistema geotérmico, está formado por una fuente de calor de elevado flujo térmico por largo periodo de tiempo, por un reservorio (roca permeable), una capa sello (roca impermeable), un acuífero y fluido caliente, recarga meteórica, fallas y fracturas (SGM, 2018).

Reservorio geotérmico

Campos-Romero (1995) menciona que es el estrato formado por un volumen grande de rocas calientes y permeables, que permiten el almacenamiento y circulación de fluidos (agua y gases), a alta temperatura y presión; razón por la que es la parte más importante de un sistema geotérmico.

Yacimiento geotérmico

Sistema geotérmico cuyo calor puede ser aprovechado de forma económicamente rentable; es decir que tiene las características necesarias para ser explotado y utilizado en diferentes aplicaciones (Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña, 2021).

Para efectos de generación de electricidad, los fluidos almacenados deben tener una temperatura mayor a 150°C, con presiones hidrostáticas medidas al nivel del mar de 30-40 atmósferas (Campos-Romero, 1995).

Recurso geotérmico y su clasificación

IGA & IRENA (2023) mencionan que es la energía calorífica concentrada, de forma que puede ser extraída y aprovechada conforme a la siguiente clasificación de yacimientos:

- Alta temperatura (>150°C): Producción de electricidad en ciclos de vapor de agua y usos directos.
- Mediana temperatura (100-150°C): Producción de electricidad en ciclos binarios, y usos directos (calefacción, procesos industriales, deshidratación frutas y verduras, secado de productos, etc.).
- Baja temperatura (<100°C): Usos directos (acuicultura, invernaderos, balneología, biogás, etc.).

Para precisar en este tema, es importante mencionar que a lo largo de los últimos 30 años se han publicado varias divisiones de los recursos geotérmicos, principalmente basadas en la temperatura o entalpía (cantidad de energía de un sistema que puede intercambiar con su entorno a presión constante) (Tabla 5), por ser la medida esencial de la calidad del recurso. En seguida se enuncian las clasificaciones más relevantes compiladas por Moeck (2014):

Tabla 5: Clasificación de los recursos geotérmicos por temperatura del reservorio según diferentes autores (recopilación modificada de Lee, 2001).

	Muffler, 1979 (°C)	Hochstein, 1988 (°C)	Benderitter & Cormy, 1990 (°C)	Haenel et al., 1988 (°C)	Sanyal, 2005 (°C)
Uso no eléctrico					<50-00
Muy baja entalpía					100-150
Baja entalpía	<90	<125	<100	<150	150-180
Moderada entalpía	90-150	125-225	100-200	---	180-230
Alta entalpía	>150	>225	>200	>150	230-300
Muy alta entalpía					>300

Por lo tanto, Nicholson (1993) menciona que la temperatura de los sistemas geotérmicos es un importante discriminador en términos de química de fluidos y uso potencial de los recursos termales. Pous & Jutglar (2004) refieren que, en los reservorios mayores a 150°C por lo general el fluido es emanado en forma de vapor (seco o húmedo), de fácil empleo en la obtención de energía eléctrica mediante turbinas de vapor en una central, de donde se vierte a la red pública de distribución; y que por el contrario, en los reservorios menores a 100°C no es viable el transporte de la energía geotérmica a gran distancia, de no ser que los centros de consumo se encuentren cerca del sitio de explotación, por lo cual las aplicaciones de la energía de baja temperatura son en su mayoría para el entorno doméstico, industrial y agrícola.

Play geotérmico

Al ser reconocido en los reservorios geotérmicos que la fuente de calor, el transporte de éste y la capacidad de las rocas para almacenamiento de energía térmica o fluidos calientes, son controlados por el ámbito geológico, se sabe que la geología a su vez influye en la ubicación y formación de los recursos geotermales. En consecuencia, el nuevo concepto de *play geotérmico* tiene un enfoque de evaluación general de recursos para agrupar objetivos de exploración, según aspectos geológicos, conectados por una evolución y/o tectónica similar; sin embargo, cierta temperatura se puede encontrar en todo tipo de entornos geológicos y a varias profundidades (Moeck, 2013).

En consecuencia, un *play geotérmico* consiste en un modelo de factores geológicos que pueden generar un recurso geotermal recuperable, en una posición estructural y entorno geológico determinados. No obstante, a escala sistemática y respecto al transporte de calor, los plays se dividen en dos grupos: transporte térmico dominado por convección que conduce a un calor acumulado, o transporte dominado por conducción que deriva en calor distribuido. Aquellos plays en sistemas dominados por convección se agrupan en: magmáticos, plutónicos, y controlados por fallas en dominios extensionales, según la naturaleza de la fuente de calor preponderante y el entorno tectónico. Los plays en sistemas dominados por conducción se dividen en: cuencas intracratónicas, cinturones orogénicos con cuencas de antepaís adyacentes, y basamentos de rocas cristalinas, de acuerdo con el control de permeabilidad principal, litofacies, fracturas o combinación de ambas (Moeck, 2013).

Fluido termal

Fluido a altas temperaturas, con distintos valores de pH, capaz de transportar metales y otros compuestos en solución hacia un sitio de descarga, alterando las rocas a su paso. Antes de encontrarse en un reservorio termal, puede ser de origen meteórico, magmático, metamórfico, sedimentario, oceánico, resultante de una mezcla o de una segunda ebullición (Universidad de Chile, 2011).

Alteración hidrotermal

Término que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas ante un cambio ambiental químico y termal, debido a la presencia de agua caliente, vapor o gas (fluidos hidrotermales) (Universidad de Chile, 2011). En otras palabras, consiste en un cambio de las rocas y minerales, resultado de la actividad de soluciones calientes (fluidos que acompañan el magma o que son calentados por éste) (Schlumberger Energy Glossary, 2023). Los factores que lo controlan son la temperatura, pH y volumen del fluido,

permeabilidad y composición de la roca, duración de la interacción agua-roca, y presión a profundidad (Universidad de Chile, 2011).

Por consiguiente, dada la naturaleza dinámica y compleja que caracteriza a los sistemas geotérmicos, éstos evolucionan a lo largo de miles a millones de años, pudiéndose modificar las propiedades físicas y químicas de los fluidos y rocas, e incluso el modo de transferencia de calor (Dalrymple et al., 1999; Canet et al., 2015a).

Las alteraciones minerales, como efecto directo de los procesos de interacción agua-roca, son una evidencia de la evolución de los sistemas hidrotermales, en donde la mineralogía y distribución espacial de las alteraciones proveen información indirecta de temperatura, acidez y permeabilidad, y así, de unidades geológicas productivas (Browne, 1970; Canet et al., 2015b), por lo que constituyen una herramienta en la evaluación inicial de zonas de interés geotérmico, o durante el periodo de explotación de un campo geotérmico para distinguir cambios importantes en el sistema.

Tipos principales de agua geotérmica

La energía geotérmica se puede encontrar a diversas temperaturas (~35->300°C) y profundidades (~1-4 km) de la corteza. Los recursos más desarrollados se encuentran en los sistemas hidrotermales, que consisten en agua caliente circulante en rocas permeables profundas (IGA & IRENA, 2023). El tipo de fluido más común a profundidad, de los sistemas geotérmicos de alta temperatura, tiene un pH casi neutro, con cloruro (Cl⁻) como anión dominante. Otras aguas geotérmicas, se derivan de este fluido profundo, a consecuencia de procesos químicos o físicos. A continuación, se describen estos tipos de agua geotermal, de acuerdo con Nicholson (1993), clasificados según los aniones dominantes:

- **Clorurada**: También denominada "clorurada alcalina o neutra", es típica del fluido geotérmico profundo en la mayoría de sistemas de alta temperatura. Áreas que contienen grandes manantiales calientes, con la mayor concentración de Cl, son alimentadas de manera más directa desde el reservorio profundo, y permiten la identificación de zonas permeables de la zona. Sin embargo, es posible que estas zonas no necesariamente se encuentren sobre el principal de flujo ascendente, ya que la topografía local puede ejercer un control significativo en la hidrología.
- **Sulfatada**: También nombrada "ácida-sulfatada", es formada por la condensación de gases geotérmicos cerca de la superficie (<~100 m), de aguas subterráneas oxigenadas. Los gases, con vapor y otros volátiles, son disueltos en el fluido profundo, pero separados del agua clorurada y hierven a profundidad. Se encuentran en los márgenes de un sistema termal, a cierta distancia de

un área importante de flujo ascendente, en niveles topográficos muy por encima del nivel freático, y sobre zonas de ebullición. Este tipo de agua, puede penetrar profundamente a través de fallas, donde se calienta, participa en reacciones de alteración de las rocas y se mezcla con fluidos clorurados ascendentes.

- **Bicarbonatada**: Incluye los fluidos ricos en CO₂ y aguas neutras bicarbonatadas-sulfatadas. Es producto de la condensación de vapor y gas en aguas subterráneas poco oxigenadas, puede ocurrir en una zona de condensación en forma de paraguas sobre el sistema geotérmico, aunque es común en los márgenes de éste. Si se encuentra en sistemas no volcánicos de alta temperatura, tiene un origen más complicado y puede constituir el fluido del sistema profundo.
- **Sulfato-clorurada**: Puede formarse mediante los siguientes procesos:
 - a) mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas a profundidades variables (lo más común)
 - b) descarga cerca de la superficie y oxidación de H₂S (ácido sulfhídrico) en aguas cloruradas
 - c) condensación de gases volcánicos cerca de la superficie, en aguas meteóricas
 - d) condensación de vapor magmático en profundidad
 - e) paso de fluidos clorurados a través de secuencias estratigráficas que contienen sulfatos (por ej., evaporitas) o litologías que contienen azufre nativo
- **Clorurada diluida (bicarbonatada)**: Formada por dilución de un fluido clorurado con agua subterránea o con agua bicarbonatada, durante un flujo lateral. Probablemente está restringida a los márgenes de las principales zonas de flujo ascendente, y a estructuras de flujo de salida de sistemas de alta temperatura. Con frecuencia se descarga de manantiales en sistemas de baja temperatura.

Cabe mencionar, que los fluidos geotérmicos contienen también una fuente importante de químicos dañinos geogénicos que incluyen al arsénico (As), boro (B), flúor (F), litio (Li), mercurio (Hg), antimonio (Sb), selenio (Se), torio (Th) y sulfuro de hidrógeno (H₂S), los cuales pueden causar problemas de contaminación en aguas superficiales y subterráneas, suelos, sedimentos, y generar enfermedades a cientos de personas y animales expuestos (Bundschuh, et al., 2017; Ramos et al., 2021).

Principales diagramas hidrogeoquímicos

Consisten en métodos gráficos para ilustrar análisis de agua, que tienen como objetivo identificar la clasificación de fluidos, detectar sus tendencias químicas, y trazarlas en un mapa (Hounslow, 1995). Entre los principales, se encuentra el de Stiff y D'Amore. El de Stiff, trata de polígonos irregulares cuyas esquinas indican las concentraciones (en meq/L) de los ocho componentes químicos mayores, divididos en cuatro

cationes y cuatro aniones, que además se puede utilizar para deducción de la roca madre por la cual transita el agua (Hounslow, 1995) (Fig. 16).

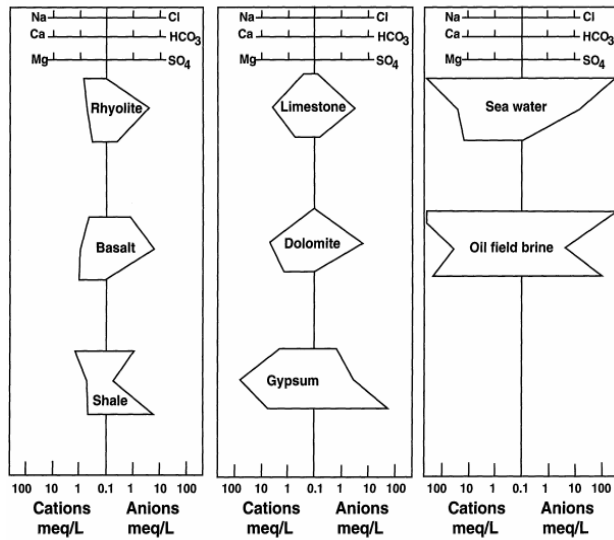


Fig. 16: Diagramas de Stiff de aguas provenientes de diferentes rocas (Hounslow, 1995).

El diagrama D'Amore (1983) por medio también de la concentración de los iones mayoritarios (en meq/L) de las muestras de agua, define seis parámetros (ejemplo en Fig. 17) para distinguir grupos, conforme a características geológicas e hidrogeológicas de las rocas por donde fluye el agua de las muestras. Estos parámetros son los siguientes:

$$A = \frac{100}{\sum_{aniones}} (HCO_3^- - SO_4^{2-}) \rightarrow \text{distingue entre circulación de agua en terrenos calcáreos y evaporíticos.}$$

$$B = 100 \left(-\frac{SO_4^{2-}}{\sum_{aniones}} - \frac{Na^+}{\sum_{cationes}} \right) \rightarrow \text{reconoce entre aguas enriquecidas en sulfatos que circulan por terrenos evaporíticos, y aguas enriquecidas en sodio que se encuentran en terrenos sedimentarios arcillosos y margosos.}$$

$$C = 100 \left(\frac{Na^+}{\sum_{cationes}} - \frac{Cl^-}{\sum_{aniones}} \right) \rightarrow \text{discrimina entre aguas que pasan por rocas tipo 'flysch' o 'volcanitas' y las provenientes de series carbonato-evaporíticas o de un basamento esquistoso cuarcítico regional. Ambas, tienen concentraciones altas de Na⁺, pero la primera con un muy bajo contenido de Cl⁻ y la segunda una relación Na/Cl cercana a la unidad.}$$

$$D = 100 \left(\frac{Ca^{2+} - Mg^{2+}}{\sum_{cationes}} \right) \rightarrow \text{identifica aguas circulantes en calizas dolomitizadas.}$$

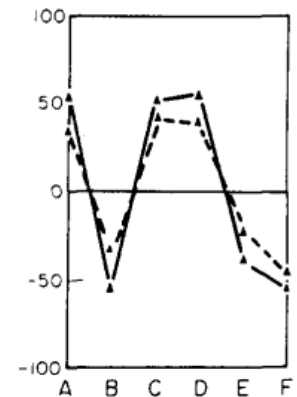


Fig. 17: Diagrama de D'Amore et al., (1983) con parámetros A-F.

$E = 100 \left(\frac{Ca^{2+} + Mg^{2+}}{\Sigma cationes} - \frac{HCO_3^-}{\Sigma aniones} \right) \rightarrow$ distingue entre circulación de agua en ambientes carbonatados y sulfatados.

$F = 100 \left(\frac{Ca^{2+} - Na^+ - K^+}{\Sigma cationes} \right) \rightarrow$ identifica un aumento de la concentración de K^+ en el agua.

Por otro lado, en el diagrama de Durov extendido los análisis se representan en triángulos por separado de los cuatro aniones y cuatro cationes importantes (en mg/L), pero unidos a 90° en una de sus esquinas, con el complemento de información graficada de pH y STD a manera de rectángulos que se correlacionan con los triángulos iónicos mencionados (Hounslow, 1995) (Fig. 18).

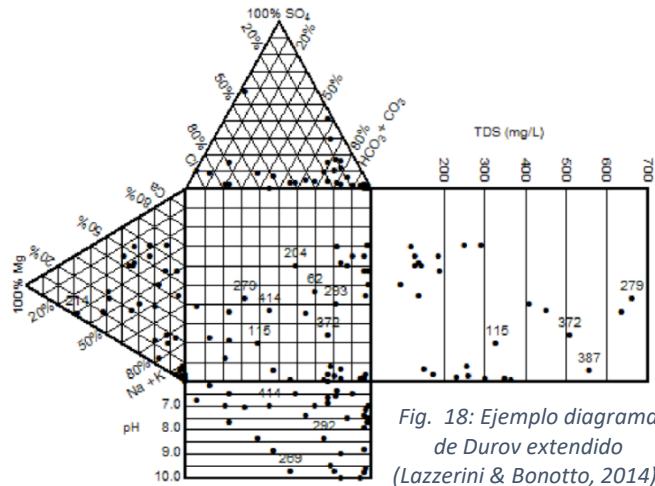


Fig. 18: Ejemplo diagrama de Durov extendido (Lazzerini & Bonotto, 2014).

Igualmente, es útil el diagrama de Schöeller-Berkaloff, de tipo semi-logarítmico, desarrollado para representar los contenidos de iones mayoritarios (en meq/L) mediante la unión de líneas, y mostrar los tipos hidrogeoquímicos de agua en un diagrama condensado, donde se pueden comparar las concentraciones de varias muestras (Morán-Ramírez, 2020) (Fig. 19).

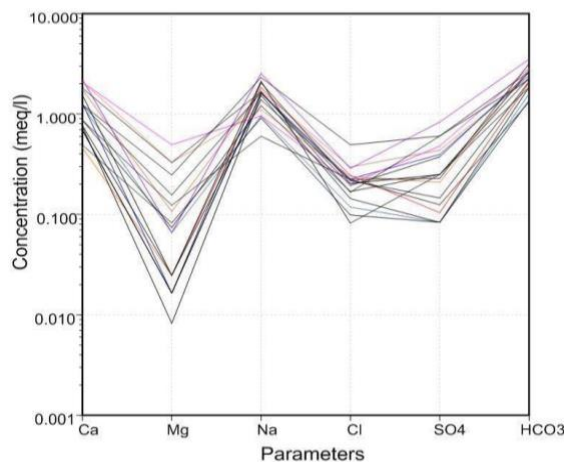


Fig. 19: Ejemplo diagrama de Schöeller-Berkaloff (Morán-Ramírez, 2020).

Parámetros fisicoquímicos

Al ser los parámetros fisicoquímicos del agua descargada, medidas fundamentales para el conocimiento de las características, calidad y origen de un agua bajo análisis, forman un pilar principal de estudio.

De manera específica, se tiene que la temperatura (T) es la cuantificación de la energía térmica del agua en el medio donde se encuentra. Es un factor que controla la solubilidad de los minerales y gases presentes, mismos que serán solubles en mayor o menor grado conforme al aumento o disminución de ésta (Morán-Ramírez, 2020).

En cuanto al potencial de hidrógeno (pH), al ser éste la medida de acidez o alcalinidad del agua, es posible determinar si ésta es de reciente infiltración por tener menor pH, menor carga iónica por sales incorporadas, y entonces es más ácida; o si por el contrario, es de mayor evolución, o ha adquirido iones por interacción con el medio rocoso, es alcalina, tiene mayor carga de sales y un pH más alto (Carbotecnia, 2022). Asimismo, el pH es un parámetro guía en los procesos hidrogeoquímicos de un acuífero, debido a que puede afectar la solubilidad de las especies químicas, en donde sales escasamente solubles cuyo anión es la base conjugada de un ácido débil (derivadas de ácidos débiles) aumentan su solubilidad en una solución ácida; por lo tanto, la solubilidad de compuestos binarios simples (como óxidos y sulfuros, que son bases fuertes), suele depender del pH. En contraste, el pH tiene poco efecto en la solubilidad de sales (por ejemplo, cloruros, bromuros, yoduros y sulfatos) cuyo anión es la base conjugada de un ácido débil más fuerte o un ácido fuerte (Nicholson, 1993; Universidad de California Davis, 2022).

El parámetro de conductividad eléctrica (CE), es la capacidad del agua para conducir la corriente eléctrica de acuerdo con la cantidad de iones disueltos que alberga, por lo que es un indicador de la salinidad del agua (Lenntech, 2021)

Por último, el aspecto que comprende específicamente el grado de mineralización o cantidad de materia (sales y residuos orgánicos) suspendida o disuelta en un medio acuoso, que afecta la calidad de un cuerpo de agua, es el de sólidos totales disueltos (STD), por lo que el conocer la composición química de éstos y sus proporciones, brinda valiosa información sobre los diferentes procesos fisicoquímicos que pueden ocurrir en un entorno natural (Morán-Ramírez, 2020). Además, los STD son considerados por Younger (2007) como la mejor medida de salinidad del agua subterránea.

Isótopos estables del agua para identificación de su origen

Los elementos químicos se distinguen por átomos con diferente número de protones en su núcleo (número atómico, Z), por lo que los isótopos de un elemento consisten en átomos con el mismo número atómico, pero distintas masas atómicas por la ganancia o pérdida de neutrones (número de masa, A = número de protones + número de neutrones) (Nicholson, 1993).

Los isótopos de un elemento muestran ligeras diferencias en su comportamiento químico y físico, mismas que sólo son medibles para las reacciones fisicoquímicas de los elementos más ligeros, donde una diferencia de uno o dos neutrones representa una fracción importante de la masa atómica. Por ende, esta propiedad del fraccionamiento de masa por reacciones en el medio natural, se emplea en análisis de isótopos estables (es decir, no radioactivos) para estudios hidrológicos. Los isótopos estables del hidrógeno (^1H , ^2H o D-deuterio) y oxígeno (^{16}O , ^{18}O), son los más aplicados en investigaciones geotérmicas para reconocer origen y procesos de agua y gases (Nicholson, 1993).

Lo anterior, debido a que el agua sufre procesos físicos de evaporación, condensación, precipitación, filtración, transporte en el medio subterráneo, calentamiento por una fuente termal (Fig. 20, recuadros rojos), y mezcla con diferentes tipos de fluidos, que sus consecuentes reacciones químicas producen fraccionamiento isotópico y con ello, variaciones isotópicas que son rastro de la historia natural que ha tenido el agua (Fig. 20) (White, 1974; Domenico & Schwartz, 1998).

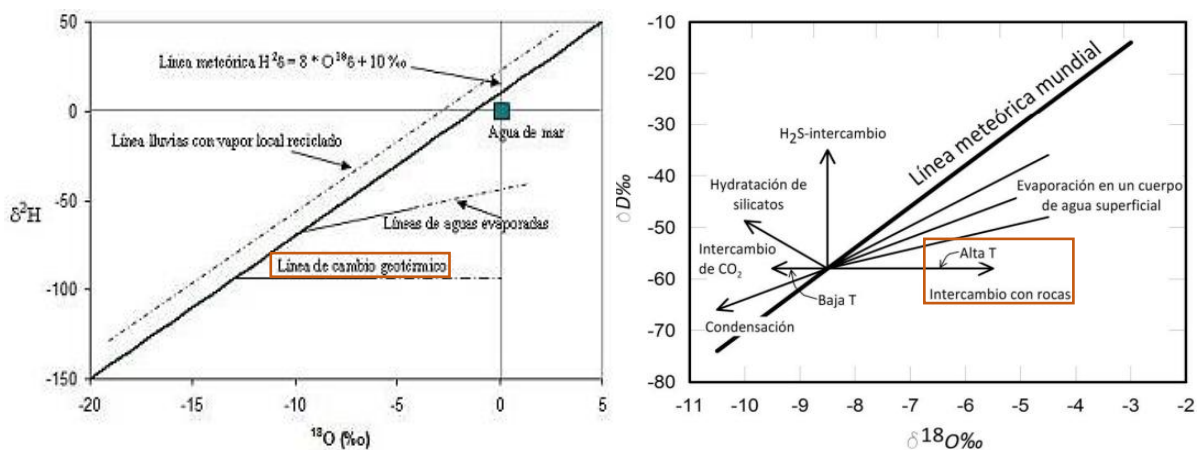


Fig. 20: Línea Meteórica Mundial comparada con cambios en la composición isotópica del agua por diferentes procesos. Modificación de (Domenico & Schwartz, 1998).

Vista la notación de isótopos (^AX), es relevante mencionar el uso de fracciones o proporciones en la química isotópica, y que, por lo tanto, la relación de masa isotópica de una muestra (R_x) siempre se escribe con el isótopo más pesado como numerador ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H). Ello se debe a la forma en que se miden los isótopos en un espectrómetro de masas, al ser un instrumento que determina las relaciones de abundancia (no concentración) de los isótopos en una muestra (Nicholson, 1993). Estas abundancias, se comparan con las de un estándar bien definido (R_{std}) analizado simultáneamente, y se da paso a la expresión respaldada por Craig (1963):

$$(R_x - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}}, \text{ o bien, } (R_x - R_{\text{std}}) - 1$$

Las unidades de medida de las relaciones isotópicas son partes por mil (ppm), que con el factor de porcentaje se expresan con el símbolo ‰, y poseen la notación de delta (δ):

$$\delta_x (\text{‰}) = \left\{ \left(\frac{R_x}{R_{\text{std}}} \right) - 1 \right\} \times 1000$$

En el caso de los elementos H y O en aguas naturales, el estándar utilizado es la media del agua marina (SMOW-standard mean ocean water, por su significado en inglés), definido por Craig (1961b).

Resultado de lo antes mencionado, las clasificaciones de agua por origen isotópico han sido definidas por Giggenbach (1992) como: magmáticas (que se han equilibrado con magma) con valores $\delta^{18}\text{O}$ de 6 a 9‰ y $\delta^2\text{H}$ de -40 a -80‰ (White, 1974), andesíticas (mezcla agua de mar reciclada y magmática en zonas de subducción) con $\delta^{18}\text{O}$ de 7.8 a 11‰ y $\delta^2\text{H}$ de -10 a -30‰, y metamórficas (que se han equilibrado con rocas metamórficas a alta temperatura) con $\delta^{18}\text{O}$ de 3 a 20 ‰ y $\delta^2\text{H}$ de 0 a -70 ‰.

Geotermometría catiónica y de sílice

Los geotermómetros, son ecuaciones que permiten estimar la temperatura de reservorios geotérmicos por medio de la composición química del fluido termal, relacionada con reacciones químicas, procesos de mezcla y equilibrio químico entre minerales y fluido por la interacción agua-roca; por ende, son herramientas de evaluación y monitoreo hidrotermal (Giggenbach, 1988). Existen los geotermómetros de sílice fundamentados en la solubilidad mineral, y los de cationes o reacciones de intercambio correspondientes a Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Mg, K-Mg, Ca-Mg (Nicholson, 1993). Al estar basados en el equilibrio de los fluidos minerales dependientes de la temperatura, su aplicación decae en cinco suposiciones básicas (Ellis, 1979; Fournier, 1977):

1. La concentración de los elementos o especies químicas a ser usadas en el geotermómetro está únicamente controlada por una reacción del fluido mineral dependiente de la temperatura.
2. Existe una abundancia de minerales y/o especies disueltas en el sistema fluido-roca para que la reacción ocurra fácilmente.
3. La reacción logra el equilibrio en el reservorio.
4. Existe un rápido ascenso del flujo a la superficie sin reequilibrio después de que el fluido deja el reservorio, es decir, no ocurren reacciones cercanas a la superficie.
5. No ocurre un proceso de mezcla o dilución del fluido profundo (esta suposición puede evitarse si es posible evaluar el grado de dilución o mezcla).

Por lo anterior, la reacción debe ser lo suficiente rápida para establecer el equilibrio en el reservorio; sin embargo, para asegurar que la composición del yacimiento sea retenida en el agua de descarga, pero no debe ser tan rápida que se reequilibre mientras el fluido migra a la superficie.

Importante es mencionar que, los casos que satisfagan todas las condiciones o suposiciones señaladas son casi inexistentes en el medio; no obstante, la geotermometría puede aceptarse como un método valioso para estimar comparativamente las temperaturas de los sistemas geotérmicos a profundidad (Fournier, 1981; Giggenbach, 1988).

Los geotermómetros catiónicos más importantes, que determinan el estado de equilibrio de los fluidos geotérmicos y fueron determinados por Giggenbach (1986) son:

- **K⁺/Mg²⁺**: Sustentado en el equilibrio de los minerales de feldespato potásico, muscovita y clinocloro (Giggenbach, 1988), y relacionado a sistemas de baja temperatura cuando el equilibrio no se ha alcanzado entre el fluido y el arreglo mineral completo de la roca almacén (Nicholson, 1993). Esto, es debido a que la concentración de Mg disuelto en los fluidos geotérmicos, en equilibrio con tales minerales al ser tan baja, provoca que la relación original K/Mg tenga alto grado de sensibilidad al reequilibrio al ascender el fluido a la superficie. Por ello, es empleado con frecuencia para yacimientos geotérmicos poco profundos, donde altos contenidos de Mg se encuentran en equilibrio agua-roca de baja temperatura, o para indicar la temperatura del último evento de equilibrio (Xu et al., 2016).

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{4410}{14.0 - \log \frac{K^2}{Mg}} - 273.15$$

- **Na⁺/K⁺**: Basado en el equilibrio del feldespato potásico y sódico (Giggenbach, 1988), se relaciona a sistemas de alta temperatura, donde la variación Na-K se debe al intercambio iónico de estos elementos con feldespatos alcalinos coexistentes. Esta tasa de reequilibrio en el intercambio Na-K, tiene la característica de ser más lenta que para los equilibrios de disolución-precipitación de sílice e intercambio K-Mg; por tanto, en el geotermómetro Na⁺/K⁺ las condiciones de equilibrio en profundidad se conservan en la solución durante más tiempo, conforme ocurre el ascenso a la superficie, y así, es capaz de indicar temperaturas altas desde niveles más profundos (Nicholson, 1993). En consecuencia, se ha observado que, a menos de 120°C las concentraciones de Na y K están influenciadas por minerales como las arcillas, y no están sólo controladas por la reacción de intercambio iónico de feldespatos (Ellis, 1979).

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1390}{1.75 - \log \frac{Na}{K}} - 273.15$$

*Nota: Concentraciones de cationes en ambos geotermómetros en mg/kg (ppm).

En específico, no es correcto aplicar los geotermómetros Na/K y su derivado Na-K-Ca para aguas ácidas que no están en equilibrio con feldespatos, ni para sistemas con rocas de concentraciones inusualmente altas o bajas de un álcali particular, a excepción de una correlación directa con las temperaturas medidas. Además, los cambios en concentración por procesos de ebullición y dilución, afectan la temperatura del método Na-K-Ca, donde el efecto principal es, respectivamente: la pérdida de CO₂ que provoca precipitación de calcita, y la disminución de Ca disuelto que deriva en temperaturas Na-K-Ca altas. Por tanto, el nivel de error es proporcional a la cantidad de CO₂ disuelto, y el efecto de la dilución es mínimo si el fluido geotérmico es mucho más salino que el diluyente (Karingithi, 2009).

En complemento, la corrección de Mg para el geotermómetro Na-K-Ca, sustentada por Fournier & Potter (1979), ocurre a partir de la observación que la mayoría de los fluidos calientes >180°C contienen <0.2 mg/kg de Mg, por lo que éste es bajo en relación con otros cationes. A temperaturas mayores, minerales como la biotita o actinolita también pueden eliminar el Mg de la solución, y a rangos menores puede incorporarse en arcillas o carbonatos. Por tal motivo, la corrección de Mg se aplica a aguas geotermales (no afectadas por mezcla) que contienen Mg disuelto alto, porque son salinas, o porque la temperatura del yacimiento es <180°C, tratándose de sistemas de temperatura más fríos, de bajo punto de ebullición, o con altos índices de descarga (Karingithi, 2009).

En cuanto a los geotermómetros de sílice, los principales de acuerdo con (Karingithi, 2009) son:

- **Cuarzo adiabático** (pérdida máxima de vapor): Compensa la pérdida de vapor por ebullición, y el aumento resultante en la concentración de sílice, más el enfriamiento del agua por expansión adiabática (sin intercambio de calor con el entorno) debido a disminución de la presión hidrostática-hidrodinámica. Se utiliza en mayor medida para descargas de pozos y piscinas con altas tasas de descarga (≥ 2 kg/s), especialmente aquellas con sílice.

$$(T(^{\circ}C)) = \frac{1522}{5.75 - \log SiO_2} - 273.15 \text{ (Fournier, 1977; Michard, 1979)}$$

- **Cuarzo conductivo** (sin pérdida de vapor): Representa las solubilidades determinadas experimentalmente, y se aplica a aguas que se enfrían por conducción durante su ascenso, o con temperaturas inferiores a la de ebullición, por lo que proporciona una estimación máxima de las temperaturas del reservorio según la solubilidad del cuarzo.

$$(T(^{\circ}C)) = \frac{1309}{5.19 - \log SiO_2} - 273.15 \text{ (Siever, 1962; Arnórsson et al., 1983)}$$

- **Calcedonia**: Si el geotermómetro de cuarzo u otros indican temperaturas de 120-180°C, es posible que la calcedonia pueda controlar la solubilidad de la sílice.

$$(T(^{\circ}\text{C})) = \frac{1032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15 \text{ (Fournier, 1977)}$$

- **Cristobalita:** La variante α -cristobalita o baja consiste en una modificación distorsionada de la estructura de alta temperatura (β -cristobalita), por lo que se forma debajo de 230°C (Kerr, 1965); pero ambas variantes indican sistemas hidrotermales de menor temperatura que los que se equilibran con la calcedonia.

$$\text{Cristobalita } \alpha \text{ (T(^{\circ}\text{C}))} = \frac{1000}{4.78 - \log SiO_2} - 273.15 \text{ (Fournier \& Marshall, 1983)}$$

$$\text{Cristobalita } \beta \text{ (T(^{\circ}\text{C}))} = \frac{781}{4.51 - \log SiO_2} - 273.15 \text{ (Fournier \& Potter 1982)}$$

- **Sílice amorfa:** Si el geotermómetro de calcedonia arroja temperaturas de 100-120°C, puede representar la temperatura profunda si no ocurre algún proceso de dilución; no obstante, si la temperatura calculada es inferior a 100°C entonces la cristobalita y sílice amorfa pueden controlar la solubilidad.

$$(T(^{\circ}\text{C})) = \frac{731}{4.52 - \log SiO_2} - 273.15 \text{ (Fournier, 1977)}$$

Estos geotermómetros de sílice, se basan en variaciones determinadas experimentalmente de la solubilidad de especies silíceas en agua, en función de la temperatura y presión. Según White (1970), cuando el agua se enfría debajo de 180°C se pueden originar precipitaciones de sílice. Asimismo, sugiere que estos geotermómetros no deben utilizarse para muestras con pH ácido y bajas concentraciones del anión Cl⁻, porque facilitan el ataque de rocas silicatadas por parte de aguas de 100°C, alcanzando elevados valores de sílice amorfa, que al ser muy soluble otorga una sobreestimación termal (MIE, 1985).

3. METODOLOGÍA

En este capítulo, se explicarán y especificarán las actividades de gabinete llevadas a cabo, así como los procedimientos de campo y de laboratorio para muestras líquidas y rocosas recolectadas en la zona de estudio, bajo las cuales será caracterizada en términos geoquímicos y geológicos.

3.1 Trabajo de gabinete

Consistió en la recopilación de información cartográfica y bibliográfica, generación de mapas geológico-geohidrológicos y de interpolación, a escalas local, semiregional y regional con sistemas de información geográfica; análisis de datos hidrogeoquímicos en hojas de cálculo y software especializado, elaboración de tablas, de gráficas en diversos programas, esquemas geohidrológico-hidrotermales en herramienta de dibujo Adobe Illustrator; al igual que la selección y edición de fotografías de campo, procedimentales y de resultados.

En específico, al ser obtenidos los datos numéricos de constituyentes químicos mayores, menores y traza, y capturar digitalmente los valores de los parámetros fisicoquímicos medidos en campo, se elaboró una base de datos en el programa Excel, en el que se relacionan las categorías de información con cada manantial termal o pozo hídrico estudiado. Realizada ésta, se ingresó a softwares de análisis y gráficos, utilizándose el denominado Diagrammes en versión 6.59 para presentar los resultados de Cromatografía Iónica, y realizar los diagramas hidrogeoquímicos de Chadah, Schöeller-Berkaloff y Stiff; mientras que para el gráfico Durov se requirió el software Geochemist's Workbench Community Edition 17.0, y su módulo SpecE8 (speciation in solution) para calcular el índice de saturación (IS) mineral a diferentes temperaturas (30, 60, 90, 120, 150 y 180°C), de minerales sugeridos por investigadores especialistas, en combinación con minerales en estado de equilibrio (IS de -0.5 a 0.5) distintivos de la zona estudiada.

Los diagramas de análisis de parámetros fisicoquímicos y sus comparativos estacionales, de isótopos estables del agua, los hidrogeoquímicos de Mifflin, Gibbs y D'Amore, de elementos menores y traza, reacciones de mezcla, índices de saturación, y geotermometría de sílice, fueron elaborados con el programa Excel. Para el cálculo de geotermometría catiónica y de sílice, los datos de química del agua dada por Cromatografía Iónica, se agregaron a la hoja de cálculo en Excel de nombre Liquid_Analysis_v4_Powell&Cumming_2010_StanfordGW.xls (Powell & Cumming, 2010), de la que, a partir de los cálculos generados, se extrajeron, además, diagramas de geotermometría catiónica.

En el ámbito cartográfico, los mapas de localización, geología y geohidrología se realizaron mediante funciones generales del software ArcGIS. Para el mapeo estructural, dado que en trabajos previos no se indica con precisión la existencia de fallas y fracturas locales, se efectuó la interpretación de lineamientos

probables en la zona de estudio y alrededores, a partir de un mapa de pendientes, en programa ArcGIS, mediante la herramienta Slope, dentro del paquete de herramientas ArcToolbox. La visualización de orientaciones de estos lineamientos, se obtuvo mediante una red estereográfica elaborada en la herramienta en línea Stereonet de Visible Geology.

En relación a los mapas de interpolación de parámetros fisicoquímicos y elementos traza, de igual manera se elaboraron en software ArcGIS, pero con la herramienta de manejo geoestadísticos de datos denominada Geostatistical Analyst, y los métodos de Kriging Ordinario y Kriging Bayesiano Empírico (EBK). La metodología Kriging es un procedimiento que genera una superficie estimada, a partir de puntos con valores dispersados, cuyas relaciones estadísticas y espaciales (distancia y dirección) generan una superficie de predicción para explicar su variación en la superficie. Como consecuencia, se usa con frecuencia en la ciencia del suelo y geología (ESRI, 2014).

El Kriging Ordinario, es el mejor estimador lineal no sesgado conocido. Es lineal porque el valor calculado es un promedio de los datos disponibles, y es no sesgado porque la estimación del error medio residual es cero (Rebollo, 2013). El EBK, tiene diferencia con otros métodos Kriging al tomar en cuenta el error del semivariograma (herramienta gráfica que define cómo disminuye la semejanza de valores con la distancia) (Porrás, 2015). Por ende, los errores de la predicción de datos faltantes en EBK pueden ser más precisos, y permite predicciones concisas de datos moderadamente no estacionarios (ESRI, 2014), como es el caso del factor temperatura de las manifestaciones termales y pozos hídricos en estudio, que puede tener variabilidad de acuerdo con la zona.

3.2 Trabajo de campo

Se efectuó en tres campañas de campo, que consistieron en el reconocimiento geológico-estructural y de características termales del área de estudio, medición de parámetros fisicoquímicos, muestreo de roca, de agua termal y potable de pozos hídricos.

En el mes de septiembre del 2021, se efectuó el trabajo de campo inicial, con el objetivo de realizar un inventario de manifestaciones termales y pozos de agua, registrados geográficamente mediante GPS. Para este procedimiento, se realizó la medición de parámetros fisicoquímicos de cada sitio (Figs. 23 y 25): potencial de hidrógeno (pH), conductividad



Fig. 21: Equipo multiparámetro utilizado, termómetro y GPS.

eléctrica (CE) y sólidos totales disueltos (STD), por medio del equipo multiparámetro HANNA modelo HI98130 (Fig. 21).

Así también, el inventario contempló la medición de temperatura de descarga de dichos puntos (Fig. 24), mediante el uso de un termómetro digital (0-120°C) con entrada doble tipo K/J, marca EXTECH (Fig. 21). El inventario de sitios con la información recopilada en campo se presenta en el Apéndice.

Para este tipo de actividades, se presentó el proyecto y equipo académico de investigación a las Autoridades Municipales del Ayuntamiento y de la Oficina de Agua Potable (Fig. 22), quienes brindaron las facilidades necesarias.



Fig. 22: Presentación de proyecto ante oficinas municipales.



Fig. 23: Toma de parámetros fisicoquímicos en pozos de agua del área de estudio.

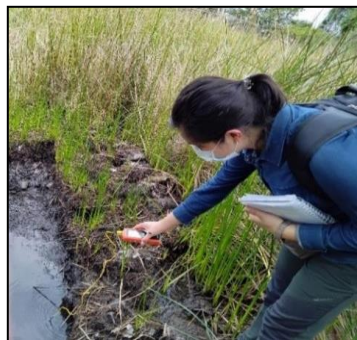


Fig. 24: Medición de temperatura de descarga termal.



Fig. 25: Medición de parámetros fisicoquímicos en manifestación termal.

En el mes de junio del 2022, se llevó a cabo el trabajo de campo principal (final temporada de secas e inicio de lluvias conforme a Fig. 9), que contempló la lectura de parámetros fisicoquímicos por medio también del equipo multiparámetro HANNA modelo HI98130, y la colecta de muestras de agua en manifestaciones termales y pozos hídricos identificados en la salida de campo preliminar, a excepción del manantial P-7 (base de datos de Tabla 12, pág. 95) que en esta segunda visita no fue registrado por encontrarse seco, y de los manantiales P-6, 11, 12, 18 y 33 (Fig. 26) por imposibilidad de acceso debido a zona fangosa. Sin embargo, en el trabajo de muestreo de jun-2022 fue considerado el manantial PU16

(base de datos de Tabla 12), no registrado en sep-2021 por delimitación de la zona; así como las manifestaciones termales PU17, 21, 25, 30 y 32 (Fig. 26) por encontrarse despejadas luego del inicio de la temporada de lluvias a comienzos del mes de junio (Fig. 9).

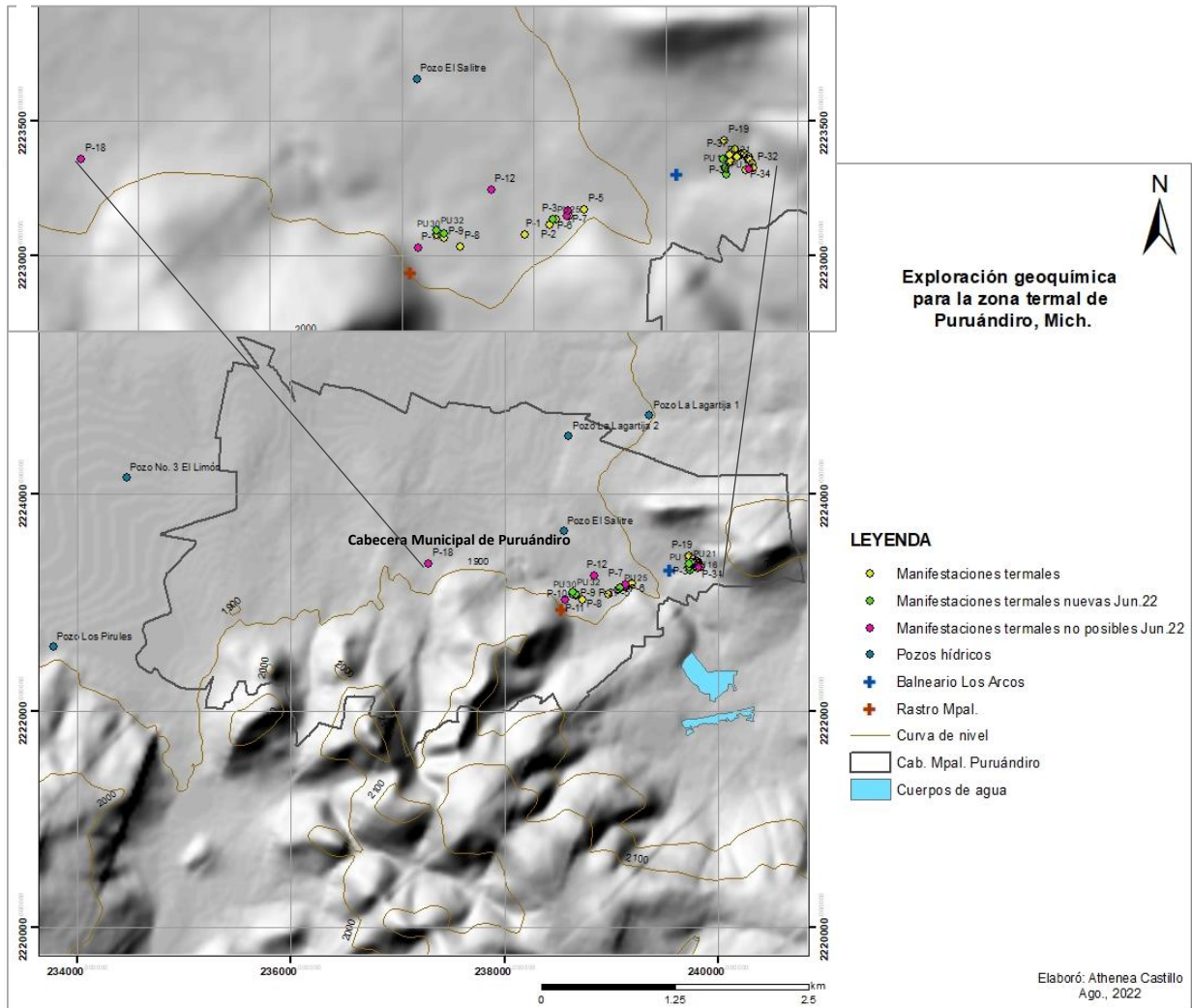


Fig. 26: Mapa de ubicación de las manifestaciones termales en zona de estudio.

En febrero 2023, se acudió a la última visita de campo para complemento de descripciones de puntos muestreados y confirmación de datos.

3.2.1 Diseño de bitácora de muestreo de aguas

Debido a que en todo muestreo es necesario realizar un registro adecuado del sitio, mantener un orden en los datos recolectados, así como indicar cualquier observación pertinente, bajo un formato establecido que evite confusiones durante la campaña de campo, resultó necesario el diseño de una


bitácora de muestreo específica para el proyecto. Con ello, se tiene una segunda ventaja, que reside en poder consultar en cualquier momento y con facilidad, la información registrada, ya que, al ser clara, sistemática y encontrarse dentro de un formato, puede ser almacenada a manera de pequeña carpeta.

Como resultado, en esta sección se presenta la bitácora de muestreo de aguas diseñada para el presente proyecto (Fig. 27) y empleada en el trabajo de campo (Fig. 33).

3.2.2 Muestreo de aguas

Para la colecta de muestras de agua, se llevó a cabo la planeación, compra y preparación del equipo necesario, que constó de: Recipientes de polipropileno de 250 mL de boca angosta para análisis de aniones (A), y de 125 mL para cationes (C), isótopos (I) y elementos traza (T); jeringas de 60 mL, vasos de precipitados de 50 mL, acrodiscos de tamaño de poro 0.45 μm con membrana de polietersulfona (PES), ácido nítrico (HNO_3) en gotero para preservación de muestras de cationes y elementos traza, cinta Parafilm, pipetas, pisetas, papel absorbente, guantes de látex, bolsas de plástico con cierre, hielera, hielo, marcador indeleble, bolígrafo y bitácora.

La metodología empleada en campo (Carrillo Sánchez, 2021), se describe en la Tabla 6. Solamente para muestras de pozo, se dejó correr el agua de su llave de control de 3 a 5 min (Fig. 33), de acuerdo con lo indicado por la NOM-014-SSA2-1994 (Secretaría de Salud, 1994), para asegurar que la muestra en sus resultados químicos no indique estado de estancamiento. Así mismo, se aseguró con el personal encargado de los pozos el hecho que éstos se encontraran detenidos en su proceso de cloración, para así no verse alterada la concentración natural de cloruros (Cl^-).



**BITÁCORA DE MUESTREO PARA
MANIFESTACIONES TERMALES Y POZOS DE AGUA**

Fecha: _____ Hora de inicio: _____ Hora de término: _____

Clave muestra: _____ Nombre sitio: _____ Entidad Federativa: _____

Posición geográfica¹: _____ Altitud: _____

Temperatura: _____ pH: _____ Conductividad eléctrica: _____ STD: _____

Temperatura de medición fisicoquímicos: _____

Alcalinidad / Sílice: _____

Vol. Muestra / Dilución: _____ Concentración del ácido: _____

Vol. 1 / Conc. SiO_2 : _____ Vol. 2 / Conc. SiO_2 : _____ Vol. 3 / Conc. SiO_2 : _____

Frasco Gigggenbach: _____

Nombre de responsable de:

- Registro de posición geográfica y llenado de bitácora: _____

- Medición de parámetros fisicoquímicos: _____

- Fotografías: _____

- Colecta y etiquetado de muestras líquidas: _____

Observaciones²:

1: Posición geográfica de acuerdo a GPS, en sistema UTM y proyección WGS84.
2: Observaciones que contemplen tipo de manifestación (hidrotermal, gasotermal, fumarola, poza de lodo, géiser, solfatara, volcán de lodo), si existe presencia de precipitados minerales, burbujeo y olor a azufre, o características y condiciones generales de pozos de agua (tipo de aprovechamiento, gasto, nivel estático y dinámico).

Registro de muestra colectada			
Filtrada (F)	Acidificada (A)	No filtrada ni acidificada (NF-NA)	Frasco Gigggenbach

ACR/2022

Fig. 27: Diseño de bitácora de muestreo de aguas.

Tabla 6: Metodología de muestreo de aguas.

Tipo de muestreo		
Aniones	Cationes, elementos traza y menores	Isótopos $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$
Enjuagar tres veces recipientes muestreador (Fig. 28) y de colecta de 1 L con agua a muestrear, y recolectarla (Figs. 29 y 35).		
Enjuagar tres veces con agua a muestrear el recipiente de polipropileno de 250 mL en donde se envasará.	Enjuagar tres veces con agua a muestrear el recipiente de polipropileno de 125 mL en donde se envasará.	
Vaciar muestra en recipiente de polipropileno de 250 mL.		Colocar acrodisco con membrana de 0.45 μm en punta de jeringa de 60 mL previamente enjuagada tres veces, para filtrado de muestra (Fig. 31).
	Medir pH de muestra. En caso de ser >2 , acidificar con HNO_3 ultrapuro hasta obtener valor de 2 (Fig. 30), para mantener en disolución a cationes (sin precipitación) y eliminar organismos biológicos que se alimenten de ellos.	Succionar muestra y expulsar en recipiente de polipropileno de 125 mL, evitando formación de burbujas.
Cerrar recipiente de forma correcta.		
Etiquetar (Fig. 32).		
Almacenar en hielera portátil (Fig. 36).		
Entregar en laboratorio químico (Fig. 37).		



Fig. 28: Enjuague de recipiente muestreador con agua a ser colectada.



Fig. 29: Colecta de muestra en recipiente de 1L.



Fig. 30: Acidificación con HNO_3 mediante gotero a muestras de cationes y elementos traza para preservación.



Fig. 31: Filtración con acrodisco de tamaño de poro 0.45 μm a muestras de isótopos.

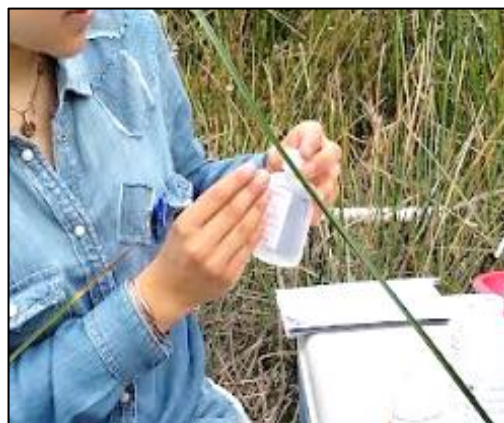


Fig. 32: Etiquetado de muestras de aniones, cationes, elementos traza e isótopos.



Fig. 33: Flujo en llave de control de pozos hídricos de 3 a 5 min, para evitar condición de estancamiento.



Fig. 34: Registro de datos de pozo de agua.



Fig. 35: Envasado de muestras de pozo a partir de recipiente de colecta de 1 L.



Fig. 36: Preservación en hielo de muestras de manifestaciones termales y pozos hídricos.



Fig. 37: Organización y entrega de muestras en laboratorio de Unidad de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos.

3.2.3 Parámetros fisicoquímicos de T, pH, CE y STD

Los equipos utilizados en ambos trabajos de campo, fueron calibrados previo a la obtención de las lecturas, con soluciones amortiguadores de pH 4 (JT Baker, lote C40W07, fecha de caducidad 2023/10/05) y 7 (JT Baker, lote C48W10, fecha de caducidad 2023/12/02) para cálculo de pH. Para la determinación de conductividad, se calibró el equipo con una solución de HANNA Instruments de 1413 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (lote 7101, fecha de caducidad 10/2026).

Para la elaboración de mapas de distribución espacial de estos parámetros químicos obtenidos en campo, así como de los resultados de concentraciones de analitos de interés en las muestras acuosas, se empleó el programa ArcGIS, para cuya interpolación fue usado el método Kriging.

3.2.4 Muestreo de roca y registro de datos estructurales

Los lineamientos estructurales pueden ser zonas de debilidad de la corteza terrestre, que faciliten el conducto de los fluidos termales hacia la superficie. Por tal razón, durante el trabajo de campo de junio-2022 en Puruándiro, se realizó también la colecta de muestras de roca, en cuatro puntos cercanos a probables lineamientos estructurales (fallas o fracturas) observados en mapas elaborados de pendientes y regional, y que se encontraran próximos a los dos grupos de manantiales identificados en sep-2021; es decir del Rastro Municipal, y del Balneario Los Arcos.

El muestreo de roca, consistió en obtener fragmentos no intemperizados, de alrededor de 15x15 cm, con ayuda de la herramienta pica para extraer especímenes frescos de los afloramientos existentes. La finalidad, fue obtener material litológico con el cual llevar a cabo la preparación de muestras en láminas delgadas, que puedan ser analizadas por Difracción de Rayos X y Petrografía mediante Microscopio Petrográfico con toma de fotomicrografías.

Respecto a los datos estructurales obtenidos, éstos fueron medidos en los mismos cuatro sitios de muestreo litológico, al encontrarse estrías, fracturamiento y planos de falla de interés para análisis del sistema geotermal.

3.3 Esquema general de muestreo y análisis

A continuación, se presenta un diagrama que resume el muestreo de agua y roca, y tipo de análisis de laboratorio requerido para cada ámbito a analizar de ellos (Fig. 38).

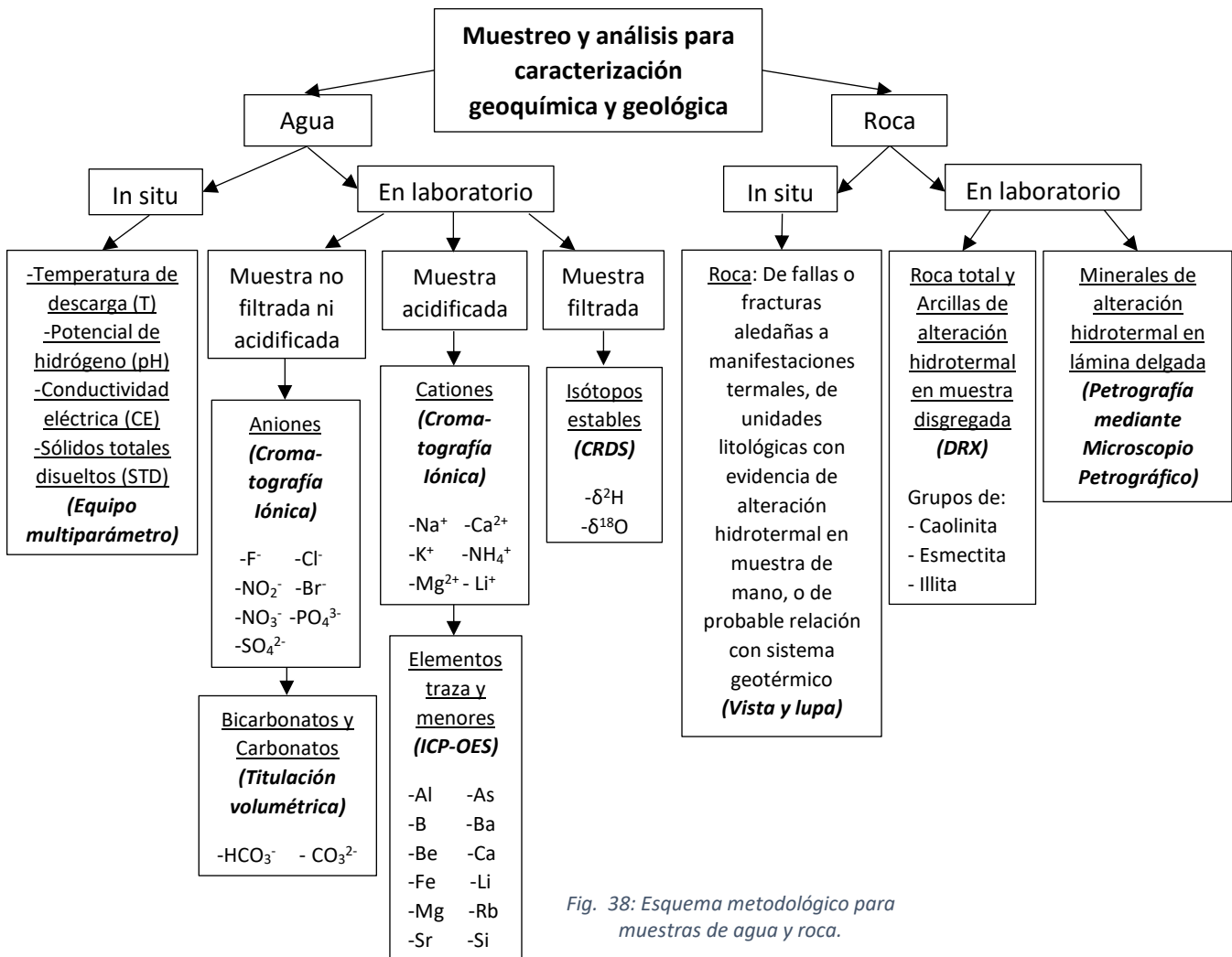


Fig. 38: Esquema metodológico para muestras de agua y roca.

3.4 Trabajo de laboratorio

Se realizó el análisis de las muestras colectadas (roca y agua), a través de las siguientes técnicas o métodos analíticos, que para rocas corresponden a: Petrografía mediante Microscopio Petrográfico (con proceso de laminación) para reconocimiento de rasgos texturales y mineralogía por alteración hidrotermal, y Difracción de Rayos X para examinación de roca total y arcillas de alteración hidrotermal; en tanto que para muestras líquidas consistió en: Espectrometría de absorción láser de intracavidad (CRDS - Cavity Ring Down Spectroscopy) para relaciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, Titulación volumétrica para bicarbonatos/carbonatos, Cromatografía iónica para iones mayores y menores, y Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES - Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) para elementos traza y menores.

A continuación, se describen los principios o fundamentos metodológicos, y procedimientos mencionados anteriormente.

> Para rocas:

3.4.1 Petrografía mediante Microscopio Petrográfico

La Petrografía, es un campo de la Petrología que comprende la descripción y clasificación de las rocas, de acuerdo con su textura y composición mineralógica, mediante la observación microscópica de láminas delgadas preparadas a partir de ellas. Este análisis, se efectúa por medio de un microscopio petrográfico, en donde se revelan características de los cristales (tipo, forma, color, matriz o cementante) y relación entre ellos; hecho que ayuda a determinar la composición de la roca, centrándose en su naturaleza y origen (SGM, 2021b) (Fig. 39).

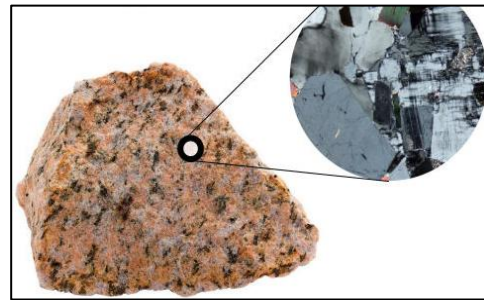
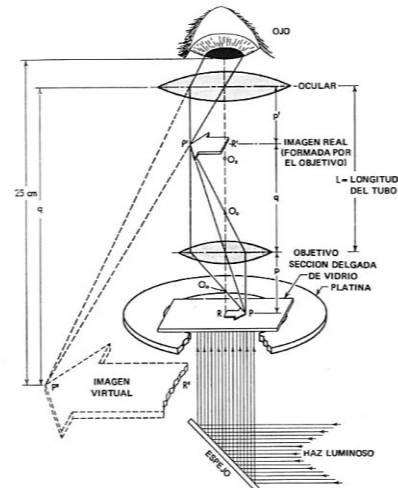


Fig. 39: Petrografía (geologiaweb, 2022).

El microscopio petrográfico es de tipo compuesto, al estar basado en la combinación de dos sistemas de lentes convergentes: ocular y objetivo. El segundo, forma una imagen real del objeto estudiado, de manera que el ocular genera una imagen virtual aumentada, por debajo de la platina del microscopio (SGM, 2017) (Fig. 40).



Fig. 40: Microscopio petrográfico y esquema del recorrido de la luz (Bloss & Casas, 1970).



Este microscopio, utiliza una luz polarizada plana (PPL) entre la fuente luminosa y la muestra, producida por una lámina polaroide denominada polarizador; así como una luz polarizada cruzada (XPL) para determinadas propiedades, que es perpendicular a la primera y que se puede interponer a voluntad del usuario (nícoles cruzados), para la que se emplea una segunda lámina polaroide llamada analizador (Dorronsoro et al., 2012).

Para el estudio de una muestra, es necesario realizar una preparación previa, a manera de lámina delgada para material coherente (roca) o briqueta para material suelto (suelo o sedimento), en donde cada espécimen debe ser cortado, pulido, pegado, cortado para terminado final, desbastado hasta alcanzar un espesor de aproximadamente 30 micras (μm), y cubierto con un cubreobjetos. Una vez que se tiene la muestra preparada, el tamaño límite para que los cristales sean visibles es del orden de 10 micras, por lo tanto, debajo de ello la identificación de minerales y texturas se realiza mediante técnicas submicroscópicas como el microscopio electrónico (SGM, 2017).

En lo que refiere a la preparación de las láminas delgadas, se realizó el siguiente procedimiento en el Laboratorio de Petrografía del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), UNAM, con el apoyo y asesoría del M. en C. Felipe García Tenorio:

1. Limpieza de fragmentos de roca con agua corriente.
2. Corte de fragmentos grandes de roca en cortadora 10" Buehler Trim Saw + PF, 115V, 60Hz (Fig. 41), para obtención de pedazos menores a 5 cm.
3. Limpieza de pedazos rocosos con agua destilada, dentro de un ultrasonido marca Cole-Parmer (Fig. 42), durante 5 min.



Fig. 41: Máquina cortadora 10" Buehler Trim Saw + PF



Fig. 42: Ultrasonido Cole-Parmer.

4. Selección de caras idóneas y representativas de los pedazos rocosos, para ser pegadas en portaobjetos (láminas delgadas).
5. Grabado de claves de muestra a portaobjetos.
6. Aplicación de resina a muestras para ser pegadas.
7. Secado a la intemperie.
8. Corte de exceso de pedazos rocosos mediante cortadora de precisión PetroThin Buehler, Thin Sectioning System (Fig. 43), para obtención del espesor de las láminas delgadas en 30 μm .



Fig. 43: Máquina cortadora de precisión PetroThin Buehler.

9. Pulido de muestras, con agua y abrasivos (Fig. 44a), sobre vidrios específicos para cada uno de ellos, de acuerdo con sus características texturales: Comienzo con abrasivo grueso de 240 o 400 μm para muestras ásperas o duras, y de 600 μm para aquellas menos gruesas (Fig. 44b), hasta observar en microscopio petrográfico un primer cambio de color de la mayoría de los minerales.
10. Pulido de muestra con abrasivo fino de 1000 μm y súper fino de 5 μm (Fig. 44c), hasta observar en el microscopio petrográfico un segundo cambio de color de los minerales, que por lo general para muestras de rocas ígneas va de tonos verde, azul, rosa, amarillo y naranja hacia blanco y gris.



Fig. 44: a) Abrasivos de 240, 400, 600, 1000 y 5 μm , piseta con agua y vidrios para pulido de láminas delgadas. b) Pulido de lámina delgada con abrasivo grueso. c) Pulido de lámina delgada con abrasivo delgado.

11. Pulido de muestra con líticas en pulidora MetaServ 250 Buehler, Grinder Polisher (Fig. 45), con abrasivo de 1 μm , durante 20 min y a ~ 250 RPM (revoluciones por minuto), para mejor visualización de matriz, textura y componentes.



Fig. 45: Máquina pulidora MetaServ 250 Buehler, abrasivo de 1 μm y agua en piseta.

12. Análisis de láminas delgadas (Fig. 46) en microscopio petrográfico Zeiss AX10 Scope.A1, en la Sala de Microscopios del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), UNAM, con facilidades proporcionadas por la M. en C. Gabriela Reyes Agustín. El análisis incluye la descripción textural, mineralógica, abundancia porcentual de minerales, indicación de alteraciones hidrotermales y toma de fotomicrografías con escala gráfica, en enfoque principal de objetivos 5 y 10X (Fig. 47).



Fig. 46: Lámina delgada finalizada, lista para análisis petrográfico.

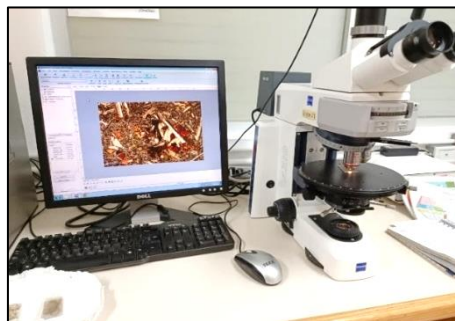


Fig. 47: Microscopio petrográfico Zeiss AX10 Scope.A1, y toma de fotomicrografías.

3.4.2 Difracción de Rayos X (DRX)

Es un método de alta tecnología, no destructivo para el análisis de diversos materiales. Su aplicación principal es la identificación cualitativa de la composición mineralógica de muestras cristalinas, que incluye la identificación de su sistema cristalino, análisis cuantitativo de compuestos, determinación de tamaños de cristales y del coeficiente de dilatación térmica, así como cálculos sobre la simetría de cristales y obtención de parámetros de la red cristalina, es decir, de información tridimensional acerca de la estructura interna cristalina (Universidad de Alicante, 2020).

La DRX, se basa en las interferencias ópticas producidas cuando una radiación monocromática atraviesa una rejilla de espesor comparable a la longitud de onda de la radiación. Los rayos X (radiaciones electromagnéticas), que son producidos por una aceleración de electrones desde un cátodo hacia un ánodo mediante alto voltaje, al ser transmitidos hacia una muestra a analizar se difractan con ángulos que dependen de las distancias entre los planos interatómicos, mismas que son características de cada elemento, y es así como se conoce la composición de una sustancia (LINAN, 2014) (Fig. 48).

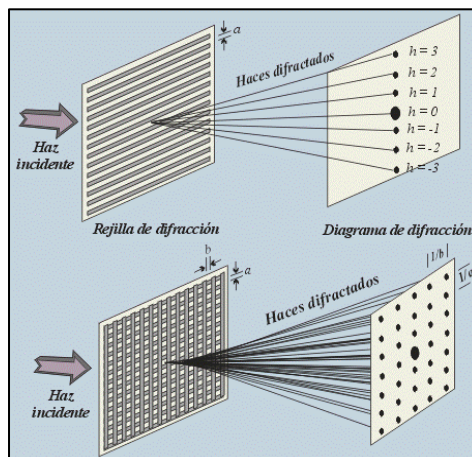


Fig. 48: Principio básico de la técnica de DRX (UNED, 2019).

Los rayos, difractados sufren interferencias constructivas o destructivas, ocurriendo la primera de ellas cuando los átomos se encuentran ordenados de manera periódica, con lo que se suman o refuerzan los efectos de dos ondas, se origina el fenómeno de difracción y se cumple la ley de Bragg, en la que si θ es el ángulo de incidencia de los rayos X en una estructura cristalina que tiene una distancia entre planos interatómicos de d , entonces la longitud de onda λ de los rayos difractados se calcula así (UNED, 2019) (Fig. 49): $n\lambda = 2d \sin\theta$

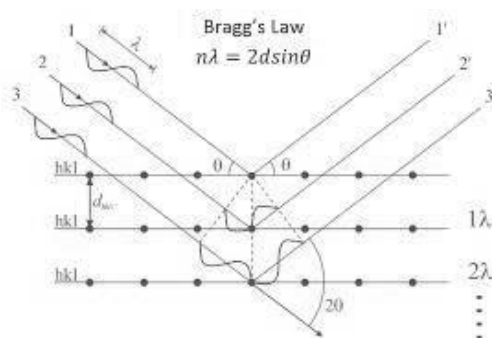


Fig. 49: Ley de Bragg (LINAN, 2014).

Por el contrario, en caso de interferencia destructiva, la ley de Bragg no se cumple porque las dispersiones se cancelan entre sí, y entonces la intensidad del haz de rayos X es demasiado baja para poder generar un pico en un patrón de difracción a manera de gráfico, conocido como difractograma.

Dentro de la información que proporciona la técnica, existen dos aspectos importantes: la posición de los picos en el difractograma, condicionada por el tamaño y forma de la celda unitaria del cristal, y las intensidades de los rayos difractados, que están íntimamente relacionadas con la naturaleza de los átomos y con las posiciones que ellos ocupan en la red cristalina.

Como referencia, el difractograma de una muestra pulverizada (preferible), puede obtenerse en un lapso de entre 10 min a dos horas de análisis (LINAN, 2014).

Para esta técnica mineralógica de laboratorio, se contempló el análisis de roca total y fracciones de arcilla que en muestras de lámina delgada evidenciaran la mayor cantidad de ellas a través del microscopio petrográfico. Así entonces, se seleccionaron las muestras P22-1B, P22-1C, P22-4, P22-5 y P22-7, correspondientes a las de mayor contenido de arcillas por formación hidrotermal, con el fin de detectar éstas de manera específica y conocer sus características de formación.

El análisis se llevó a cabo en el Instituto de Geología, UNAM, dentro del Laboratorio de Difracción de Rayos X, a cargo de la Dra. Teresa Pi Piug, quien ofreció las facilidades necesarias y realizó los análisis de roca total, y separación e identificación de arcillas de cada muestra. El resumen procedimental del análisis de roca total se resume de la siguiente manera:

1. Trituración de muestras, homogenización mediante mortero de ágata y tamizaje a malla 200 (<45micras).
2. Medición con portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas), en intervalo angular 2θ de 4° a 80° , escaneo por pasos con “step scan” de 0.003° (2θ) y tiempo de integración de 40s por paso.
3. Cuantificación en software HIGHScore v4.5, y bases de datos del ICDD (International Center for Diffraction DATA) e ICSD (Inorganic Crystal Structure Database).
4. Obtención de difractogramas en Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D.

Por otro lado, el resumen procedimental de separación e identificación se presenta a continuación:

- A. Separación fracción arcilla (< 2micras) y (<1micra)
 1. Muestra previamente disgregada se dispersó en agua destilada durante 24 horas.
 2. Decantación de fracción fina y centrifuga de ella a 6000rpm y 10000rpm.
 3. Recuperación de fracción fina.
- B. Preparación de agregados orientados
 1. Pesado de 1.0 g de cada muestra arcillosa previamente separada y colocación en vaso de precipitados con 5 mL de agua destilada.
 2. Agitación de mezcla manualmente y con ultrasonidos de baja potencia.
 3. Pipeteo de solución en vidrio redondo etiquetado con código de muestra, mediante pipeta automática.
 4. Preparación de tres alícuotas por muestra y secado a temperatura ambiente por 24 horas.
 5. Comprobación por peso que agregados orientados tenían espesor para medición ($>2.5\text{mg}/\text{cm}^2$).
- C. Tratamientos de muestras de arcilla
 1. Primer agregado orientado y analizado sin tratamiento de 4 a 80° (2θ).
 2. Segundo agregado tratado con etilenglicol a 80°C por 24 horas y medido de 4 a 80° (2θ).
 3. Tercer agregado calentado a 550°C y medido de 4 a 80° (2θ).
- D. Medición
 1. Medición con portamuestras de vidrio (fracción orientada, glicolada y calentada), en intervalo angular 2θ de 5° a 70° , escaneo por pasos con “step scan” de 0.003° (2θ) y tiempo de integración de 40s por paso.
 2. Obtención de difractogramas en Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D.

E. Identificación de fases

1. Mediante software HIGHScore v4.5, y bases de datos del ICDD (International Center for Diffraction DATA) e ICSD (Inorganic Crystal Structure Database).

> Para agua:

A continuación, se describe el procedimiento de lavado (Tabla 7), por parte del Técnico Laboratorista Sergio Piñón Rodríguez (Unidad de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos), de los envases utilizados en la colecta de muestras líquidas para los diferentes análisis químicos.

Tabla 7: Lavado de envases para muestras de agua.

Técnica analítica		
Espectroscopía de Absorción Láser de Intracavidad (CRDS)	Cromatografía Iónica (CI)	Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES)
Obtención de 37 frascos de polipropileno de 125 mL, y respectivas jeringas de 60 mL.	Obtención de 37 frascos de polipropileno de 125 mL y 250 mL, y respectivas jeringas de 60 mL.	Obtención de 37 frascos de polipropileno de 125 mL, y respectivas jeringas de 60 mL.
Enjuague de material con agua potable.		
Enjuague de material con agua desionizada mili Q.	Inmersión del material por 8 horas en detergente Hyclin libre de fosfatos, al 10% v/v.	
	Enjuague del material con agua tipo I, con completa remoción de detergente.	Enjuague del material con agua potable, con retiro completo de exceso de detergente, y en seguida con agua desionizada.
		Inmersión del material por 8 horas en HNO ₃ .
		Enjuague del material 10 veces con agua tipo I.
Colocación de material en recipiente limpio, con base y cubierta de papel absorbente (toallas sanitas).		
Secado de material a temperatura ambiente y almacenaje con indicativo para transporte a campo.		

3.4.3 Espectroscopía de Absorción Láser de Intracavidad (CRDS - Cavity Ring Down Spectroscopy)

Técnica analítica que cuantifica la relación isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en moléculas de H₂O, CO₂, H₂S y NH₃ con base en la medición de descomposición de la luz. Estas moléculas, tienen un espectro de absorción único en el infrarrojo, que a presión subatmosférica consiste en estrechas líneas, con una longitud de onda característica; sin embargo, en espectrómetros convencionales de infrarrojo, los gases traza proporcionan poca absorción para su medición (sensibilidad de partes por millón). El CRDS aumenta su

sensibilidad mediante una longitud de trayecto efectiva, que permite a los gases ser monitoreados en segundos o menos, a nivel de partes por billón, o incluso partes por trillón (González & Mejía, 2013).

En el análisis CRDS, el haz de luz de un láser entra en una cavidad definida por dos o más espejos de alta reflectividad. Cuando el láser está activado, la cavidad se llena rápidamente con la luz láser. Luego, un fotodetector percibe la pequeña cantidad de luz que escapa de uno de los espejos, para producir una señal proporcional a la intensidad en la cavidad. Posteriormente, cuando la señal del fotodetector alcanza su valor más bajo (en pocos microsegundos), la onda láser continua (Continue Wave) se apaga. La luz en la cavidad sigue rebotando entre los espejos (~100,000 veces), pero debido a que tienen poco menos de 100% de reflectividad (99.99 %), la intensidad de la luz en el interior de la cavidad se filtra de manera constante y decae a cero en forma exponencial. Este decaimiento, o "ring-down", se mide en tiempo real por el fotodetector, y la cantidad de tiempo para que el decaimiento suceda está dado por la reflectividad de los espejos (Fig. 50) (González & Mejía, 2013).

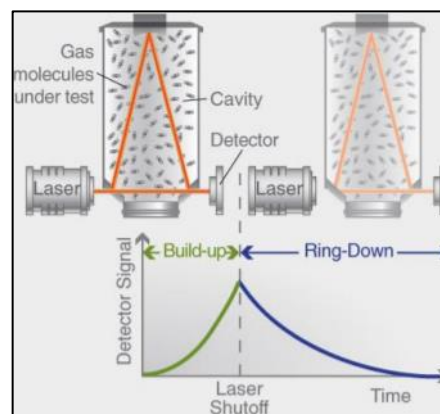
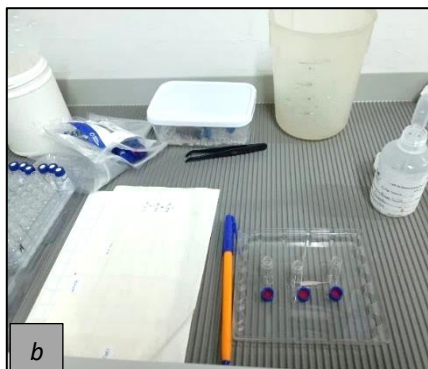


Fig. 50: Esquema del analizador CRDS (González & Mejía, 2013).

Para este análisis, se obtuvo asesoramiento y realización de procedimientos detallados de la Dra. Norma S. Pano Farías y la Dra. Ruth E. Villanueva Estrada en la Unidad de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), UNAM. Se empleó el equipo Picarro, modelo L2130i, con lavado previo (Tabla 7) del material utilizado para el muestreo. Una vez recibidas y refrigeradas las muestras en laboratorio (Fig. 51a), el procedimiento a seguir fue el siguiente:

1. Preparación de tres viales de 2 mL por muestra, y sin burbujas, con respectivo etiquetado A, B y C para análisis por triplicado (Fig. 51b-d). Purga por tres veces de pipeta limpia con agua a ser envasada, y de dos veces a viales nuevos. Empleo de una pipeta beral de plástico por muestra para evitar contaminación entre ellas.



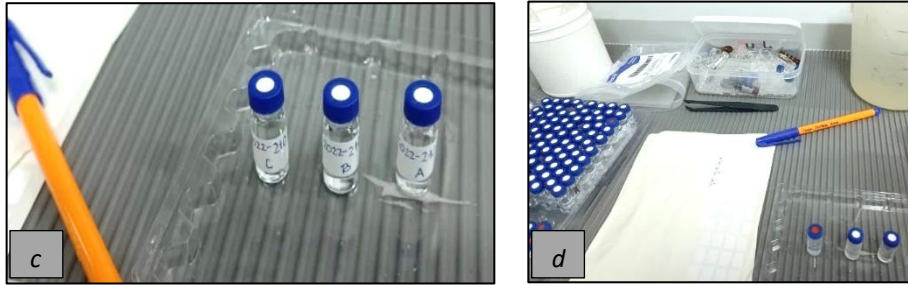


Fig. 51: a) Refrigeración en laboratorio de muestras para isótopos ^2H y ^{18}O (recuadros rojos). b) Trabajo en laboratorio para preparación de tres viales por muestra. c) Etiquetado A, B y C de viales de muestra. d) Término de preparación de viales, con distinción de grupos A, B y C.

Las muestras fueron analizadas de acuerdo al procedimiento interno de laboratorio PT-IE-UGFG. Los Materiales de Referencia Certificados (MRC) empleados fueron VSMOW2 (Vienna Standard Mean Ocean Water, RM 8535a) y GRESP (Greenland Summit Precipitation water). Las muestras y los MRC fueron leídas 7 veces de 3 viales diferentes; los resultados se muestran con la desviación estándar. Para evaluar datos anómalos se aplicó la prueba de Grubbs (ASTM E178) (ASTM International, West Conshohocken, PA., 2016). El procedimiento de corrección para ajustar los datos medidos de isótopos a escalas de referencia aceptadas del OIEA fue de acuerdo al propuesto por Sharp (2017).

3.4.4 Titulación volumétrica

El método consiste en adicionar de manera paulatina un volumen de solución conocida (estándar o patrón) a una desconocida (problema o caso), con el objetivo de medir la concentración de ésta (muestra). La titulación se lleva a cabo hasta el volumen de punto final con un indicador visual. Para tal fin, se requiere de un *titulante o reactivo valorante*, normalizado con una solución estándar; el titulante, reacciona estequiométricamente con el *analito de interés o sustrato*, y por medio de la cual se cuantifica éste último (Universidad de Valencia, 2018).

En la titulación o valoración, se emplea un conjunto instrumental con el que se miden los volúmenes de las soluciones, y cuyas piezas importantes son (Fig. 52):

- a) **Bureta:** Para medir con la mayor exactitud posible el volumen de la solución añadida. La escala se puede leer con precisión de 0.05 cm^3 .
- b) **Pipeta:** Para entregar un volumen exacto de una solución.
- c) **Matraz cónico:** Donde se coloca la muestra.

En un procedimiento de titulación, la pipeta se usa para transferir un volumen con precisión de la muestra hacia un matraz cónico. La solución titulante reacciona, y se agrega desde una bureta hasta que haya reaccionado por completo; es decir, hasta alcanzar el volumen del *punto final de la titulación*.

Para saber cuándo éste es alcanzado, puede emplearse un indicador que cambie de color en tal momento, que por ejemplo, en la titulación de un ácido y base fuertes suelen ser gotas de naranja de metilo o fenolftaleína; sin embargo, el cambio de color también puede aportarlo el analito, el titulante, o productos de la reacción (avogadro.co, 2005) (Fig. 52).

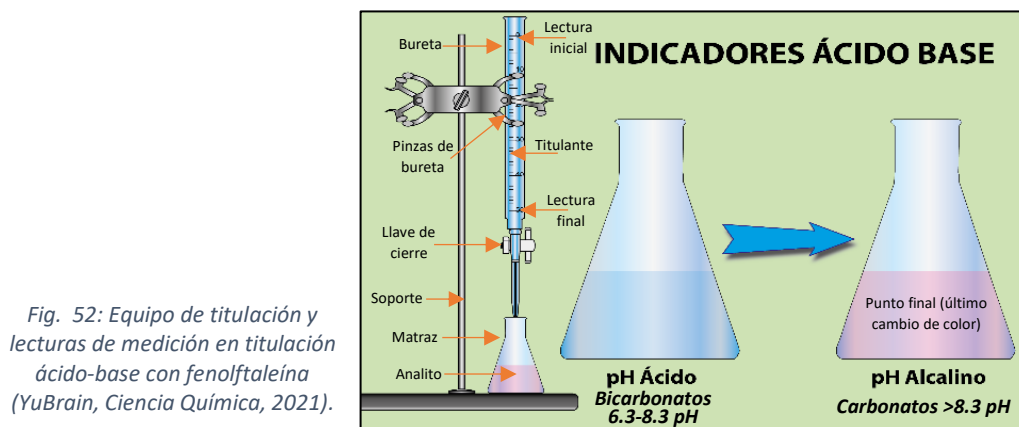


Fig. 52: Equipo de titulación y lecturas de medición en titulación ácido-base con fenolftaleína (YuBrain, Ciencia Química, 2021).

Para el cálculo de la concentración de cada constituyente en la muestra, es decir, la determinación volumétrica de un componente A, basada en la capacidad de reacción con un componente B, los pasos a seguir son:

1. Cálculo de moles de B presentes, dado que la concentración del estándar es conocida y el volumen añadido se ha medido, se calcula el número de moles de esa sustancia (**Molaridad = moles/volumen**).
2. Determinación de la concentración de A en la muestra problema, a partir de la ecuación química de la reacción, donde se calcula el número de moles de la sustancia a analizar (componente A) presentes en la muestra, para después dividir éstos entre su volumen de disolución y conocer así, la concentración buscada (**Molaridad = moles/volumen**).

Este análisis, se llevó a cabo en la Unidad de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), UNAM, por parte de la M. en C. Nora E. Ceniceros Bombela. La determinación de la concentración de bicarbonatos/carbonatos se determinó por el método de titulación volumétrica con indicador visual, empleando como disolución valorante ácido clorhídrico previamente normalizado con un patrón primario (biftalato de potasio):

- d) Fenolftaleína a un primer viraje o vire (cambio de color del indicador) correspondiente a pH 8, en el cual se titulan los hidróxidos y la mitad de carbonatos.
- e) Si con fenolftaleína se obtiene un color rosa, indica especies hidróxido y carbonato. Por lo general, carbonatos.

- f) Una vez titulada la mitad de carbonatos, la solución cambia de tono rosa a incoloro, para entonces agregar una mezcla de indicador entre el rojo de metilo (Fig. 53) y verde de bromocresol (Fig. 54), que va del pH 8 al 4, referente al punto final en el que se titula la otra mitad de carbonatos y la totalidad de bicarbonatos.
- g) El nuevo vire ocurre de incoloro a verde; mientras que el punto final (tituladas todas las especies de alcalinidad) es de color rosa canela, a un pH aproximado de 4.5.
- h) Debajo de 4.5 de pH no existe ninguna especie química que provoque que las muestras tengan alcalinidad (bicarbonatos, carbonatos e hidróxidos; por lo general los dos primeros en aguas naturales, y de mayor predominio los bicarbonatos).



Fig. 53: Efecto del cambio de pH sobre el indicador rojo de metilo (Cienciabit: Ciencia y Tecnología, 2018).



Fig. 54: Gama de colores de acuerdo con el pH, indicados por el verde de bromocresol (Insumos de Laboratorio Norte, 2019).

3.4.5 Cromatografía Iónica

Es un método físico de separación, en el que los componentes de la muestra (analitos) son distribuidos en dos fases: una estacionaria (columna) y otra móvil. Cuando una muestra iónica atraviesa esta columna, los iones presentes se separan debido a las diferentes retenciones que sufren al interactuar con la fase fija. Una vez separada, la muestra pasa a través de un detector (en este caso conductimétrico) donde se registra la señal obtenida respecto al tiempo de retención. El resultado, son cromatogramas donde la posición de los picos máximos indica los iones presentes (carácter cualitativo) y su área señala la cantidad (carácter cuantitativo) (Laboratorio de Técnicas Instrumentales UVa, 2019) (Fig. 55).

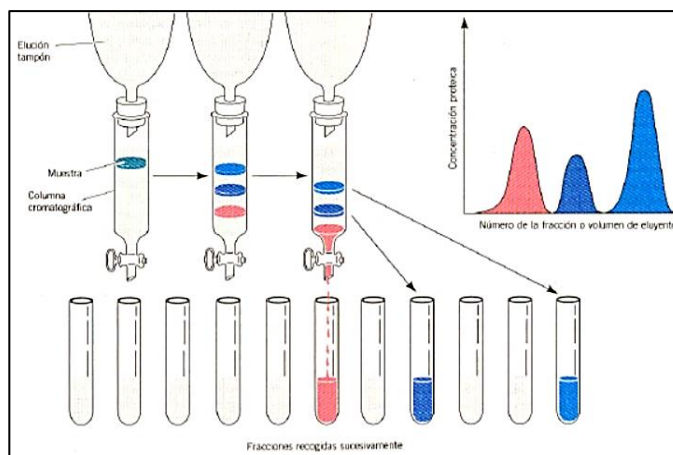


Fig. 55: Proceso de cromatografía iónica (Álvarez et al., 2014).

El análisis de las muestras de agua, estuvo a cargo de la M. en C. Nora E. Ceniceros Bombela en la Unidad de Geoquímica de Fluidos Geotérmicos del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM), UNAM, por medio de un equipo marca Thermo Scientific, modelo Dionex ICS-5000+ DC y DP (Fig. 56a), con lavado previo del material de muestreo (Tabla 7), colecta de muestras para aniones y cationes conforme a metodología (Tabla 6), arribo a laboratorio y refrigeración.

Las condiciones del equipo para el proceso de cuantificación de los analitos son las siguientes:

1. En equipo cromatográfico, tiempo de aproximadamente media hora para flujo de la fase móvil hasta que señal del detector se estabilice.
2. Dilución con agua desionizada de muestras con alta conductividad eléctrica (por lo general $>1000 \mu\text{S/cm}$), con el fin de disminuir su concentración iónica (Fig. 56b).
3. Determinación de cationes en columna cromatográfica *IC Dionex^T M IonPac^T MC12A*, con diámetro de 4 mm y longitud de 250 mm; y para aniones una columna cromatográfica con fase estacionaria *IonPac^T M AS11-HC-4 μm* con mismo diámetro y longitud que la empleada en cationes.
4. Obtención de curva cromatográfica (componente, tiempo de retención en fase fija, área, altura, área relativa, altura relativa y cantidad) (Fig. 56c) para posterior interpretación de las concentraciones de cationes y aniones en muestras.

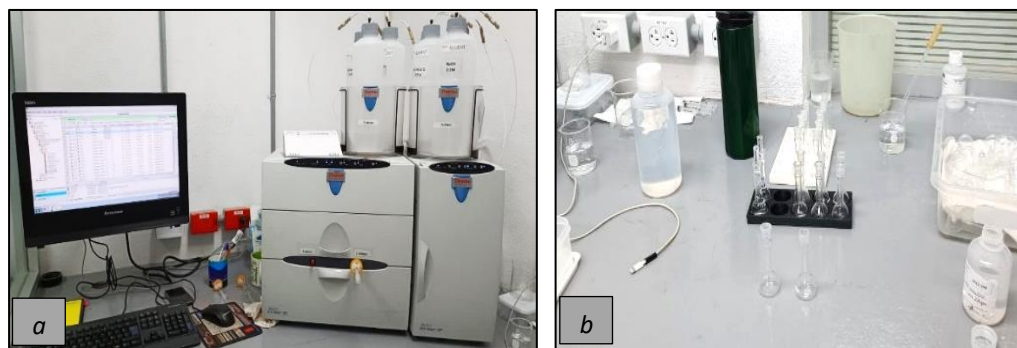
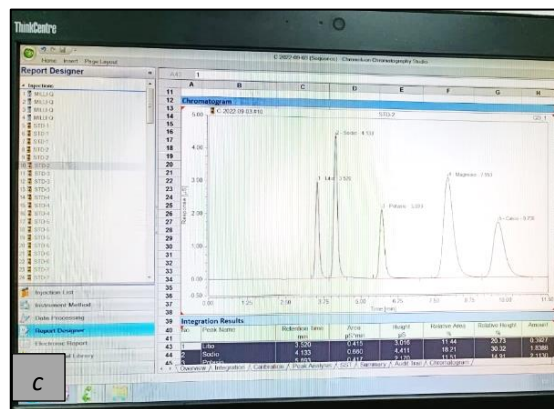


Fig. 56: a) Equipo cromatográfico Thermo Scientific, Dionex ICS-5000+ DC y DP y de cómputo con software especializado. b) Dilución de muestras que presentan alta conductividad eléctrica. c) Obtención en equipo de cómputo de cromatograma, con picos pertenecientes a los diferentes cationes y aniones de las muestras analizadas.



3.4.6 Espectrometría de Emisión Atómica con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-OES - Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry)

El plasma de acoplamiento inductivo (ICP) es una fuente de ionización que junto a un espectrómetro de emisión óptico (OES) constituye el equipo de la técnica ICP-OES (Laboratorio de Técnicas Instrumentales UVa, 2020). Es un análisis multielemental, capaz de determinar y cuantificar la mayoría de los elementos de la tabla periódica, a excepción de C, N, O, H, F, gases nobles y algunas tierras raras, en concentraciones de % hasta ppb ($\mu\text{g/L}$).

Las muestras son introducidas al equipo de forma líquida, transformadas en aerosol mediante un nebulizador (sistema de nebulización) y excitadas con un plasma de argón. En el plasma, debido a las altas temperaturas generadas, los analitos son atomizados e ionizados (Instituto de Catálisis y Petroleoquímica, 2019); (Laboratorio de Técnicas Instrumentales UVa, 2020) (Fig. 57).

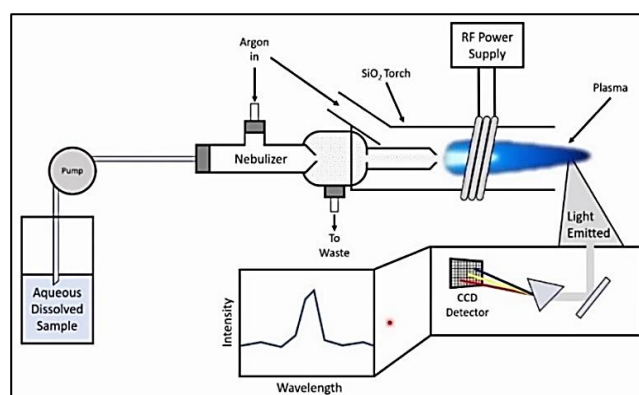


Fig. 57: Esquema del espectrómetro ICP-OES (Neale, 2020).

Para efectos de este proyecto, se tuvo guía y apoyo de la Dra. Norma S. Pano Farías, y se utilizó el equipo marca Agilent Technologies, modelo ICP-OES 5100, con previo lavado del material (Tabla 7), y colecta muestral para elementos traza y menores (Tabla 6).

Una vez las muestras se recibieron en el laboratorio y se mantuvieron en refrigeración hasta ser analizadas (Fig. 58a), el procedimiento fue el siguiente:

1. Filtración de muestras mediante acrodiscos de tamaño de poro $0.45 \mu\text{m}$ y jeringas de 5 mL, y correspondiente trasvasado a frascos limpios, con etiquetado de clave establecida (Fig. 58b).
2. Purga por tres veces de frasco limpio con agua a ser envasada, y empleo de un acrodisco y jeringa por muestra para evitar contaminación entre ellas.

Fig. 58: a) Refrigeración en laboratorio de muestras para elementos traza (recuadro rojo). b) Filtrado y trasvasado en nuevos frascos, así como etiquetado.



4. RESULTADOS

4.1 Hidrografía y microcuenca

Con el fin de observar la ocurrencia y dirección o tendencia de los ramales pluviales existentes en la zona de estudio y alrededores, por medio de los cuales el reservorio termal pueda ser abastecido a profundidad, se realizó un mapa de ellos (Fig. 59), en el cual se distingue que en la sección donde se encuentran los manantiales termales bajo estudio confluyen arroyos, por ser esta área junto con el resto de la Cabecera Municipal de Puruándiro una depresión o cuenca local.

A partir de las zonas aledañas que son más altas, por pertenecer a derrames y conos de lava, se tienen flujos de agua corriente abajo; hecho que es favorable para una continua recarga del sistema hidrotermal al ocurrir precipitaciones y escurrimiento fluvial. Un aspecto que sustenta dicho flujo pendiente abajo es el coeficiente de escurrimiento de 10 a 20% reportado para la zona por INEGI (1984), lo cual es alto, dado que las demás categorías de escurrimiento son de 0 a 5% y de 5 a 10%.

Por lo anterior, fue delimitada la microcuenca que comprende a la Cabecera Municipal de Puruándiro por las características descritas, y que capta recurso hídrico de las partes altas circundantes (Fig. 59).

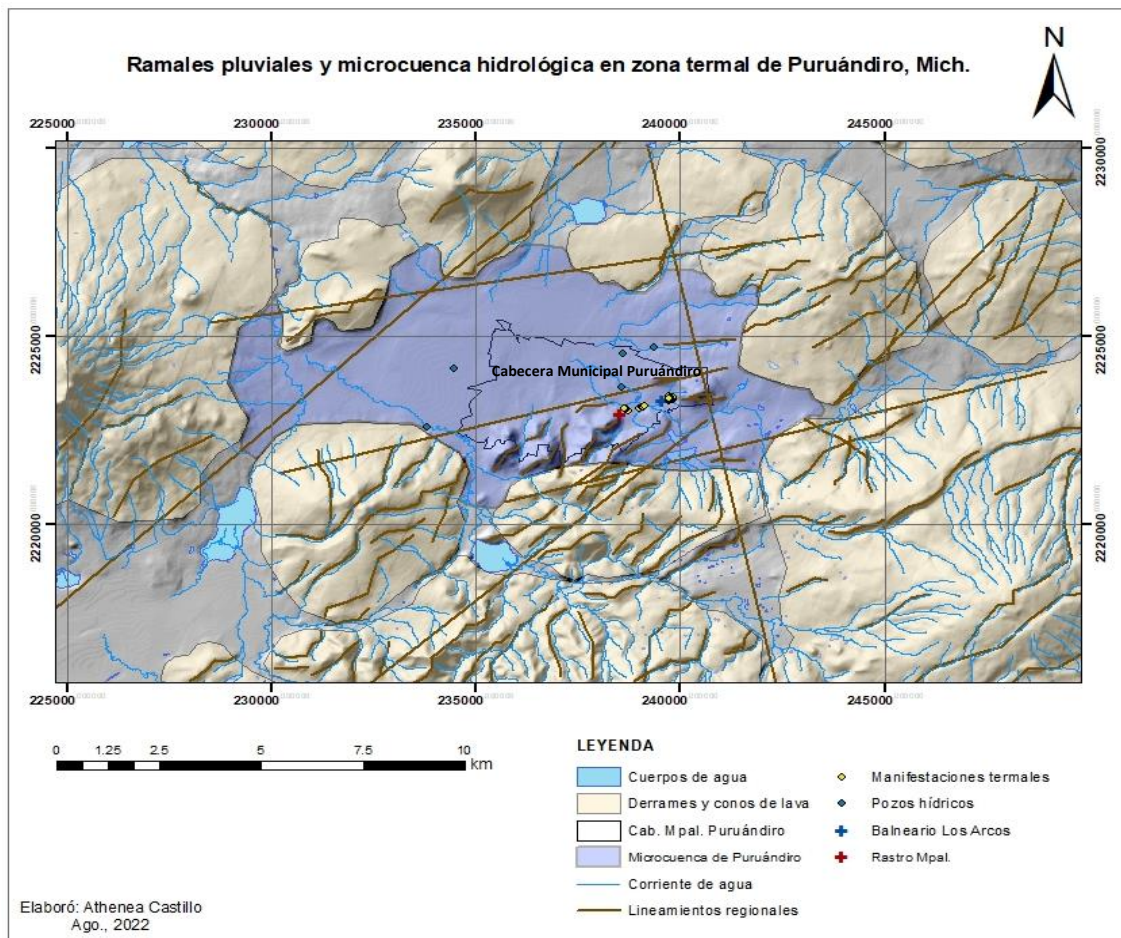


Fig. 59: Mapa de ramales pluviales, microcuenca y lineamientos inferidos en área de estudio y alrededores.

4.2 Lineamientos, datos estructurales de campo y unidades litológicas de Puruándiro

Lineamientos: Se elaboró un mapa de lineamientos (Fig. 60), apoyado con sistemas de información geográfica (ArcGIS) conforme a la metodología enunciada (Capítulo 3), usando un mapa de relieve de sombras y pendientes del terreno.

Tres sistemas de lineamientos fueron encontrados: NE-SW, NW-SE y ENE-WNW. El sistema NE-SW es el de mayor presencia (total de 43), al que le sigue el NW-SE (total de 12), y en menor cantidad el ENE-WNW (total de 10). Se observa que los de orientación NW-SE cortan a los NE-SW, y que las manifestaciones termales tienen una orientación consistente con los lineamientos NE-SW.

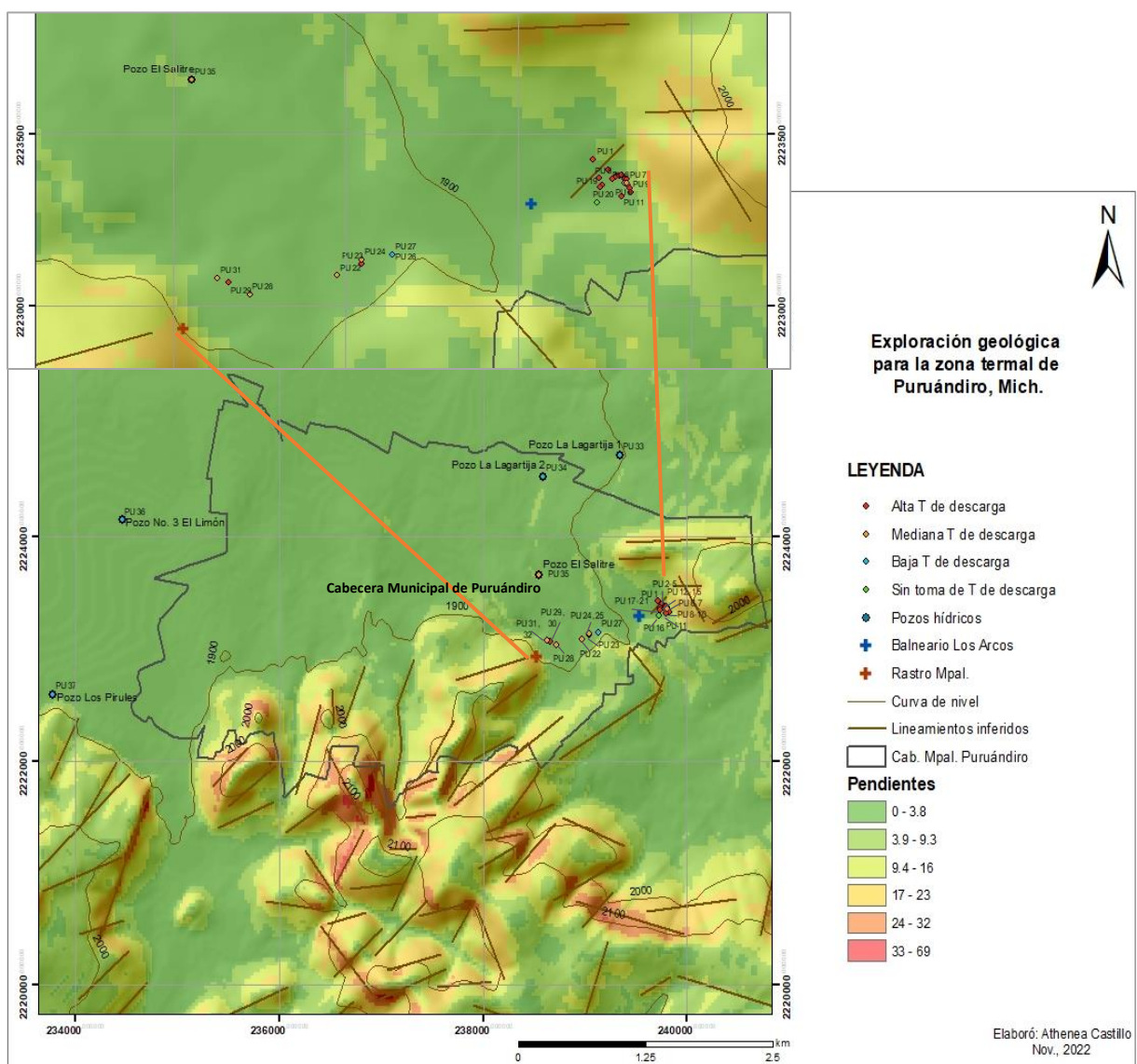


Fig. 60: Mapa de pendientes y lineamientos inferidos del área de estudio. Sitios de muestreo hidrogeoquímico, divididos por temperatura de descarga y correspondientes a manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local.

Estos lineamientos inferidos, fueron graficados en una red estereográfica, con el fin de observar de manera estadística las direcciones preferenciales de ellos. Como resultado, se tiene la siguiente roseta estructural (Fig. 61), en donde destacan las orientaciones ENE-WSW, NE-SW y NW-SE, dentro de las cuales se encuentran los lineamientos NE-SW y NW-SE próximos a las manifestaciones termales visitadas.

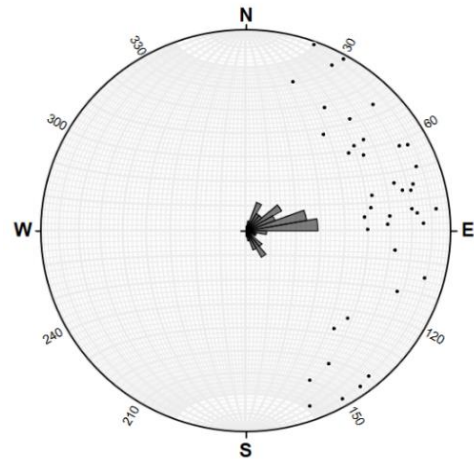


Fig. 61: Roseta estructural de lineamientos inferidos en el área de estudio.

Así también, con el fin de visualizar y analizar de manera más amplia probables lineamientos de la zona de estudio y alrededores, se realizó un mapa de ellos a escala regional (Fig. 62), mediante el cual se hace constatar que la dirección predominante es NE-SW.

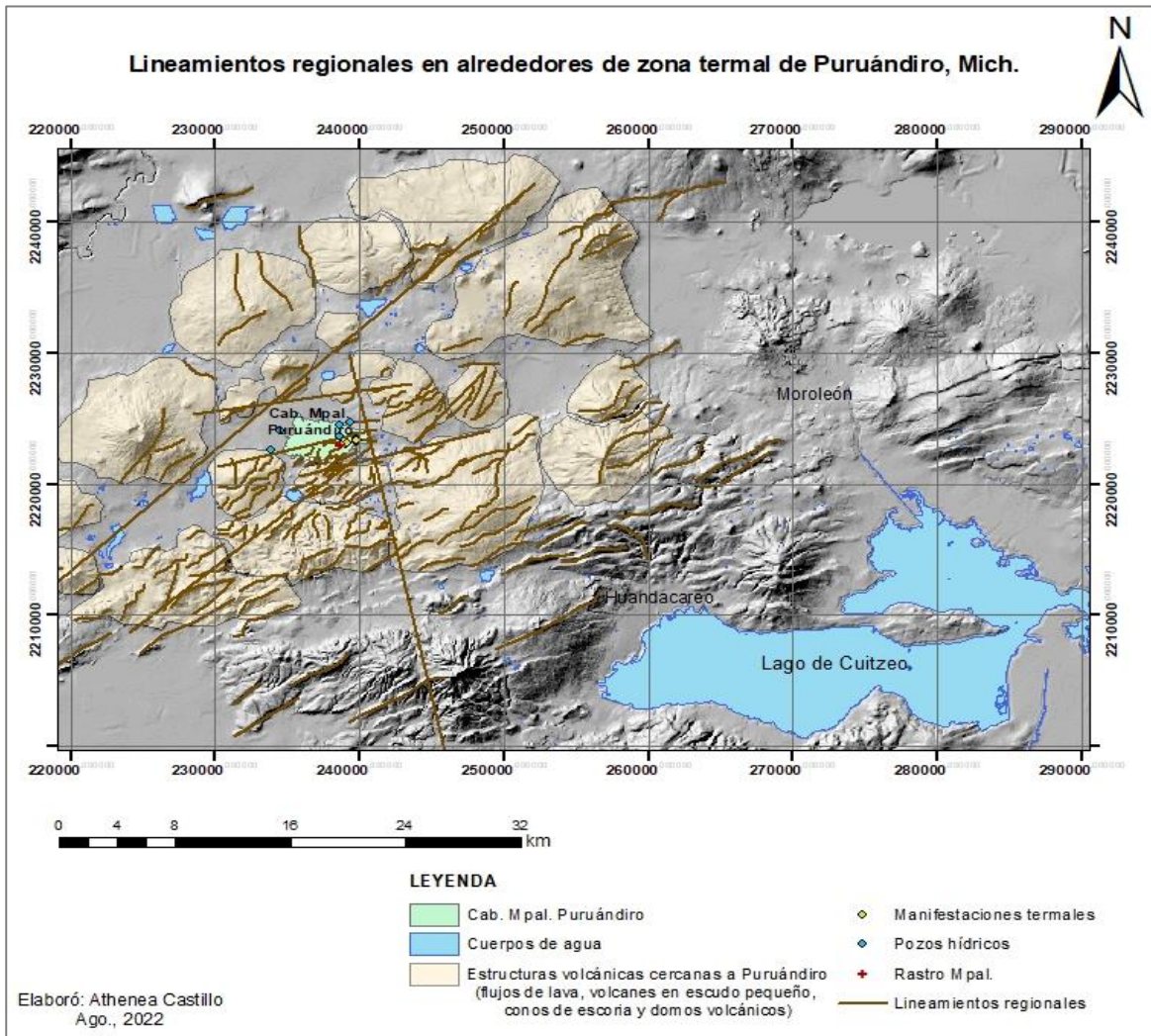


Fig. 62: Mapa regional de lineamientos inferidos en área de estudio y alrededores.

Datos estructurales de campo: Diques, fallas y fracturas. Diques: Se identificó una estructura de dique andesítico-basáltico que tiene como buzamiento 290°N , y corta a una unidad andesítico-basáltica con diferentes grados de intemperismo y alteración (Fig. 63).



Fig. 63: Dique andesítico-basáltico (líneas color naranja).

Fallas y fracturas: Los datos de fallas consistieron en un ángulo pitch de 17° y otro de 67° , siendo de carácter lateral izquierda y normal, respectivamente (Figs. 64 y 65). Las fracturas medidas (redes de fracturamiento) fueron de orientaciones NE-SW y NW-SE. Ver información completa en Tabla 8 y su ubicación en la Fig. 66.



Fig. 64: Identificación de plano de falla con presencia de estrías y fracturas.



Fig. 65: Trazo mediante brújula de datos estructurales (líneas color verde), referentes a a) horizontal de plano de falla y varias orientaciones de fracturas, y b) estría para medición de ángulo pitch.

Tabla 8: Datos estructurales y muestras litológicas recolectadas en cuatro puntos de interés.

CLAVE DATO ESTRUCTURAL	X UTM (Zona 14)	Y UTM (Zona 14)	MEDIDA ESTRUCTURAL	LITOLOGÍA EN CAMPO	CLAVE MUESTRA LITOLÓGICA
PU1E	239845	2223443	Fracturamientos <u>Estación 1:</u> A: 210° N B:150° N 465° NW 462° NE C: 213° N 445° SW <u>Estación 2:</u> A: 237° N B:111° N 472° NW 451° SW C: 84° N 412° SW Plano y estría de fallas <u>Estación 3:</u> Pitch 17° → falla lateral Pitch 67° → falla normal	Andesitas-basálticas alteradas y no alteradas	P22-1A a P22-1D
PU2E	239810	2223578	Fracturamiento sin genético por enfriamiento de lava 145° N 65° NE	Andesitas-basálticas	P22-2
PU3E	238868	2223441	Plano de dique 290° N 458° NW	Andesitas-basálticas y andesitas-basálticas alteradas	P22-3 a P22-7
PU4E	232813	2221817	Fracturamientos A: 256° N B:160° N 457° NW 410° NW C: 168° N 462° NW	Andesitas-basálticas	P22-8

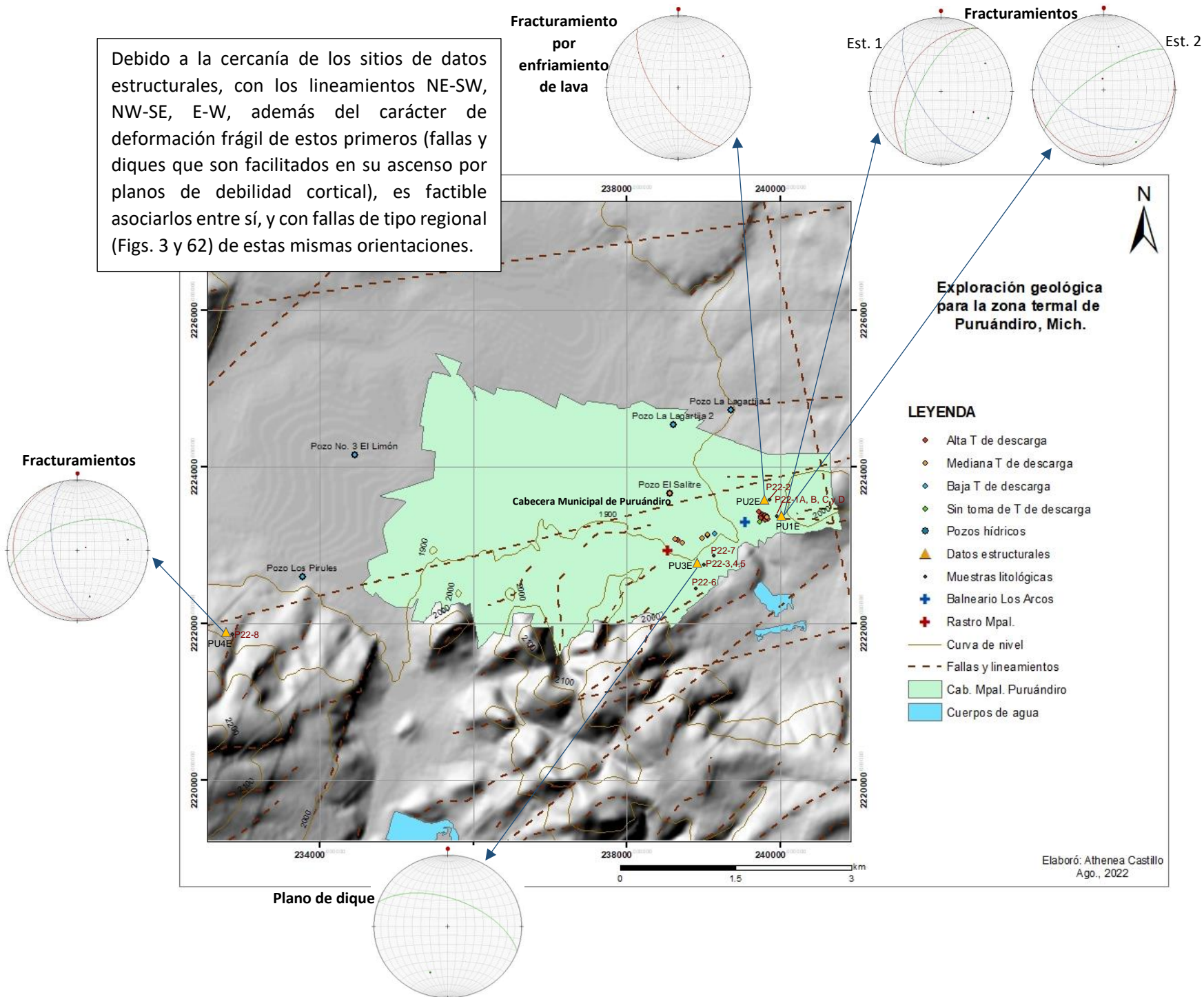


Fig. 66: Localización de sitios con toma de dato estructural y de muestras litológicas; así como, representación en red estereográfica de los datos medidos. Manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local divididos por temperatura (T) de descarga.

Unidades litológicas de Puruándiro: Del trabajo de campo en el área de estudio, se generó un mapa geológico (Fig. 69), que muestra con mayor detalle la unidad litológica de basaltos (QptA-B) de 1.68 Ma, referida por el SGM (1999) y CONAGUA (2020) y mencionada en el apartado de Geología Local (pág. 21), por lo que fueron definidas informalmente cuatro unidades litológicas: A, B, C, D, y E.

Unidad A: Ignimbritas riolíticas y andesitas basálticas del Mioceno, que consisten en unidades litológicas definidas por el Servicio Geológico Mexicano (Hoja Geológico-Minera Querétaro, 2009), compuestas de rocas ígneas con fragmentos y cristales de composición riolítica y lavas andesítico-basálticas.

Unidad B: Andesitas-basálticas del Plioceno-Pleistoceno, que consisten en lavas de color gris oscuro que intemperizan a café, de estructura masiva, vesiculadas, con amígdalas de calcita, de texturas afaníticas a faneríticas, con cristales de plagioclasa, olivino y piroxenos. Presentan alteración hidrotermal y fracturamiento, y son afectadas por fallas. La unidad se conforma por el volcán denominado Las Pozas (adyacente a las pozas del Balneario Los Arcos) (Fig. 69) y por un pequeño afloramiento en cercanía del Rastro Municipal que se denominó Lavas Acueducto, mismas que están cortadas por un dique andesítico-basáltico y muestran ocasionalmente intensa alteración hidrotermal alrededor del dique. Cuatro muestras se tomaron del Volcán Las Pozas (P22-1A, B, C, y D) (ver petrografía en pág. 77), y otras dos de las Lavas Acueducto (P22-3, P22-5) que se observó están cubiertas en ocasiones por un horizonte de más de 2 metros de depósitos de caída de escorias, depósito en donde la muestra P22-7 fue colectada.

Unidad C: Unidad de dique andesítico-basáltico, consisten de lavas de color gris, de estructura masiva, de textura fanerítica, con cristales de plagioclasa y olivino. No presentan alteración hidrotermal. El cuerpo de dique corta las rocas de la lava Acueducto, indicando un evento posterior a la Unidad andesitas-basálticas del Plioceno-Pleistoceno, descritas anteriormente. Una muestra se tomó de esta unidad (P22-4).

Unidad D: Andesitas- basálticas del Pleistoceno temprano-Pleistoceno tardío, que consisten en lavas de color gris oscuro, de estructura masiva y en bloques, poco vesiculadas, de textura afanítica, con cristales de plagioclasa y olivino, y que no presentan alteración hidrotermal. La unidad se conforma por los volcanes El Sauz, Agua Caliente, El Fresno y San Pedro (Fig. 69), tomando como criterio su morfología, tal como su disección. Una muestra se tomó de esta unidad en el volcán el Sauz (P22-8) y en el volcán Agua Caliente (P22-6).

Unidad E: Andesitas-basálticas del Pleistoceno tardío, que consisten en lavas de color gris oscuro, de estructura masiva y en bloques, vesiculadas, de textura fanerítica, con cristales de plagioclasa y olivino,

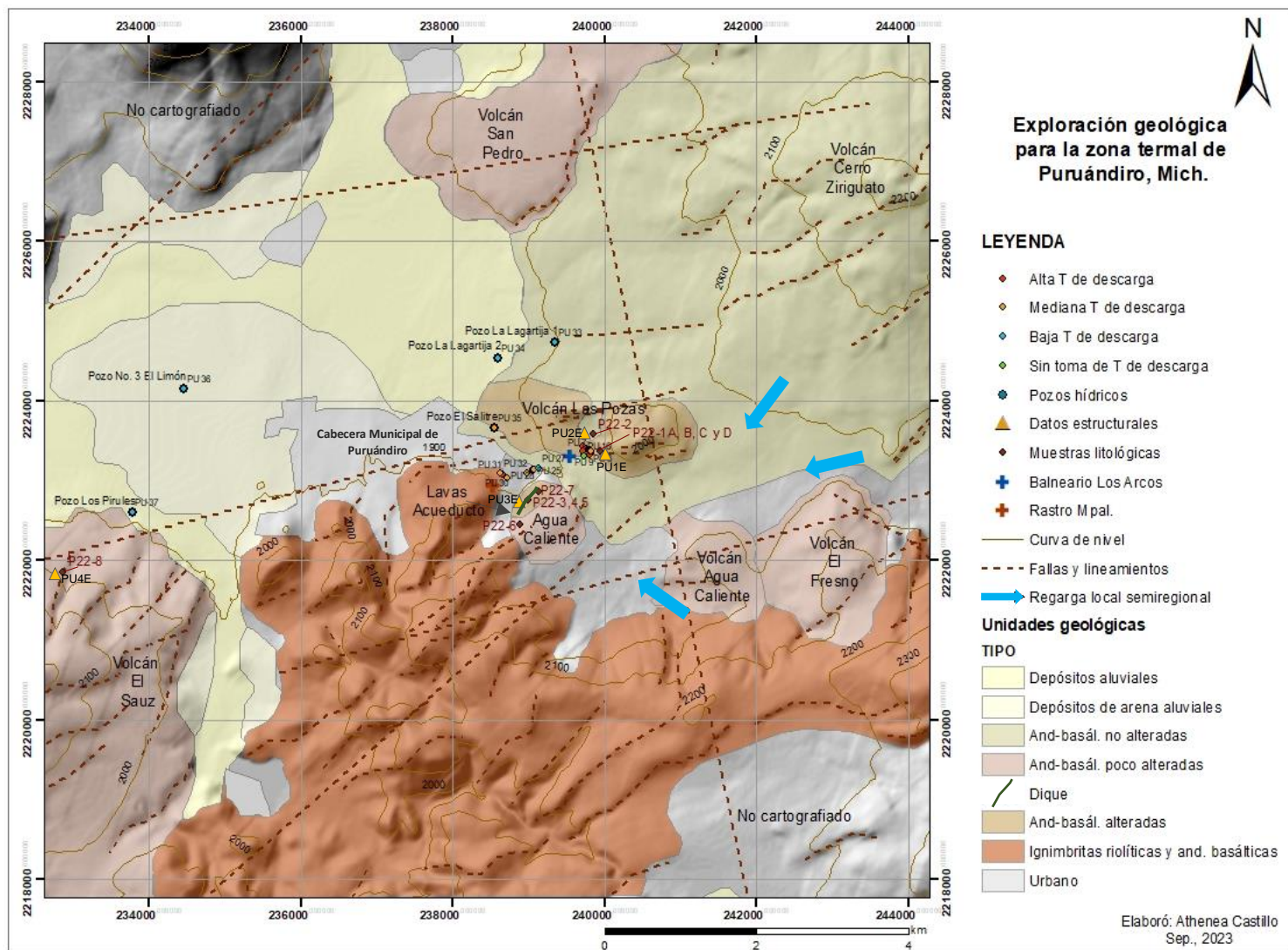
y que no presentan alteración hidrotermal. La unidad se conforma por el Volcán Cerro Ziriguato (Fig. 69), cuya morfología está poco disectada y muestra derrames de lava poco erosionados. Las lavas de este volcán rodean la estructura del Volcán Las Pozas. Una muestra se colectó de esta unidad (P22-2).



Fig. 67: a) Paquete andesítico-basáltico de poca alteración hidrotermal e intemperismo, y mayor presencia de vesículas. b) Paquete andesítico-basáltico de considerable alteración hidrotermal, textura deleznable y alta cantidad de cristales olivino en color ocre. Unidad B.



Fig. 68: Afloramiento masivo de lava andesítico-basáltica tipo Aa (bloques ásperos, rugosos e irregulares, de decímetros a metros), cercana a manifestaciones termales de Balneario Los Arcos, en su extremo SW. Unidad E.



Unidad E. Andesitas-basálticas del Pleistoceno tardío-Pleistoceno temprano, sin alteración hidrotermal, vesiculadas, de estructura en bloques.

Unidad D. Andesitas-basálticas del Pleistoceno tardío-Pleistoceno temprano, sin alteración hidrotermal, vesiculadas, de estructura en bloques.

Unidad C. Dique andesítico-basáltico, que corta a rocas andesítico-basálticas antiguas.

Unidad B. Andesitas-basálticas antiguas, del Plioceno-Pleistoceno temprano, con alteración hidrotermal, vesiculadas, fracturadas, con calcita y afectadas por fallas laterales.

Unidad A. Ignimbritas riolíticas y andesitas basálticas del Mioceno (SGM, 2009).

Fig. 69: Mapa geológico del área de estudio, modificado de SMG (1999) con unidades litológicas registradas en trabajos de campo Sep-2021 y Jun-2022. Nomenclatura PU(1 a 4)E corresponde a sitios con registro de datos estructurales, P22-(1 a 8) indica claves de muestras litológicas. Sitios de muestreo hidrogeoquímico de manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local, divididos por temperatura (T) de descarga.

4.3 Petrografía y mineralogía

A continuación, se reportan análisis petrográficos de las muestras de roca colectadas (Tabla 9, ver ubicación en Fig. 68), estudiadas en la Sala de Microscopios del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán (IGUM) UNAM.

Tabla 9: Observaciones petrográficas importantes de muestras en lámina delgada, y minerales secundarios (alteraciones hidrotermales) detectados en ellas. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol), sílice amorfa (Si amorfa), sanidino (Sanid).

MUESTRA PETROGRÁFICA	UNIDAD DE MUESTREO	CLASIFICACIÓN	TEXTURA MICROSCÓPICA	MINERALES SECUNDARIOS
P22-1A	Lava de moderada alteración hidrotermal. Unidad B.	Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos	Porfídica seriada	Arcillas en mesostasis + calcedonia + cristobalita + sílice amorfa + calcita + iddingsita + oxidación.
P22-1B	Lava de alta alteración hidrotermal. Unidad B.	Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos y clinopiroxenos.		Arcillas en mesostasis + calcita + iddingsita + oxidación.
P22-1C	Lava de alta alteración hidrotermal. Unidad B.	Flujo de lava andesítico-basáltico de clinopiroxenos		Arcillas en mesostasis + sílice amorfa + cristobalita + iddingsita + oxidación.
P22-1D	Lava de moderada alteración hidrotermal. Unidad B.	Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos		Arcillas en mesostasis + calcita + cristobalita + iddingsita + oxidación.
P22-2	Lava gruesa de moderada alteración por intemperismo, no hidrotermal. Unidad E.	Flujo de lava andesítico-basáltico de olivino		Arcillas en mesostasis + oxidación.
P22-3	Lava de poca alteración hidrotermal. Unidad B.	Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos		Arcillas en mesostasis + iddingsita + oxidación.
P22-4	Dique de moderada alteración hidrotermal. Unidad C.	Dique andesítico-basáltico de olivino		Arcillas en mesostasis + iddingsita + oxidación.
P22-5	Lava alterada por hidrotermalismo, que rodea a dique poco alterado. Unidad B.	Flujo de lava andesítico-basáltico de olivino		Arcillas en mesostasis + sílice amorfa + iddingsita + oxidación.
P22-6	Lava de moderada alteración por intemperismo, no hidrotermal. Unidad D.	Lava andesítico-basáltica de olivino	Porfídica intersticial	Arcillas en mesostasis + oxidación.
P22-7	Horizonte de depósitos piroclásticos de caída de escorias, cercano a diques. Unidad B.	Ignimbrita basáltica soldada	Microlítica, pilotaxítica vesiculada	Arcillas + sílice amorfa + oxidación.
P22-8	Lava de moderada alteración por intemperismo, no hidrotermal. Unidad D.	Flujo de lava andesítico-basáltico de olivino	Porfídica seriada	Arcillas en mesostasis + sílice amorfa + oxidación.

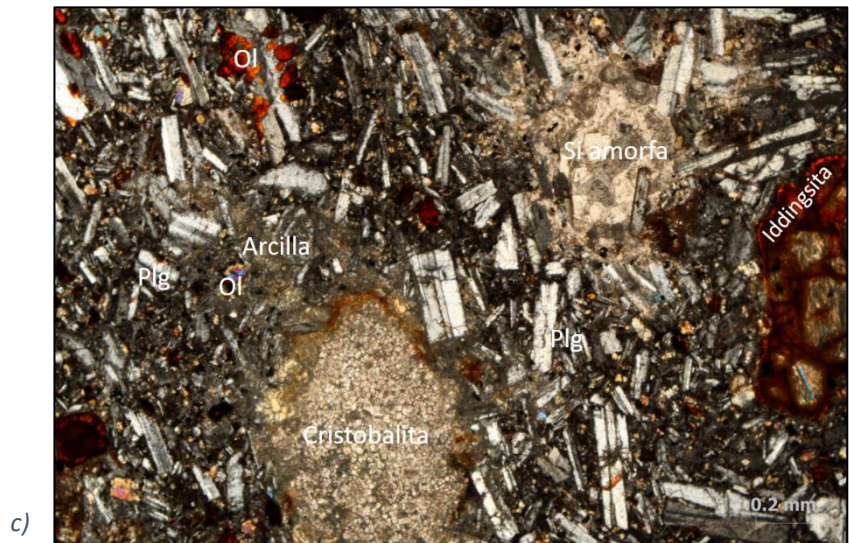


Fig. 71: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, reabsorción de bordes de Plg, oxidación, arcilla café y verde parduzca. b) Alteración por iddingsita, oxidación y arcillas. c) Mineralización secundaria de cristobalita, sílice amorfa, arcilla e iddingsita. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx), olivino (Ol) y sílice amorfa (Si amorfa).

Muestra: P22-1B

Localidad: Volcán Las Pozas, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad B

Descripción Megascópica:

Lava de textura fanerítica, de color rojo grisáceo en superficie sana, con vesículas pequeñas a medianas, con áreas de oxidación y mineralización secundaria de color blanco de sílice amorfa.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, compuesto por una asociación de minerales de: plagioclasas (andesina y labradorita) (90%) + ortopiroxenos (2%) + olivino (2%) + clinopiroxenos (1%) + arcillas en mesostasis (4%) + calcita (1%).

Observaciones:

Roca muy alterada y oxidada en mesostasis. Cristales de olivino con alteración a iddingsita, algunos de plagioclasas con reabsorción, cristales grandes de calcita también fueron observados, probables minerales arcillosos de color café y café-amarillento en cristales de plagioclasa.

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos y clinopiroxenos.

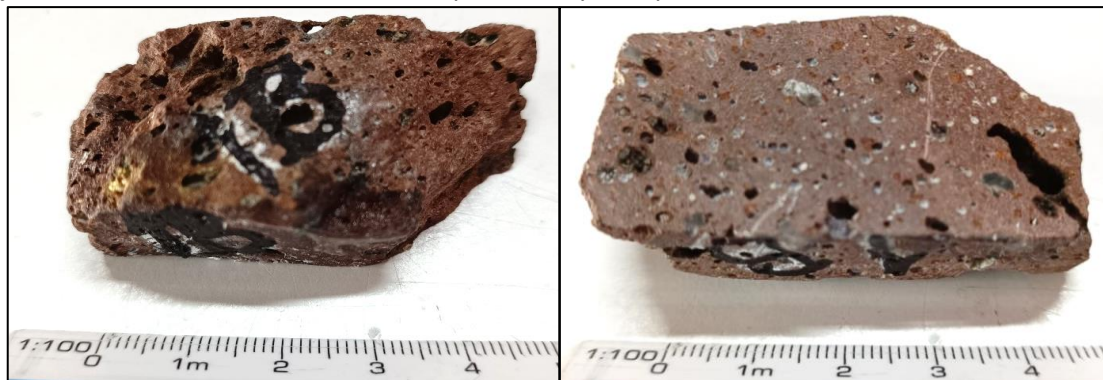


Fig. 72: Fotografías megascópicas de la muestra P22-1B.

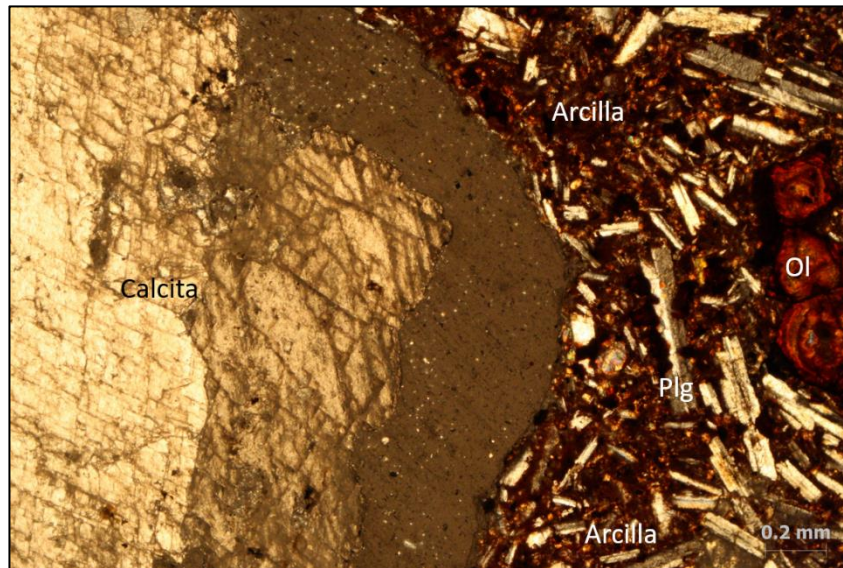
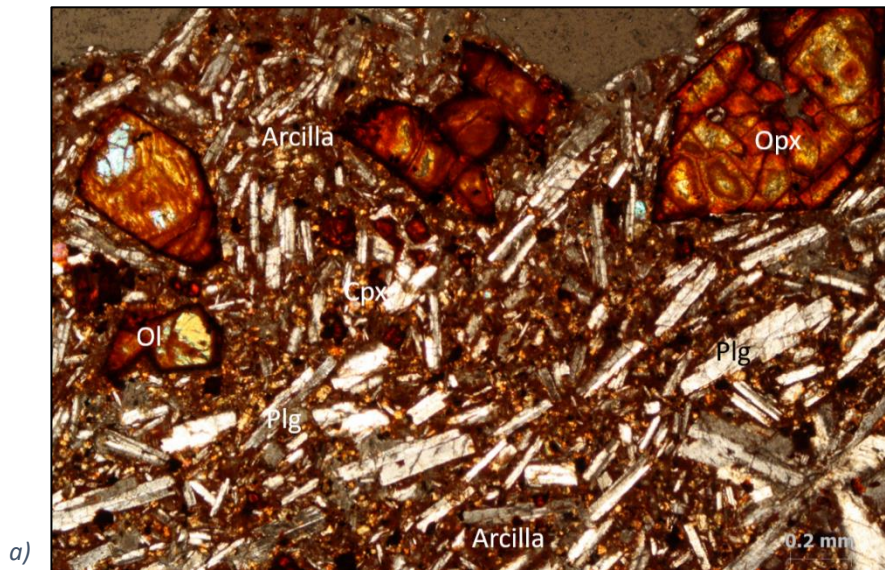


Fig. 73: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por oxidación y arcilla, reabsorción de algunos bordes de plagioclasa. b) Formación de cristales grandes de calcita, arcilla, reabsorción de bordes de plagioclasa y oxidación. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol).

Muestra: P22-1C

Localidad: Volcán Las Pozas, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad B

Descripción Megascópica:

Lava de textura fanerítica, de color café blanquecino en superficie sana, que posee capas delgadas de oxidación y alteración café oscuro.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, con alto grado de alteración por arcillas y oxidación, con mineralogía de: plagioclasas (andesina y labradorita) (90%) + clinopiroxenos (1%) + olivino (1%) + arcillas

(5%) (posible illita y esmectita) en mesostasis + sílice amorfa (>2%) + cristobalita (1%).

Observaciones:

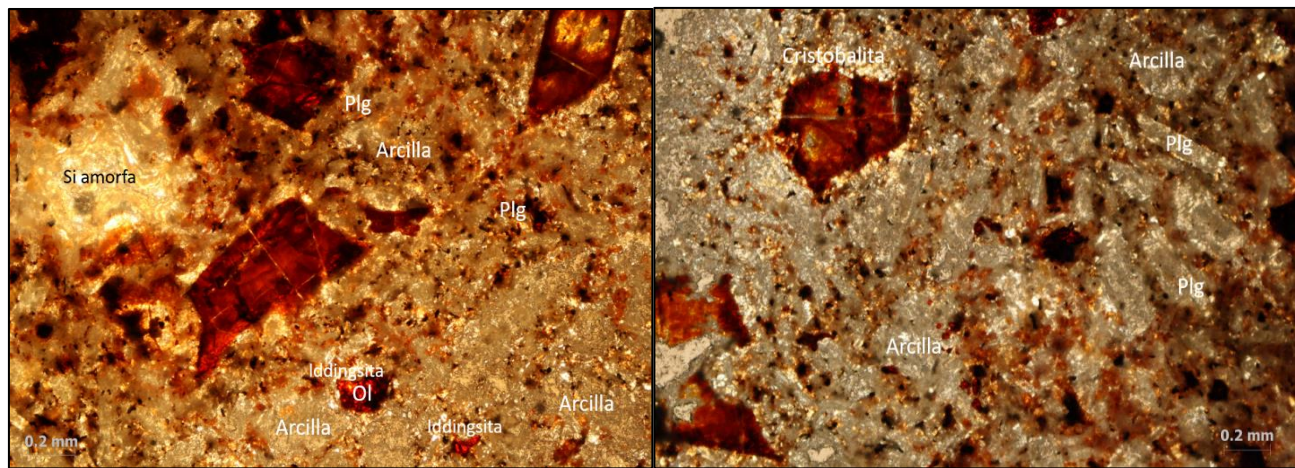
Toda la superficie de la roca presenta alteraciones de color amarillento, café y gris, probablemente de arcillas. Cristales de olivino presentan alteración a iddingsita, las plagioclasas presentan ocasionalmente bordes reabsorbidos. La sílice amorfa se encuentra en amígdalas y rellenando fracturas.

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de clinopiroxenos.

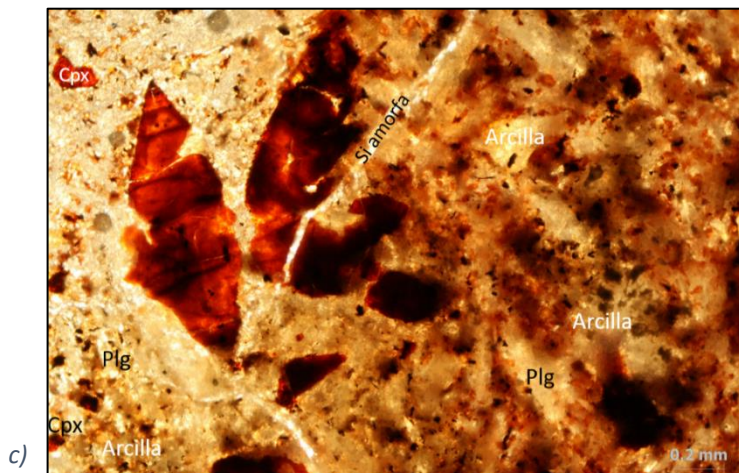


Fig. 74: Fotografías megascópicas de la muestra P22-1C.



a)

b)



c)

Fig. 75: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por arcillas, sílice amorfa, iddingsita y oxidación. b) Oxidación, mineralización secundaria de cristobalita y arcilla. c) Fracturas con sílice amorfa, diversos tonos de arcilla, reabsorción de bordes de plagioclasa, iddingsita y oxidación. Plagioclasas (Plg), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y sílice amorfa (Si amorfa).

Muestra: P22-1D

Localidad: Volcán Las Pozas, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad B

Descripción Megascópica:

Lava de textura fanerítica y vesicular, de color gris oscuro en superficie sana, con cristales de olivino ocasionalmente iddingsitizados, y zonas con alteración de color rojo y silicificación. Presenta usualmente amígdalas de calcita, zeolitas y clorita.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, con una asociación de minerales de: plagioclasas (andesina y labradorita) (88%) + ortopiroxenos (3%) + olivino (2%) y con minerales secundarios de arcilla (4%), calcita (2%) y cristobalita (1%) en la mesostasis.

Observaciones:

Minerales de plagioclasa presentan bordes de reabsorción, cristales de olivino iddingsitización y cristales de piroxenos oxidación a óxidos de hierro. La roca muestra zonas de alteración a color café rojizo y amarillento.

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos.

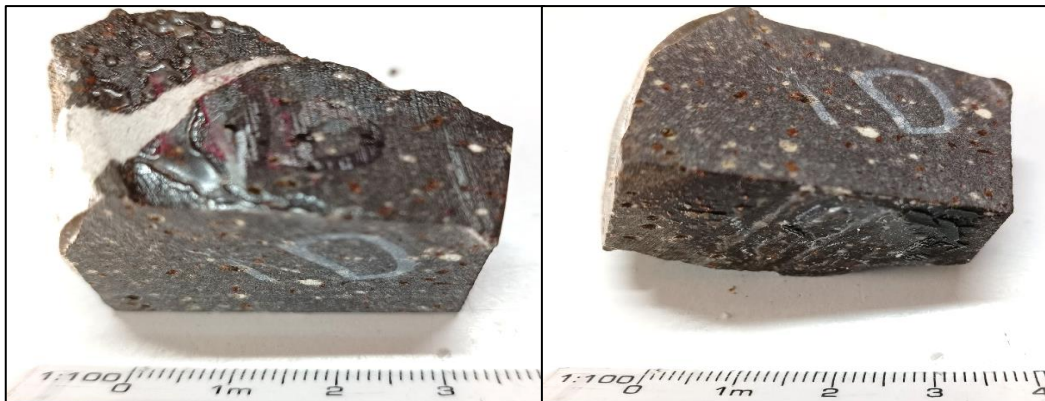
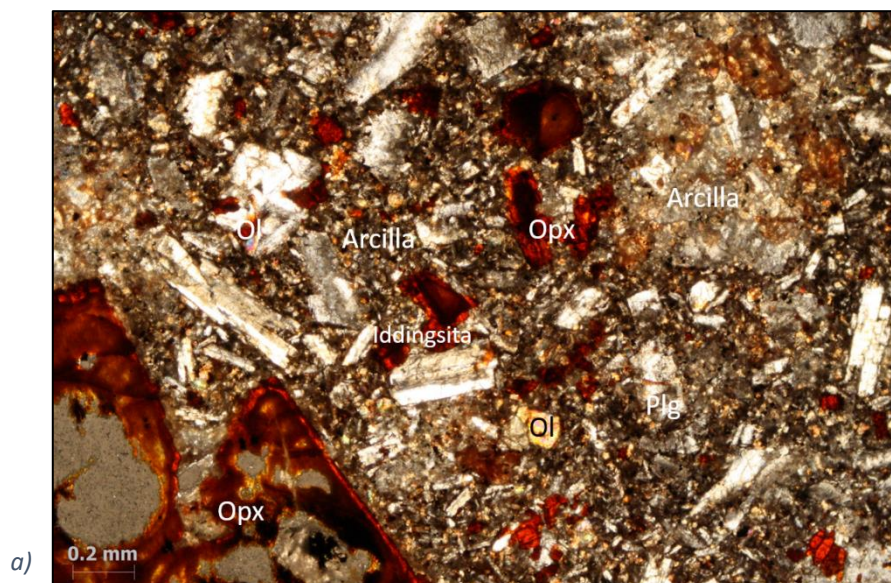
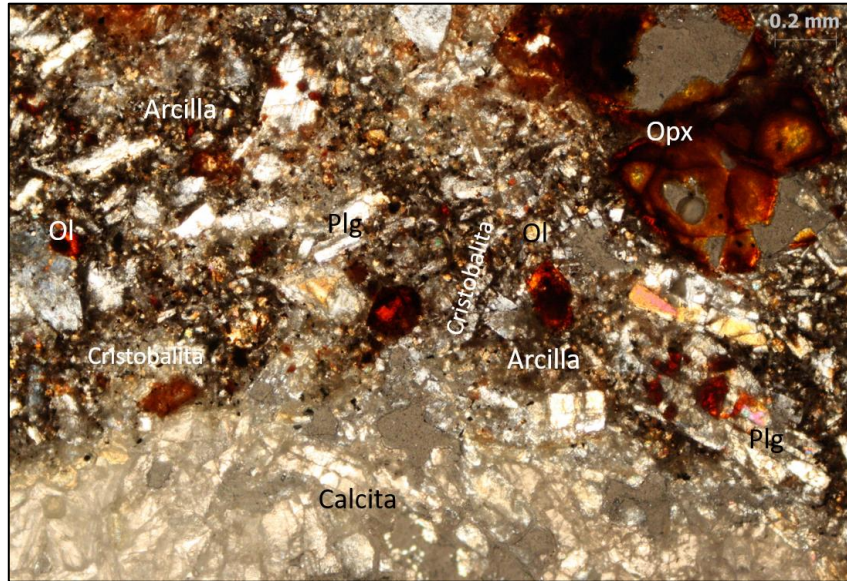


Fig. 76: Fotografías megascópicas de la muestra P22-1D.





b)

Fig. 77: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por iddingsita, oxidación y arcilla de distintos tonos. b) Formación de calcita, arcilla, cristobalita en cavidades, reabsorción de bordes de plagioclasa y oxidación. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx) y olivino (Ol).

Muestra: P22-2

Localidad: Volcán Las Pozas, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad E

Descripción Megascópica:

Lava de textura afanítica, de color gris oscuro en superficie sana, poco vesicular, con zonas de alteración a color café y poco silicificadas.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, con mineralogía formada por: plagioclasas (andesina y labradorita) (90%) + olivino (5%) + ortopiroxenos (3%), y con minerales de arcillas (2%) en la mesostasis.

Observaciones:

Probable alteración por intemperismo genera que minerales de plagioclasa presenten bordes de reabsorción, cristales de olivino y de piroxenos con oxidación a óxidos de hierro; así como zonas de alteración a color café amarillento (probablemente arcilla).

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de olivino.

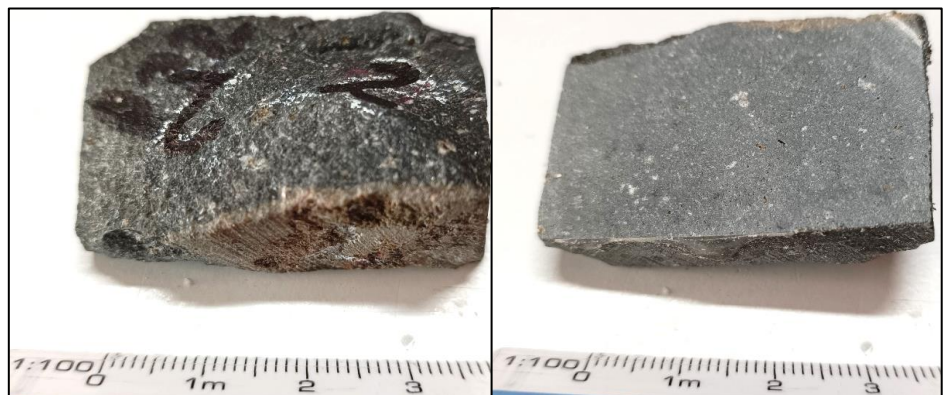


Fig. 78: Fotografías megascópicas de la muestra P22-2.

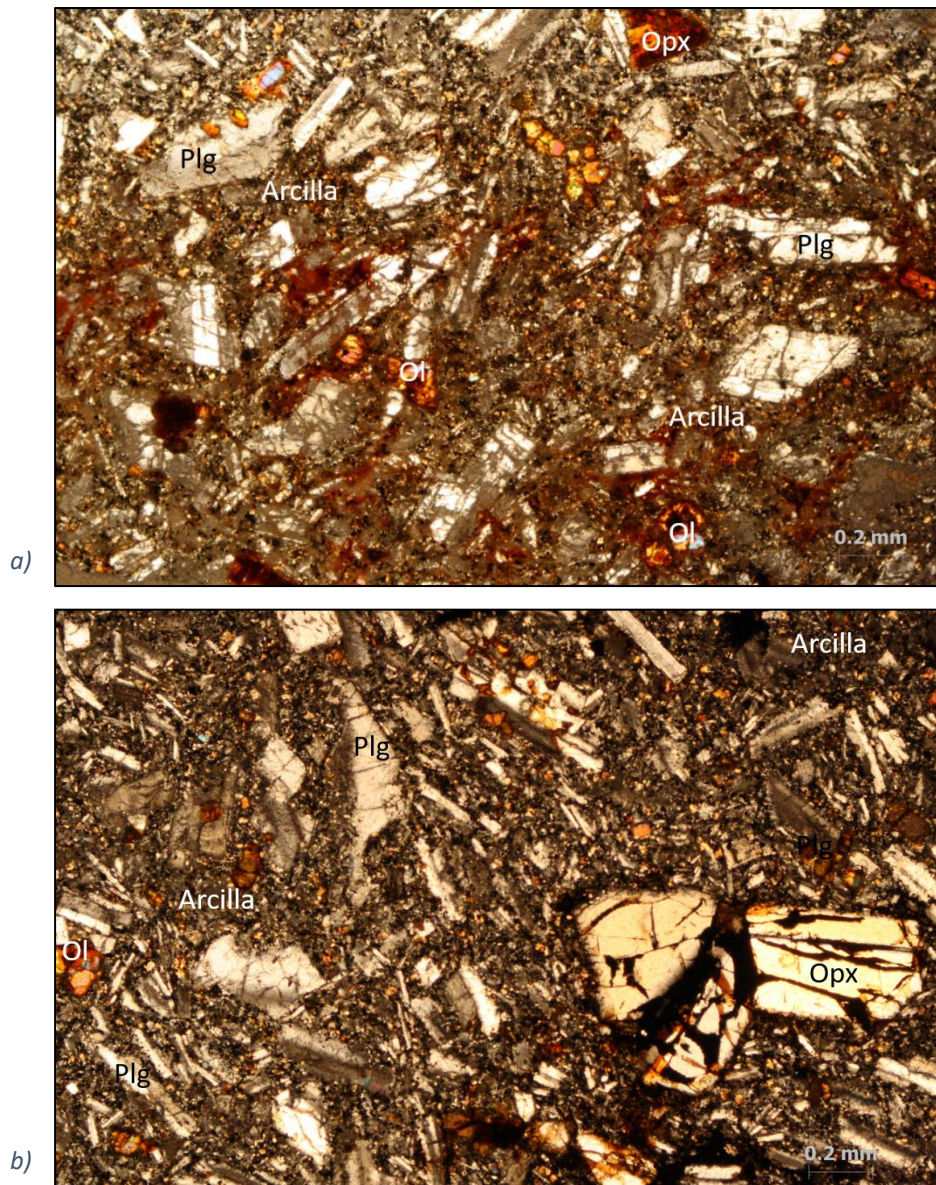


Fig. 79: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por arcilla, bordes de plagioclasa reabsorbidos y oxidación. b) Formación de oxidación, arcilla y reabsorción de bordes de plagioclasa. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx) y olivino (Ol).

Muestra: P22-3

Localidad: Loma de Lavas Acueducto, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad B

Descripción Megascópica:

Lava de textura fanerítica, de color gris y gris blanquecino en superficie sana, con microcristales de plagioclasa y olivino, poco vesiculada, con pocas zonas de alteración a óxidos de hierro, superficies con sílice amorfa.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, conformada por una asociación de minerales de: plagioclasas

(andesina y labradorita) (90%) + ortopiroxenos (4%) + olivino (3%), y con arcillas (3%) en la mesostasis.

Observaciones:

Minerales de plagioclasa, olivino y piroxenos presentan bordes de reabsorción, cristales de olivino con frecuente iddingsitización, y cristales de ortopiroxeno con alteraciones a óxidos de hierro. La roca muestra zonas de alteración de color café amarillento (probablemente minerales arcillosos).

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de ortopiroxenos.

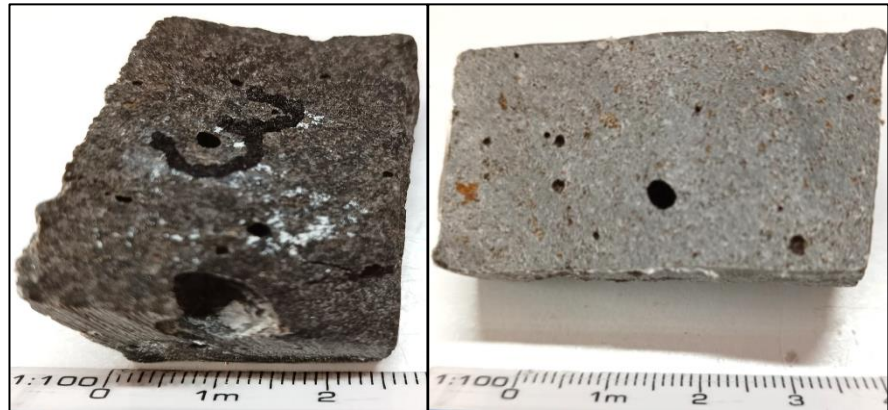


Fig. 80: Fotografías megascópicas de la muestra P22-3.

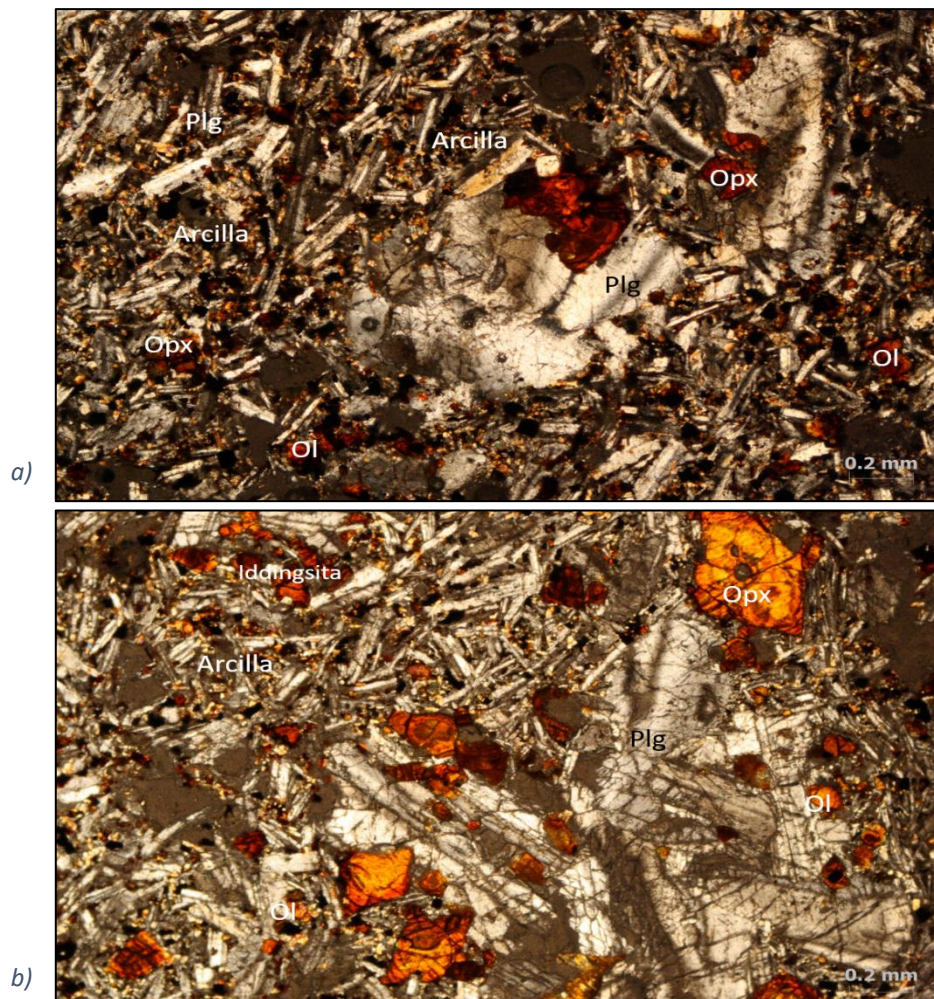


Fig. 81: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por oxidación, arcillas y reabsorción de bordes de plagioclasa. b) Formación de oxidación, iddingsita y arcilla. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx) y olivino (Ol).

Muestra: P22-4

Localidad: Loma de Lavas Acueducto, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad C

Descripción Megascópica:

Roca volcánica de textura fanerítica, de color gris blanquecino en superficie sana, poco vesiculada, con microcristales de plagioclasa, moderada oxidación y pocas superficies con sílice amorfa.

Descripción Microscópica:

Lava de textura porfídica seriada, con avanzada oxidación, y mineralogía compuesta por: plagioclasas (andesina y labradorita) (90%) + olivino (5%) + clinopiroxenos (2%), y arcillas (3%) en la mesostasis.

Observaciones:

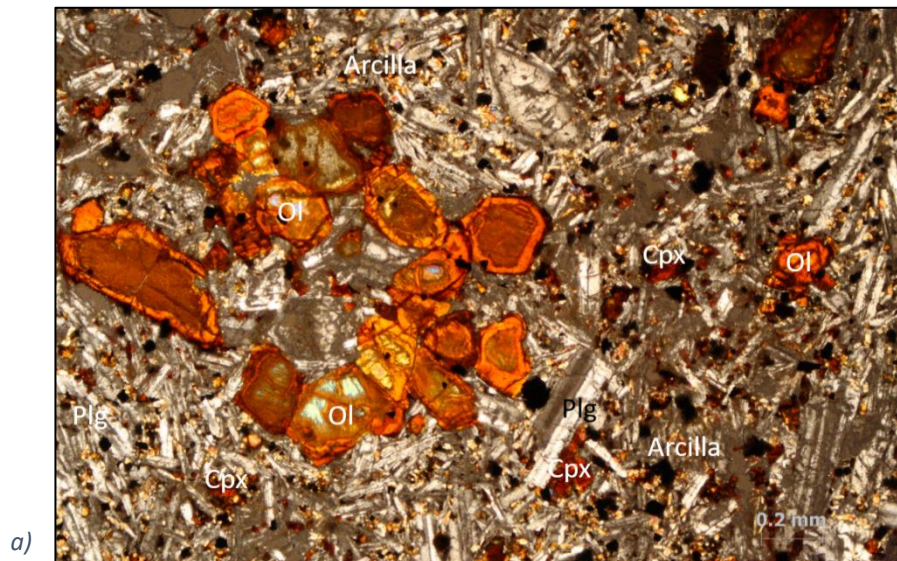
Algunos minerales de plagioclasa presentan bordes de reabsorción, alto grado de oxidación a óxidos de hierro en cristales de ortopiroxeno, formación de iddingsita en olivino, color café y amarillo por probables arcillas.

Clasificación:

Dique andesítico-basáltico de olivino.



Fig. 82: Fotografías megascópicas de la muestra P22-4.



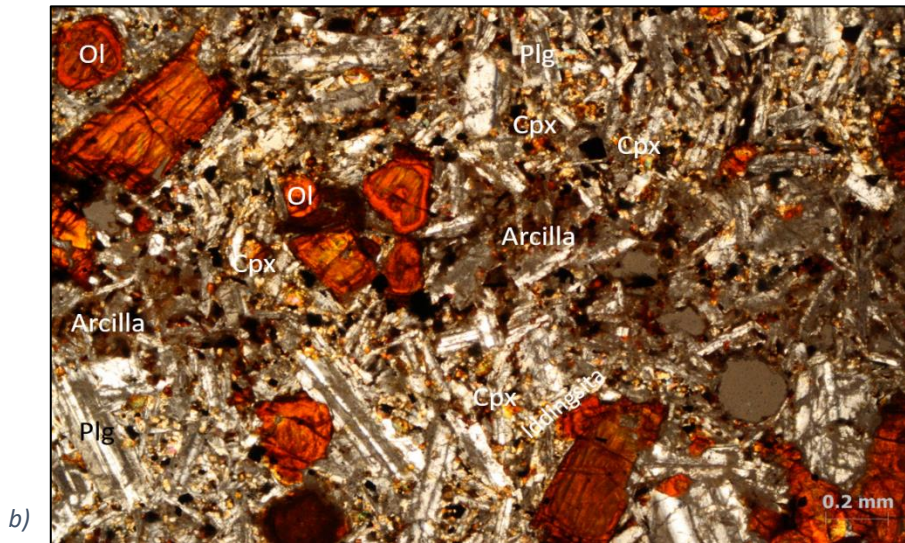


Fig. 83: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por oxidación y arcilla. b) Formación de oxidación, iddingsita, arcilla y reabsorción de bordes de plagioclasa. Plagioclasas (Plg), clinopiroxeno (Cpx) y olivino (Ol).

Muestra: P22-5

Localidad: Loma de Lavas Acueducto, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad B

Descripción Megascópica:

Lava de textura afanítica, de color gris y gris blanquecino, que muestra alteración color café y amarillenta, así como fracturas diminutas

poca mineralización secundaria de sílice amorfa.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, con mineralogía compuesta por: plagioclasas (andesina y labradorita) (83%) + olivino (3%) + ortopiroxenos (3%) + clinopiroxenos (2%) + feldespato-K (sanidino) (1%), + sílice amorfa (3%), y arcillas (5%) (posible illita y esmectita) en la mesostasis.

Observaciones:

La roca exhibe alto grado de alteración de color amarillo, café y gris por probables arcillas, de tono rojizo por iddingsita y oxidación, y de cristales de plagioclasa reabsorbidos; fracturas de delgadas a medianas, rellenas con sílice amorfa.

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de olivino.

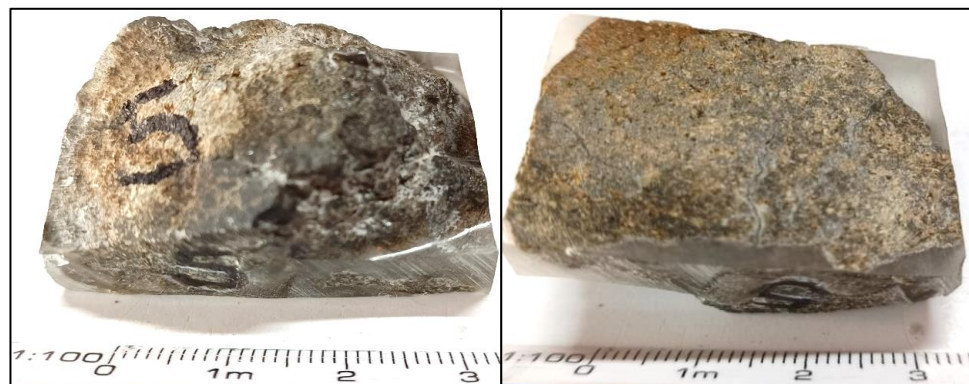


Fig. 84: Fotografías megascópicas de la muestra P22-5.

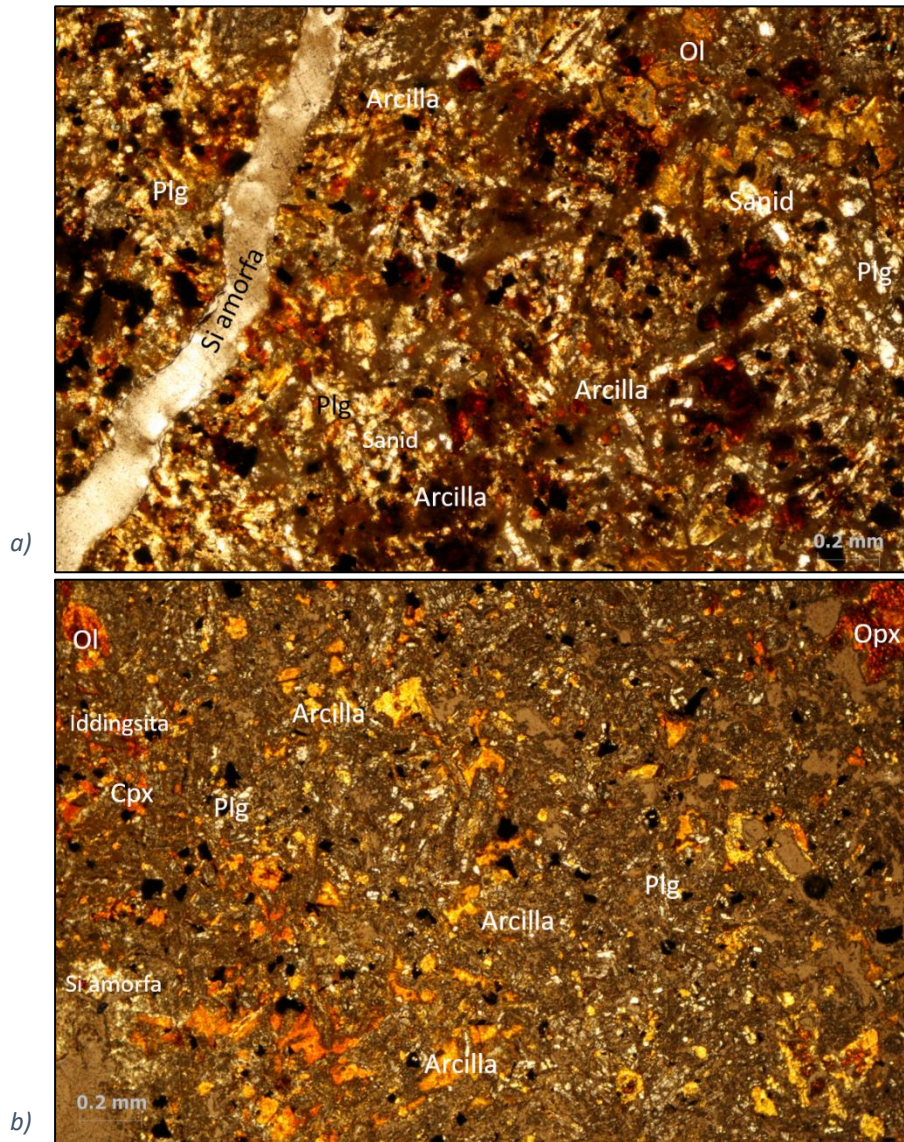


Fig. 85: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, fractura con sílice amorfa, reabsorción de bordes de plagioclasa, alteración por iddingsita y oxidación. b) Diversos tonos de arcilla, sílice amorfa, iddingsita y oxidación. Plagioclasas (Plg), olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), sanidino (Sanid) y sílice amorfa (Si amorfa).

Muestra: P22-6

Localidad: Volcán Agua Caliente, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad D

Descripción Megascópica:

Roca volcánica de textura fanerítica (con pocos cristales visibles de plagioclasa), de color gris blanquecino en superficie sana, que presenta algunas pequeñas superficies de color blanco con sílice amorfa, y otras con alteración de tono amarillento.

Descripción Microscópica:

Lava de textura porfídica intersticial, con mineralogía formada por: plagioclasas (andesina y labradorita)

(82%) + olivino (5%) + ortopiroxenos (4%) + clinopiroxenos (2%) + sanidino (2%), arcilla (2%) y cristobalita (1%) en la mesostasis.

Observaciones:

Por probable intemperismo, se distinguen algunos cristales de plagioclasa y ortopiroxeno reabsorbidos, oxidación, y alteración amarillenta por inicio de formación de probables arcillas.

Clasificación:

Dique andesítico-basáltico de olivino.

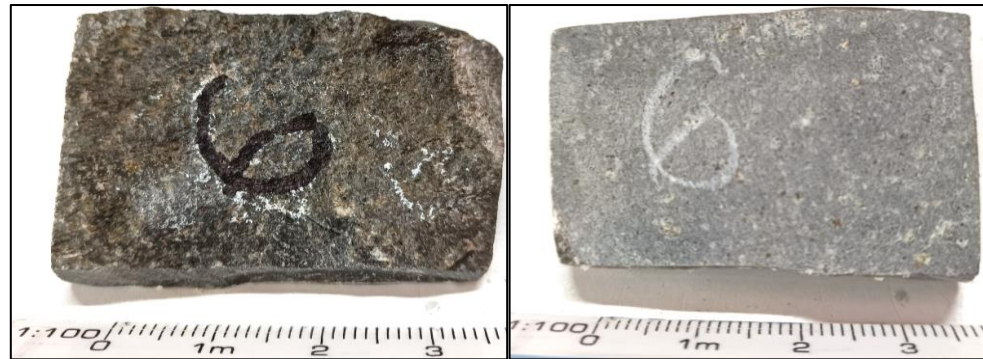


Fig. 86: Fotografías megascópicas de la muestra P22-6.

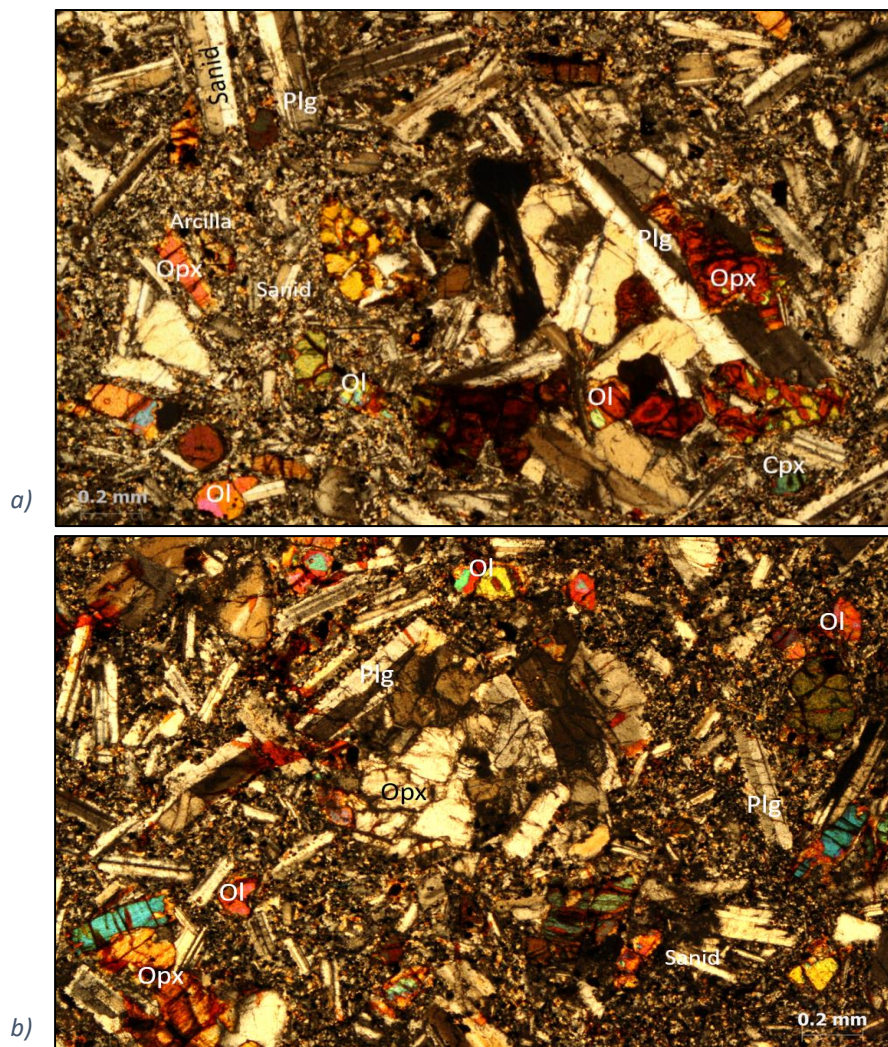


Fig. 87: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica intersticial, oxidación e inicios de alteración amarillenta por arcillas. b) Alteración por oxidación, reabsorción de algunos cristales de plagioclasa y ortopiroxenos. Plagioclasas (Plg), olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx) y sanidino (Sanid).

Muestra: P22-7

Localidad: Loma de Lavas Acueducto, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad B

Descripción Megascópica:

Roca volcánica de textura fragmental, de color amarillo grisáceo en superficie sana, compuesta de fragmentos líticos y escorias de diferentes tamaños (de cenizas a lapilli fino), con estructura de soporte grano a grano.

Descripción Microscópica:

Roca piroclástica, compuesta de un 60% de líticos tipo basálticos vesiculados, 35% de escorias y 5% de cristales. Los líticos y escorias tienen una textura microlítica y pilotaxítica vesiculada, con mineralogía constituida por: plagioclasas (andesina y labradorita) (88%) + ortopiroxenos (5%) + olivino (4%) + clinopiroxenos (1%), arcilla (1%) y sílice amorfa (1%) en la mesostasis.

Observaciones:

Se observó sílice amorfa entre fragmentos líticos, cristales reabsorbidos de plagioclasa y ortopiroxeno. Por sus relaciones de campo, se trata de un depósito de caída de escoria que yace de manera irregular sobre las laderas de la loma que forman las Lavas Acueducto.

Clasificación:

Roca piroclástica basáltica
(de caída de escorias).

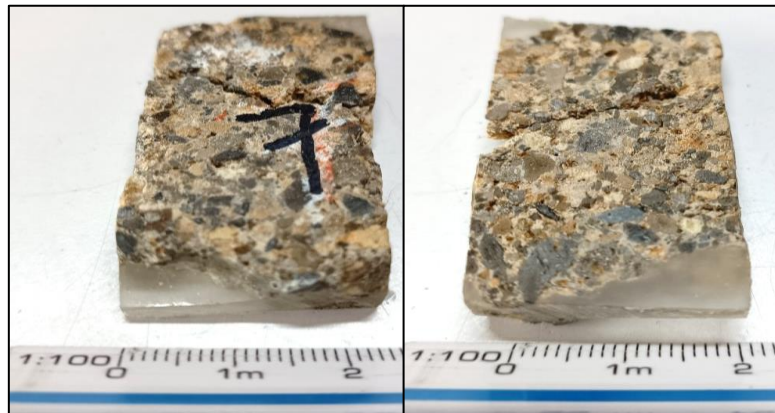
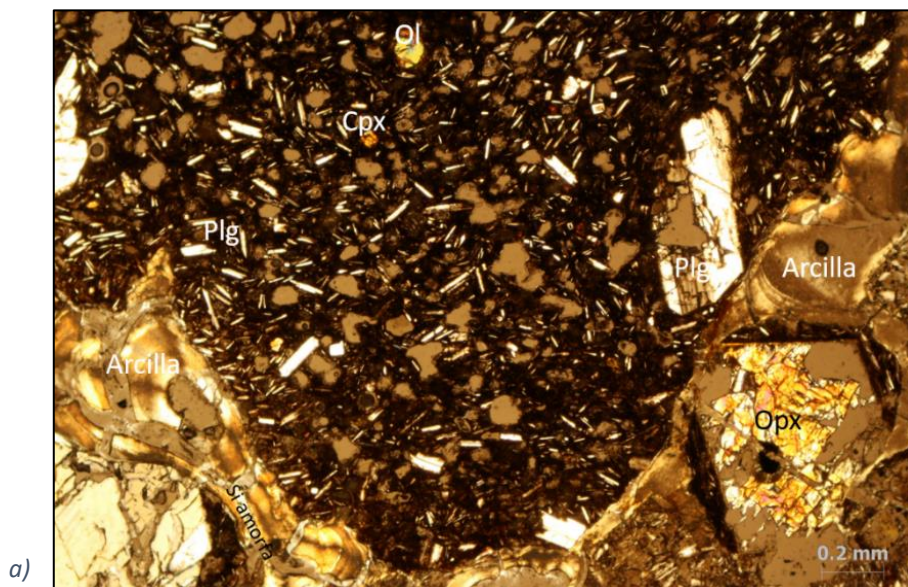


Fig. 88: Fotografías megascópicas de la muestra P22-7.



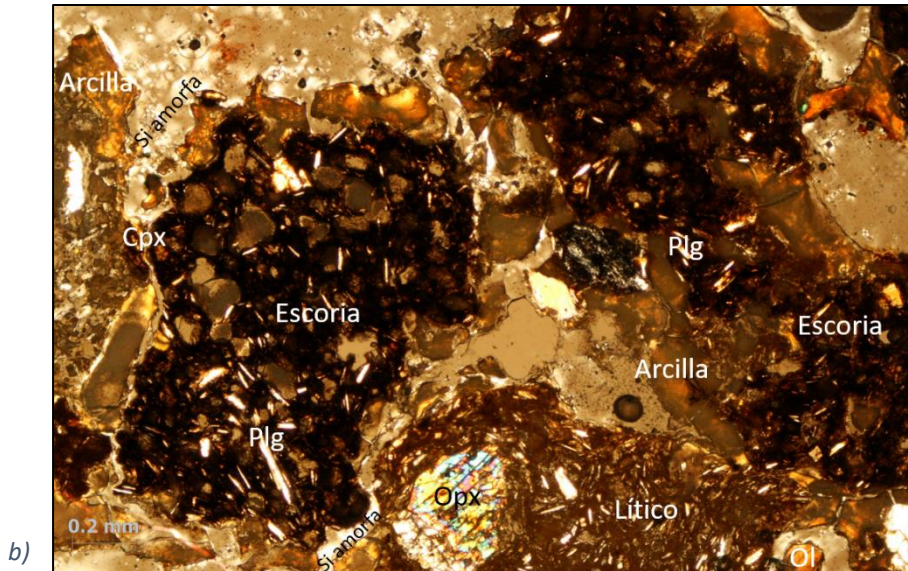


Fig. 89: Fotomicrografías que muestran: a) Fragmento lítico de textura microlítica, con cristales reabsorbidos, formación de arcillas y sílice amorfa. b) Líticos con oxidación, alteración por arcillas, sílice amorfa en cavidades y fracturas, bordes de reacción y reabsorbidos. Plagioclasas (Plg), ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), olivino (Ol) y sílice amorfa (Si amorfa).

Muestra: P22-8

Localidad: Ladera baja de Volcán El Sauz, Puruándiro, Mich. **Unidad:** Unidad D

Descripción Megascópica:

Lava de textura fanerítica, de color gris y gris blanquecino en superficie sana, que muestra poca oxidación a óxidos de hierro y algunos puntos blancos de sílice amorfa.

Descripción Microscópica:

Flujo de lava de textura porfídica seriada, con mineralogía de: plagioclasas (andesina y labradorita) (88%) + olivino (5%) + ortopiroxenos (3%), con arcilla (3%) y sílice amorfa (1%) en la mesostasis.

Observaciones:

La roca presenta alteración por intemperismo, con formación de probables arcillas en color café y de cuarzo microcristalino en matriz; oxidación, reabsorción de cristales de plagioclasa y ortopiroxeno.

Clasificación:

Flujo de lava andesítico-basáltico de olivino.



Fig. 90: Fotografías megascópicas de la muestra P22-8.

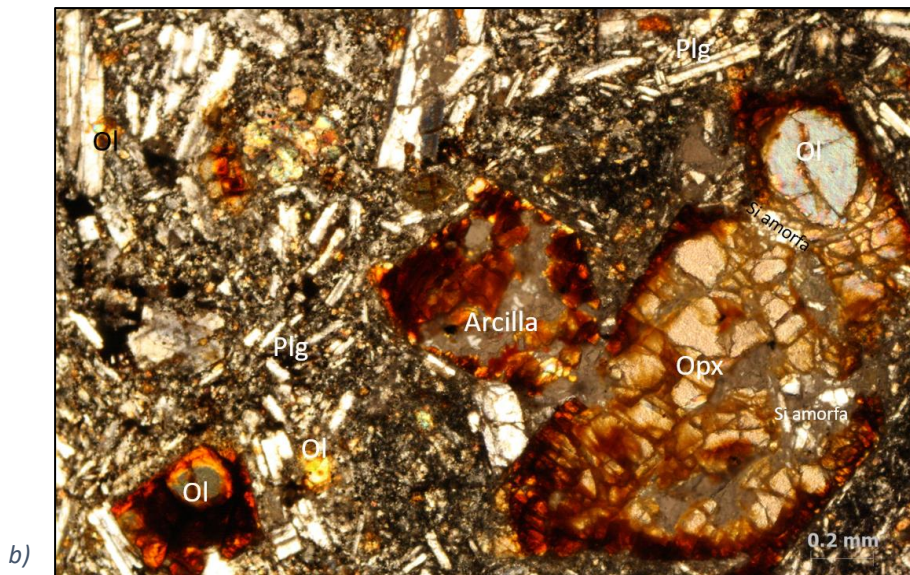
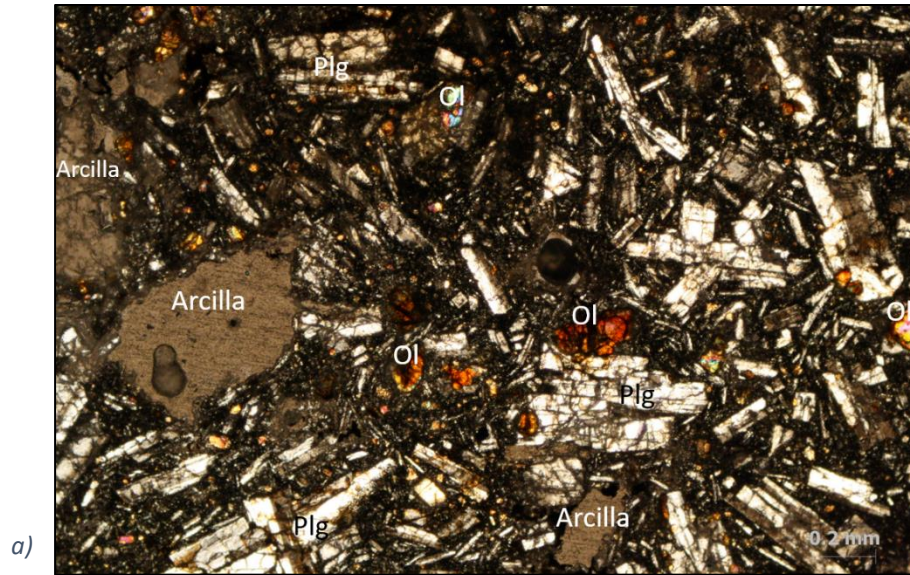


Fig. 91: Fotomicrografías que muestran: a) Textura porfídica seriada, alteración por arcillas y oxidación, reabsorción de bordes de plagioclasa. b) Formación de arcilla, sílice amorfa en cavidades, y oxidación, reabsorción de bordes de ortopiroxeno y plagioclasa. Plagioclasas (Plg), olivino (Ol), ortopiroxeno (Opx) y sílice amorfa (Si amorfa).

4.4 Difracción de Rayos X (DRX)

Por medio de la Tabla 10, se exponen los resultados de Difracción de Rayos X para el análisis de roca total (de 5 muestras de roca, ver clave en Tabla 8 y ubicación en mapa de Fig. 68). En el Anexo 1 (pág. 193), se presenta el difractograma de cada muestra (Fig. 143a-e).

Tabla 10: Resultados de DRX de roca total por muestra analizada.

MUESTRA	ALTERACIONES HIDROTERMALES
P22-1B	Plagioclasa intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ Clinopiroxeno de la serie augita-diópsido: $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ Ortopiroxeno de tipo enstatita férrica: $\text{MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$ Magnetita: Fe_2O_3 Hematita: Fe_3O_4 Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ probablemente de tipo esmectita
P22-1C	Plagioclasa intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ Feldespato Potásico tipo sanidina: $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ Clinopiroxeno de la serie augita-diópsido: $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ Hematita: Fe_3O_4 Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ probablemente de tipo esmectita Filosilicatos a $\sim 10\text{\AA}$ probablemente de tipo illita-mica Filosilicatos a $\sim 7\text{\AA}$ probablemente de tipo caolinita
P22-4	Plagioclasa intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ Clinopiroxeno de la serie augita-diópsido: $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ Magnetita: Fe_2O_3 Trazas de Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ probablemente de tipo esmectita Trazas de Filosilicatos a $\sim 10\text{\AA}$ probablemente de tipo illita Trazas de Filosilicatos a $\sim 7\text{\AA}$ probablemente de tipo caolinita
P22-5	Plagioclasa intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ Feldespato Potásico tipo sanidina: $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ Clinopiroxeno de la serie augita-diópsido: $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ Ortopiroxeno de tipo enstatita férrica: $\text{MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$ Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ probablemente de tipo esmectita
P22-7	Plagioclasa intermedia: $(\text{Na,Ca})(\text{Si,Al})_3\text{O}_8$ Clinopiroxeno de la serie augita-diópsido: $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ Ortopiroxeno de tipo enstatita férrica: $\text{MgSiO}_3\text{-FeSiO}_3$ Magnetita: Fe_2O_3 Hematita: Fe_3O_4 Filosilicatos a $\sim 14\text{\AA}$ probablemente de tipo esmectita

En la Tabla 11, se dan los resultados del análisis de separación e identificación de arcillas (de 5 muestras de roca, ver clave en Tabla 8 y ubicación en mapa de Fig. 68). Los respectivos difractogramas (Fig. 144a-e) se presentan en el Anexo 1 (pág. 194).

Tabla 11: Resultados de DRX de separación e identificación de arcillas por muestra analizada.
Notación “?” indica una presencia del mineral con menor certeza.

MUESTRA	ALTERACIONES HIDROTERMALES
P22-1B	Esmectita de tipo montmorillonita (muestra sin tratamiento)
P22-1C	Esmectita de tipo montmorillonita (muestra sin tratamiento y con etilenglicol) Trazas mínimas de interestratificados illita-esmectita (muestra sin tratamiento, con etilenglicol y calentada a 550 °C) Trazas mínimas de caolinita (muestra sin tratamiento y con etilenglicol)
P22-4	Esmectita de tipo montmorillonita (muestra sin tratamiento y con etilenglicol) Trazas mínimas de interestratificados illita-esmectita (muestra sin tratamiento, con etilenglicol y calentada a 550 °C) Trazas mínimas de caolinita (muestra sin tratamiento y con etilenglicol)
P22-5	Esmectita de tipo montmorillonita (muestra sin tratamiento, con etilenglicol y calentada a 550 °C) Interestratificado illita-esmectita (muestra sin tratamiento, con etilenglicol y calentada a 550 °C) Trazas mínimas de caolinita (muestra sin tratamiento y con etilenglicol)
P22-7	Esmectita de tipo montmorillonita (muestra calentada a 550 °C) Trazas mínimas de caolinita? (muestra sin tratamiento y con etilenglicol)

4.5 Caracterización fisicoquímica de aguas termales y pozos hídricos en Puruándiro

Hecho énfasis sobre la importancia de los parámetros fisicoquímicos del agua, es debido indicar que la información obtenida de ellos en los trabajos de campo (preliminar de sep-2021 y principal de jun-2022), respecto las 31 manifestaciones termales, arroyo local y cinco pozos de agua estudiados, fue conjuntada en una base de datos (Tabla 12).

Durante la campaña de campo de jun-2022 (final temporada de secas), la toma de temperatura de descarga no pudo realizarse por una avería del equipo de medición de temperatura. Por lo tanto, se puede considerar la misma temperatura para ambas salidas de campo, dado que en junio y septiembre se tienen los meses más lluviosos, de acuerdo al climograma para la zona de Puruándiro (Fig. 8).

Tabla 12: Base de datos con información obtenida en trabajos de campo de sep-2021 y jun-2022.

Fecha	Clave sitio Sep-2021	Clave Sitio Jun-2022	Lugar	Altitud (msnm)	Este	Norte	Sep-2021					Jun-2022				
					X UTM (Zona 14)	Y UTM (Zona 14)	T (°C)	pH	CE (mS/cm)	STD (ppt)	STD (ppm)	pH	CE (mS/cm)	STD (ppt)	STD (ppm)	
27/09/2021	P-6		Detrás de Rastro Municipal	1891.0	239125	2223145	76.7	7.77	1.82	0.91	1164.8					
	P-7			1892.0	239129	2223164	61.7	7.3	1.86	0.94	1190.4					
	P-11			1894.0	238560	2223027	58.9	8.14	1.76	0.88	1126.4					
	P-12			1892.0	238837	2223243	58.6	7.87	1.79	0.91	1145.6					
28/09/2021	P-18		Contiguo a Balneario Los Arcos	1835.0	237284	2223356	76.2	8.35	1.87	0.93	1196.8					
	P-33			1914.0	239814	2223323	65.7	SM								
28/09/2021 y 23/06/2022	P-19	PU1	Contiguo a Balneario Los Arcos	1896.0	239718	2223426	76.4	8.5	1.80	0.90	1152.0	7.23	1.75	0.88	1120.0	
	P-20	PU2		1896.0	239762	2223395	84.1	8.5	1.82	0.91	1164.8	7.55	1.78	0.89	1139.2	
	P-21	PU3		1908.0	239784	2223377	76.9	8.4	1.81	0.91	1158.4	7.55	1.58	0.90	1011.2	
	P-22	PU4		1908.0	239781	2223376	76.2	8.4	1.83	0.91	1171.2	7.53	1.79	0.89	1145.6	
	P-23	PU5		1909.0	239772	2223368	79.7	8.45	1.82	0.91	1164.8	7.81	1.78	0.89	1139.2	
	P-28	PU6		1907.0	239809	2223357	53.1	8.21	1.83	0.91	1171.2	7.72	1.80	0.90	1152.0	
	P-29	PU7		1906.0	239814	2223358	44.8	7.91	1.80	0.90	1152.0	8.02	1.79	0.89	1145.6	
	P-30	PU8		1906.0	239818	2223352	69.4	8.25	1.80	0.90	1152.0	7.57	1.81	0.91	1158.4	
	P-31	PU9		1904.0	239824	2223341	72.2	SM					7.95	1.76	0.88	1126.4
	P-32	PU10		1906.0	239827	2223329	70.7	SM					7.57	1.75	0.88	1120.0
	P-34	PU11		1904.0	239800	2223318	73.8	8.53	1.76	0.89	1126.4	7.81	1.79	0.90	1145.6	
	P-26	PU12		1903.0	239808	2223370	69.0	8.47	1.79	0.89	1145.6	7.82	1.75	0.88	1120.0	
	P-27	PU13		1905.0	239815	2223368	68.5	8.33	1.81	0.90	1158.4	7.31	1.76	0.88	1126.4	
	P-24	PU14		1904.0	239793	2223377	60.9	8.29	1.77	0.89	1132.8	7.33	1.81	0.91	1158.4	
	P-25	PU15		1904.0	239801	2223380	68.0	8.48	1.79	0.90	1145.6	7.70	1.76	0.88	1126.4	
27-28/09/2021 y 24/06/2022		PU16	Detrás de Rastro Municipal	1883.0	239729	2223301						8.13	1.92	0.96	1228.8	
		PU17		1890.0	239724	2223326						7.67	1.94	0.98	1241.6	
	P-37	PU18		1903.0	239736	2223373	75.7	8.55	1.77	0.89	1132.8	7.81	1.87	0.94	1196.8	
	P-36	PU19		1904.0	239744	2223350	69.8	8.47	1.80	0.90	1152.0	7.34	1.91	0.95	1222.4	
	P-35	PU20		1905.0	239739	2223346	63.0	8.39	1.83	0.91	171.2	7.63	1.91	0.96	1222.4	
		PU21		1904.0	239717	2223359						7.36	2.03	1.00	1299.2	
	P-1	PU22		1894.0	238976	2223089	49.8	7.77	1.87	0.94	1196.8	8.10	1.90	0.95	1216.0	
	P-2	PU23		1895.0	239048	2223122	62.0	7.51	1.79	0.89	1145.6	8.66	1.88	0.94	1203.2	
		PU24		1894.0	239047	2223136						7.93	1.87	0.94	1196.8	
	P-3	PU25		1893.0	239072	2223135	47.4	7.6	1.81	0.90	1158.4	8.01	1.86	0.93	1190.4	
	P-4	PU26		1891.0	239136	2223149	82.5	7.57	1.79	0.90	1145.6	7.51	1.92	0.96	1228.8	
	P-5	PU27		1890.0	239136	2223150	22.5	7.3	1.04	0.52	665.6	7.99	1.65	0.83	1056.0	
	P-8	PU28		1894.0	238723	2223033	59.0	7.51	1.82	0.91	1164.8	7.06	1.89	0.95	1209.6	
	P-9	PU29		1891.0	238663	2223068	61.0	7.72	1.81	0.91	1158.4	7.42	1.88	0.94	1203.2	
		PU30		1890.0	238659	2223079						7.63	1.88	0.94	1203.2	
P-10	PU31	1887.0	238630	2223081	52.3	7.74	1.97	0.98	1260.8	7.31	1.92	0.96	1228.8			
	PU32	1888.0	238630	2223092						7.61	1.91	0.96	1222.4			
28/09/2021 y 25/06/2022	P-15	PU33	Pozo La Lagartija 1	1814.0	239352	2224725	38.8	8.03	0.60	0.3	384.0	8.16	0.65	0.32	416.0	
	P-17	PU34	Pozo La Lagartija 2	1877.0	238596	2224535	33.4	8.08	1.13	0.56	723.2	7.70	1.17	0.59	748.8	
	P-16	PU35	Pozo El Salitre	1882.0	238556	2223657	46.1	7.86	1.48	0.74	947.2	7.91	1.51	0.76	966.4	
	P-13	PU36	Pozo El Limón	1883.0	234460	2224150	26.0	7.57	0.59	0.30	377.6	7.11	0.67	0.34	428.8	
	P-14	PU37	Pozo Los Pirules	1883.0	233778	2222594	26.9	7.91	0.62	0.31	396.8	7.83	0.70	0.35	448.0	

SM = sin medición

De manera específica, los datos de estos parámetros indican lo siguiente: Dado que la temperatura máxima media anual del Mpo. de Puruándiro de acuerdo a CLIMATE-DATA.ORG (2021) es de 23.9°C, al serle sumados 5°C que por definición han sido referidos para conocer si una descarga es de tipo termal (Prol-Ledesma, 2002), se tiene que, aquellos sitios con $T > 28.9^\circ\text{C}$ son clasificados como termales para el área estudiada. Por ese motivo, a excepción del arroyo local (P5-22.5°C) que cruza los conjuntos de manifestaciones termales, y los pozos El Limón (26°C) y Los Pirules (26.9°C) que son fríos, el resto de los sitios sondeados (33.4-84.1°C) en Puruándiro tienen un carácter termal definido.

Es relevante señalar que, en esta zona de estudio se consideró la temperatura máxima media anual, dado que una definición termal con base en la media anual (16.9°C) resultaría ser sobreestimada (a partir de 21.9°C), ya que los puntos con las menores temperaturas mencionadas de 22.5 a 26.9 no muestran evidencias de termalismo, como burbujeo, vapor y tapetes bacterianos de organismos extremófilos (en caso del arroyo local), y tampoco existen reportes de autoridades reguladoras del agua sobre influencia termal (en caso de pozos hídricos). Además, autores como Trumpy & Manzella (2017) y Zarhloule et al. (2010) consideran manifestación termal a aquella con $T > 30^\circ\text{C}$ en su descarga.

En referencia al pH, los valores medidos en campo en estas dos campañas varían de 7.06 a 8.66, con lo cual son de carácter neutro (~7) a ligeramente alcalino (~8.5), y ninguno es de tipo ácido (<7). Igualmente, a partir de ambos trabajos de campo, los datos de conductividad eléctrica, comprenden de 0.59 a 1.51 mS/cm (590 a 1,510 $\mu\text{S}/\text{cm}$) para pozos hídricos, y de 1.58 a 2.03 mS/cm para manantiales termales (1,580 a 2,030 $\mu\text{S}/\text{cm}$), e indican aguas de tipo subterránea de acuerdo con la Tabla 13, o principalmente de tipo subterránea potable para el caso de los pozos hídricos conforme a la Tabla 14.

Tabla 13: Rangos de conductividad eléctrica en diferentes tipos de agua (Younger, 2007).

Tipo de agua	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Subterránea	15-3,000
Hipersalina y de cuencas áridas	>100,000

Tabla 14: Conductividad eléctrica por tipos de agua (Morán-Ramírez, 2020).

Tipo de agua	Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
Pura	0.05
Destilada	0.05-5
Lluvia	5-30
Subterránea potable	30-1000
Mar	50000

En lo que concierne a los STD, también medidos en las temporalidades indicadas, se encuentran en el rango de 0.30 a 1.00 ppt. Para ellos, se aplicó un factor de conversión establecido por los principios fisicoquímicos, que corresponde de la siguiente manera:

$$\text{STD ppm (mg/L)}_{640} = \sigma (640)$$

donde σ es la conductividad eléctrica en mS/cm

$$\text{o bien, STD ppm (mg/L)}_{0.64} = \sigma (0.64)$$

donde σ es la conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$

El mencionado factor de conversión de 640 o 0.64, dado que los sitios de estudio en Puruándiro albergan aguas con $CE \leq 5.0$ mS/cm o $5,000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (Universidad de Granada, 2001) . Así, los valores obtenidos de STD para los puntos registrados, van de 377.6 a 966.4 ppm para pozos hídricos, de 665.6 y 1056.0 para el arroyo local que cruza las áreas de manifestaciones calientes, y de 1011.2 a 1,299.2 ppm para los manantiales termales, lo que sugiere aguas de tipo mineral (300->500 ppm) a salina (>1,000 ppm), conforme a la clasificación de Khoma (2020) (Fig. 92):

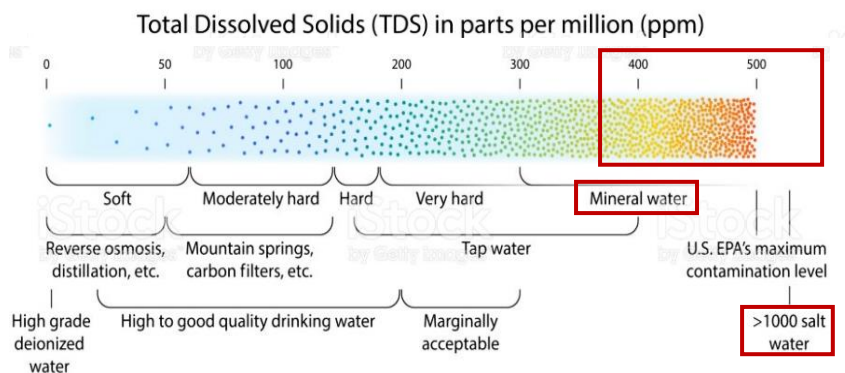


Fig. 92: Escala de calidad del agua que muestra el total de sólidos disueltos (TDS) en ppm para diversas fuentes naturales de agua dulce y tecnologías de filtrado, dureza y niveles de contaminación (Khoma, 2020).

De acuerdo con Hem (1985), las muestras de manantiales termales de 1,011.2 a 1,299.2 ppm de Puruándiro, así como la segunda medición del arroyo local con 1056.0 ppm, pueden también ser catalogadas como aguas levemente salinas (Tabla 15), o incluso salobres según indica Younger (2007), con valores de $1,000 < 10,000$ mg/L (Tabla 16), dado que un agua no es potable cuando excede de 2,500 ppm o mg/L, y se clasifica como marina cuando contiene por lo general 35,000 mg/L de STD:

Tabla 16: Clasificación del agua salina de acuerdo con el contenido de sólidos totales disueltos (STD) en mg/L (Hem, 1985).

Tipo de agua	Sólidos totales disueltos (ppm o mg/L)
Levemente salina	1,000-3,000
Moderadamente salina	3,000-10,000
Altamente salina	10,000-35,000
Salina	>35,000

Tabla 16: Clasificación del agua de acuerdo con el contenido de sólidos totales disueltos (STD) en mg/L (Younger, 2007).

Tipo de agua	Sólidos totales disueltos (ppm o mg/L)
Agua dulce	<1,000
Agua salobre	1,000<10,000
Agua salina	10,000<100,000
Agua hiper salina o salmuera	>100,000

4.5.1 Comparativo de parámetros fisicoquímicos de trabajos de campo

Como se mencionó en el apartado 3.2 Trabajo de campo (pág. 47), el manantial P-7 (base de datos sep-2021; Tabla 12) no fue registrado en jun-2022 por encontrarse seco, además de los manantiales P-6, 11, 12, 18 y 33 por imposibilidad debido a zona fangosa. No obstante, en esta fecha resultó factible incluir al manantial PU16 anteriormente delimitado en su acceso, además que fueron encontrados los PU17, 21, 24, 30 y 32 (base de datos jun-2022; Tabla 12) luego del inicio de la temporada de lluvias. Sin

embargo, en los sitios P-31, 32 y 33 (sep-2021) de considerable profundidad de emanación, no fue posible medir sus fisicoquímicos, por lo cual resulta un total de 29 manifestaciones termales cuyos valores de parámetros fisicoquímicos de sep-2021 y jun-2022 pueden ser comparados (Figs. 93-95):

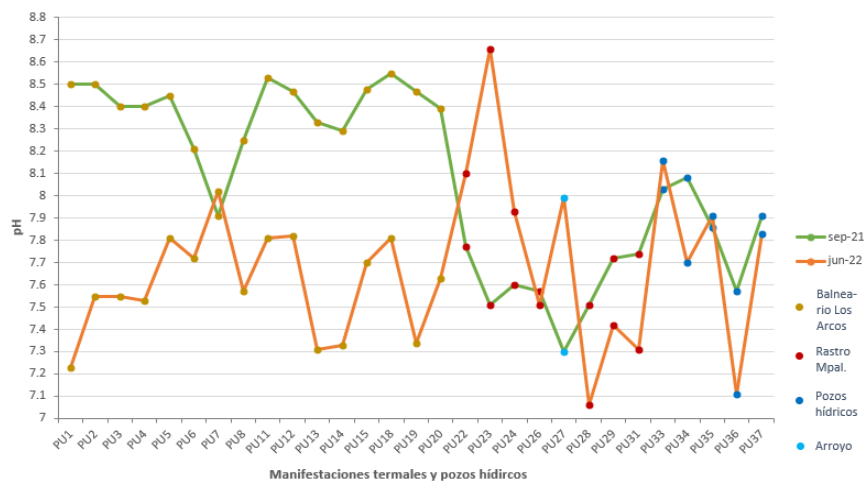


Fig. 93: pH de manifestaciones termales de Balneario Los Arcos y Rastro Municipal, así como pozos hídricos y arroyo local de la zona de estudio, sep-2021 y jun-2022.

En el gráfico de variación del potencial de hidrógeno (Fig. 93), se observa que en el arroyo (PU27) que cruza las manifestaciones termales, una cercana al Balneario Los Arcos (PU7), tres aledañas al Rastro Municipal (PU22-24), y dos pozos de agua (PU33, 35), hubo un incremento del pH en jun-2022 respecto a sep-2021; contrario a lo ocurrido en el resto de los manantiales detrás del Balneario Los Arcos (PU1-6, 8, 11-15, 18-20), así como en los otros cuatro cercanos al Rastro Municipal (PU26, 28, 29, 31) y tres pozos hídricos (PU34, 36, 37), en los que se registró un decremento. El aumento en el arroyo local y los sitios próximos al Rastro Municipal, puede deberse respectivamente, a un mayor uso de jabones y shampoo para aseo personal en la temporada de calor (marzo-junio), por parte de la población que acude a asearse; y desengrasantes por actividades propias del rastro en el proceso de matanza y disposición de la carne animal para venta, dado que los productos de limpieza en general contienen acetato, hipoclorito de sodio, y fosfato de trisodio (Cleveland Clinic, 2022), lo cual contribuye a un pH más básico o alcalino.

En cuanto a la disminución de pH en el resto de los sitios (tendencia general), es posible se deba a que ciertos manantiales detrás del Rastro Municipal no se vean influenciados por el pH básico de los jabones y desengrasantes mencionados, por cuestión de una distinta vía de flujo, infiltración y ascenso termal, o debido también a ajustes menos alcalinos en temporada de secas de aditivos químicos que sean añadidos al agua termal del Balneario Los Arcos, lo cual no es factible conocer, por tratarse de un centro privado. No obstante, la variación de pH en ambas estacionalidades es poca, dado que es un parámetro

de tipo logarítmico ($pH = -\log[H^+]$) (escala no lineal de base 10, para analizar cantidades variantes en un rango grande) (Huera Guzmán, 2019), que en este caso implica el valor más básico es $10^{-8.66}$, y el menos es $10^{-7.06}$ (concentración de protones) (Tabla 12, pág. 95). Por ende, a pesar que la escala vertical gráfica de la Fig. 93 pareciera mostrar cambios marcados de pH, éstos son pequeños; además, para que se resulte afectado con respecto a una variación de temperatura por estacionalidad, tendría que presentarse una de aproximadamente 200°C (Nicholson, 1993).

Por otro lado, los valores de conductividad eléctrica (Fig. 94), exhiben poca variabilidad entre las dos épocas de trabajo de campo; sin embargo, en casi la totalidad de manantiales del Rastro Municipal (PU22-24, 26-29), algunos del Balneario Los Arcos (PU8, 11, 14, 18-20) y en los pozos hídricos (PU33-37), son ligeramente mayores los de jun-2022; suceso que es altamente posible se deba al término de la temporada de secas, donde con un aumento de la temperatura debió haber disminuido la viscosidad y densidad de las aguas, incrementado la movilidad de sus iones, y por ende, la conductividad (Waterboards, 2018; QuercusLab, 2018); así como se considera que la falta de recarga meteórica en época de estiaje, y procesos de evaporación cercanos a la superficie, pudieron intervenir en una mayor concentración (no disolución) de componentes con carga iónica, que derivara en una conductividad eléctrica más alta.

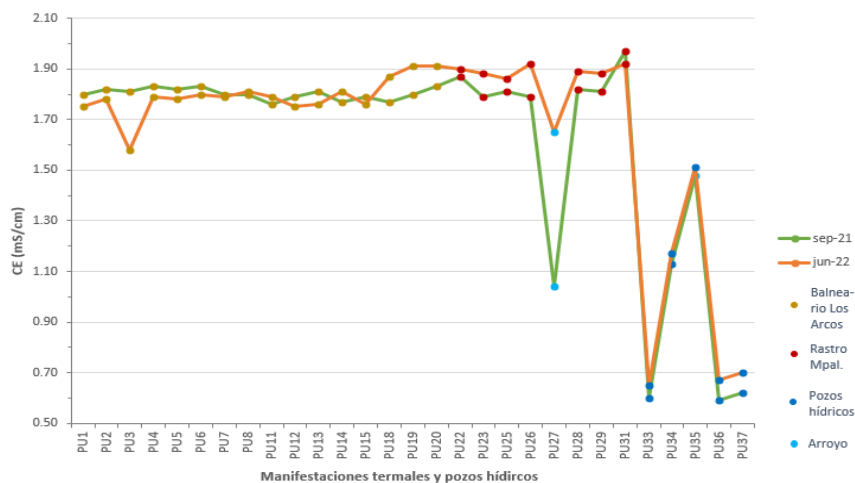


Fig. 94: Conductividad eléctrica de manifestaciones termales de Balneario Los Arcos y Rastro Municipal, así como pozos hídricos y arroyo local de la zona de estudio, sep-2021 y jun-2022.

Por último, respecto a la concentración de sólidos totales disueltos (Fig. 95), cuyo máximo permisible es de 1,000 mg/L conforme a la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022) para agua de uso y humano, se distingue el mismo patrón que en la conductividad eléctrica; es decir, que los datos de jun-2022 de casi todas las manifestaciones termales del Rastro Municipal (PU22-24, 26-29), algunos del Balneario Los Arcos (PU8, 11, 14, 18-20) y en los pozos hídricos (PU33-37), son poco mayores respecto

a sep-2021. Este factor, confirma el comportamiento a la par de la conductividad eléctrica, dado que ésta es directamente proporcional a la concentración de sólidos totales disueltos (InfoAgro, 2017).

Por lo anterior, el pequeño incremento de STD en dichos puntos, en referencia a sep-2021, es también probable a mayor temperatura ambiental y del agua, debido al término de temporada de secas, que implica menor densidad hídrica y mayor concentración de sales.

Cabe señalar, que la diferencia entre ambas estacionalidades en los parámetros de CE y STD del manantial PU3, puede deberse a un error humano en el que no se haya dado tiempo suficiente para estabilización del equipo multiparámetro de medición, a las condiciones de esta manifestación termal. No obstante, esta diferencia estacional en CE y STD del arroyo local PU27, pero con valores más bajos en sep-2021 con respecto a jun-2022, puede deberse a la época de precipitación en la que existe mayor dilución de las aguas, menor carga iónica en solución, y por lo tanto disminución de la CE y STD; además que el arroyo puede resultar más influenciado por este proceso al encontrarse sus aguas en movimiento de flujo.

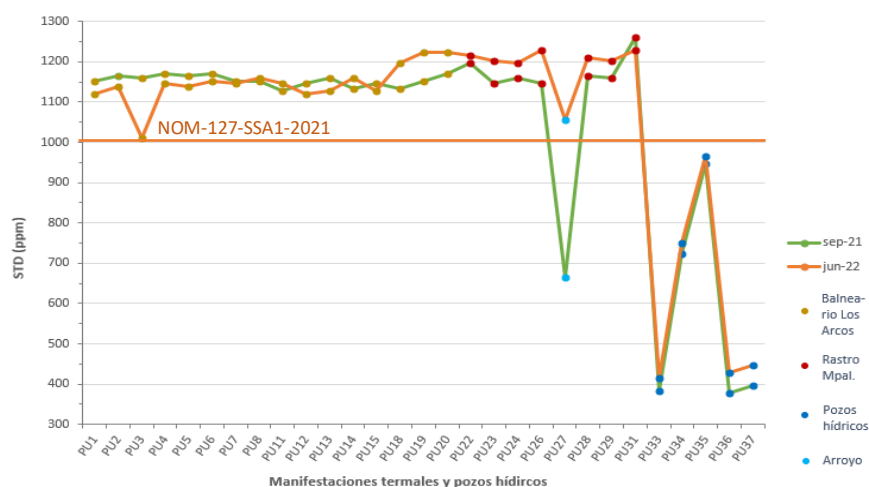


Fig. 95: Sólidos totales disueltos de manifestaciones termales de Balneario Los Arcos y Rastro Municipal, así como pozos hídricos y arroyo local de la zona de estudio sep-2021 y jun-2022.

4.5.2 Elaboración de mapas de distribución espacial

A partir de los datos fisicoquímicos medidos en campo (Tablas 6 y 11), y dado que las variaciones de pH en ambas estacionalidades son pequeñas por la escala logarítmica de éste, a la par que los parámetros de CE y STD no presentaron cambios considerables en el intervalo sep-2021 a jun-2022, se efectuó una interpolación promedio de pH, CE y STD; al igual que una interpolación simple de la temperatura de descarga, que se mencionó fue medida en el primer trabajo de campo (sep-2021). Ello, se realizó con los métodos Kriging Bayesiano Empírico (EBK) y Kriging Ordinario, en software ArcGIS (Figs. 96 a 99).

Para el caso de la temperatura de descarga, al ser un parámetro de rango amplio de valores medidos en campo (22.5 a 84.1°C), el método utilizado fue EBK, con una interrelación de valores vecinos tipo Estándar Circular, dado que es una forma de interpolación de estadísticas geográficas que automatiza los aspectos más complejos para la creación de un modelo Kriging válido. Ello, debido a que otros métodos de Kriging de Geostatistical Analyst requieren ajuste manual de los parámetros para obtener resultados precisos; mientras que EBK los calcula en automático por medio de un proceso de creación de subconjuntos y simulaciones (ESRI, 2016).

Para el resto de interpolaciones, referentes al pH, CE y STD, al comprender un intervalo de valores más reducido que el de temperatura, implicaron cierto grado de menor complejidad, por lo que fue necesario un método de Kriging Ordinario. Éste, es el más utilizado del conjunto Kriging y presupone que el valor medio constante es desconocido; hecho que es razonable, a menos que haya una razón científica referente a una tendencia en los datos (ESRI, 2014).

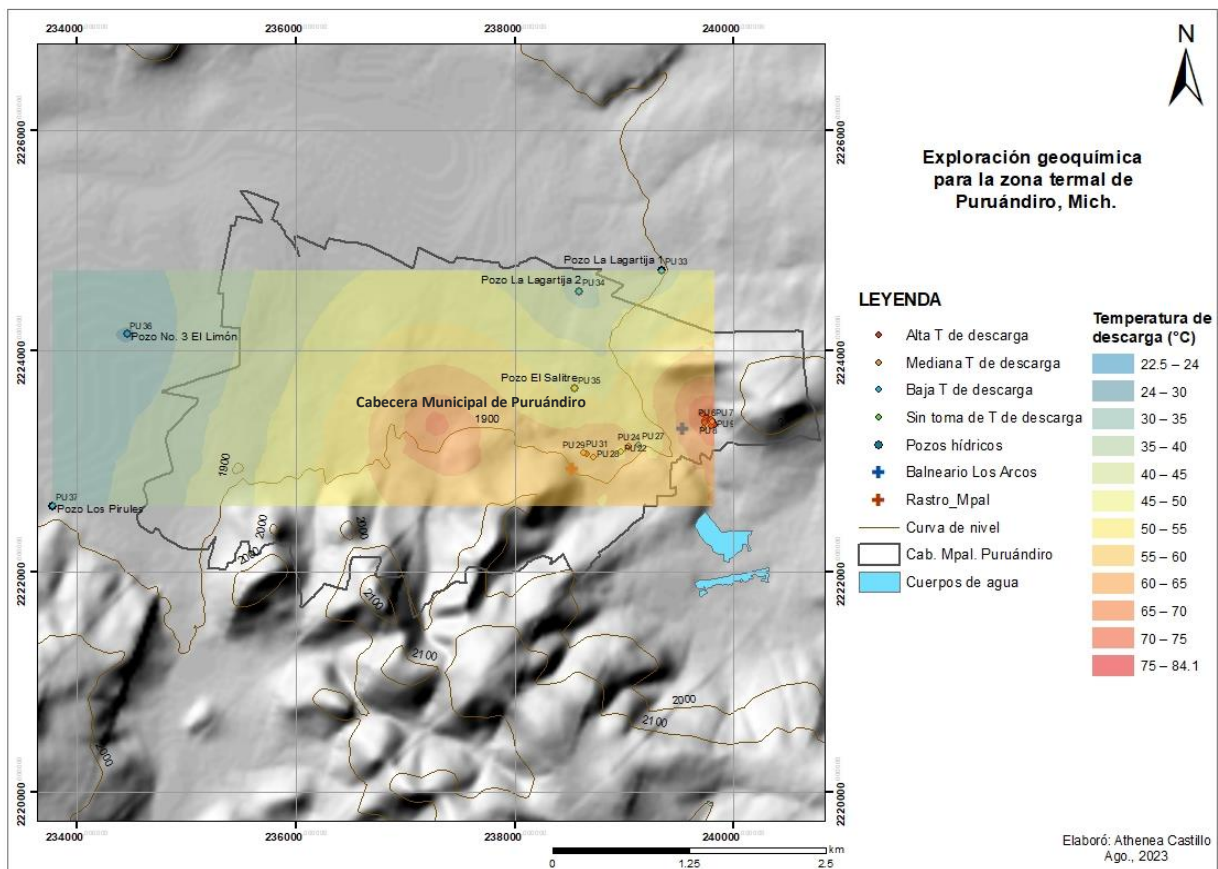


Fig. 96: Distribución de temperaturas de descarga de manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano Empírico.

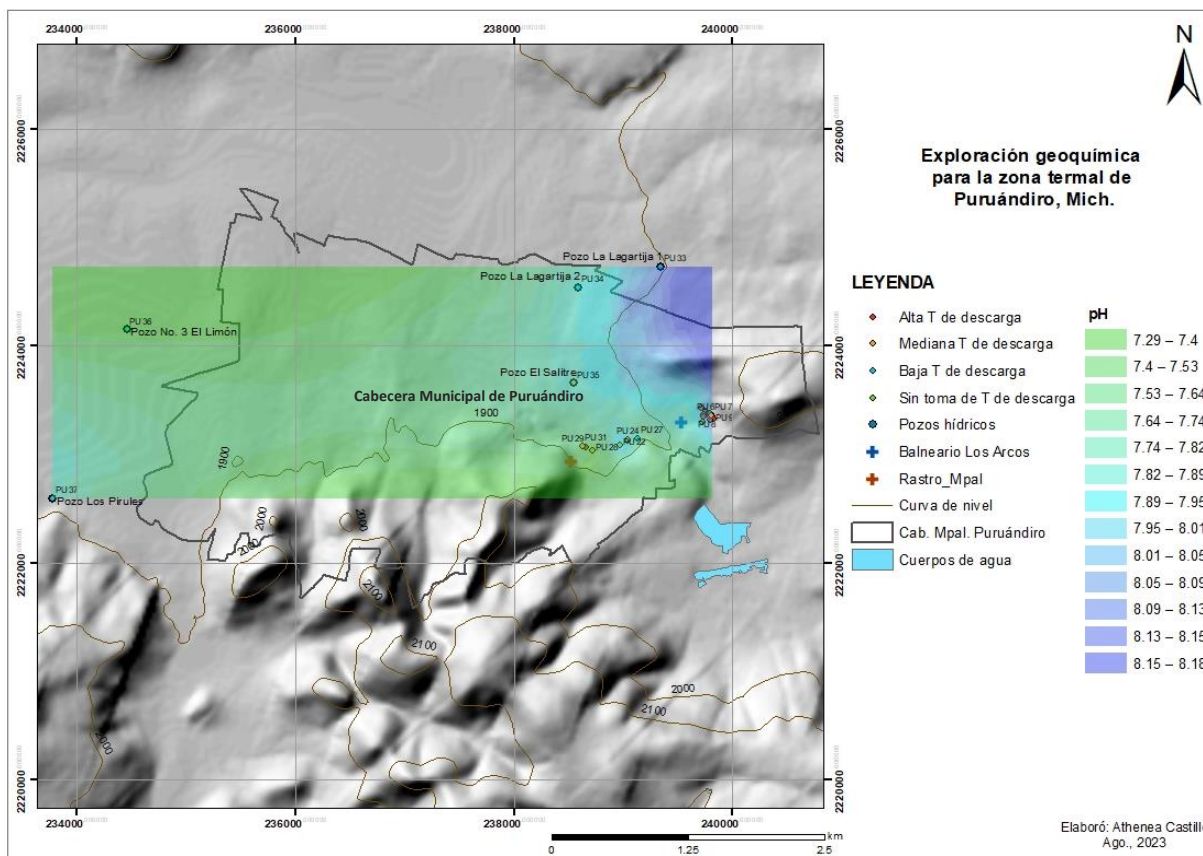


Fig. 97: Distribución de pH de manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.

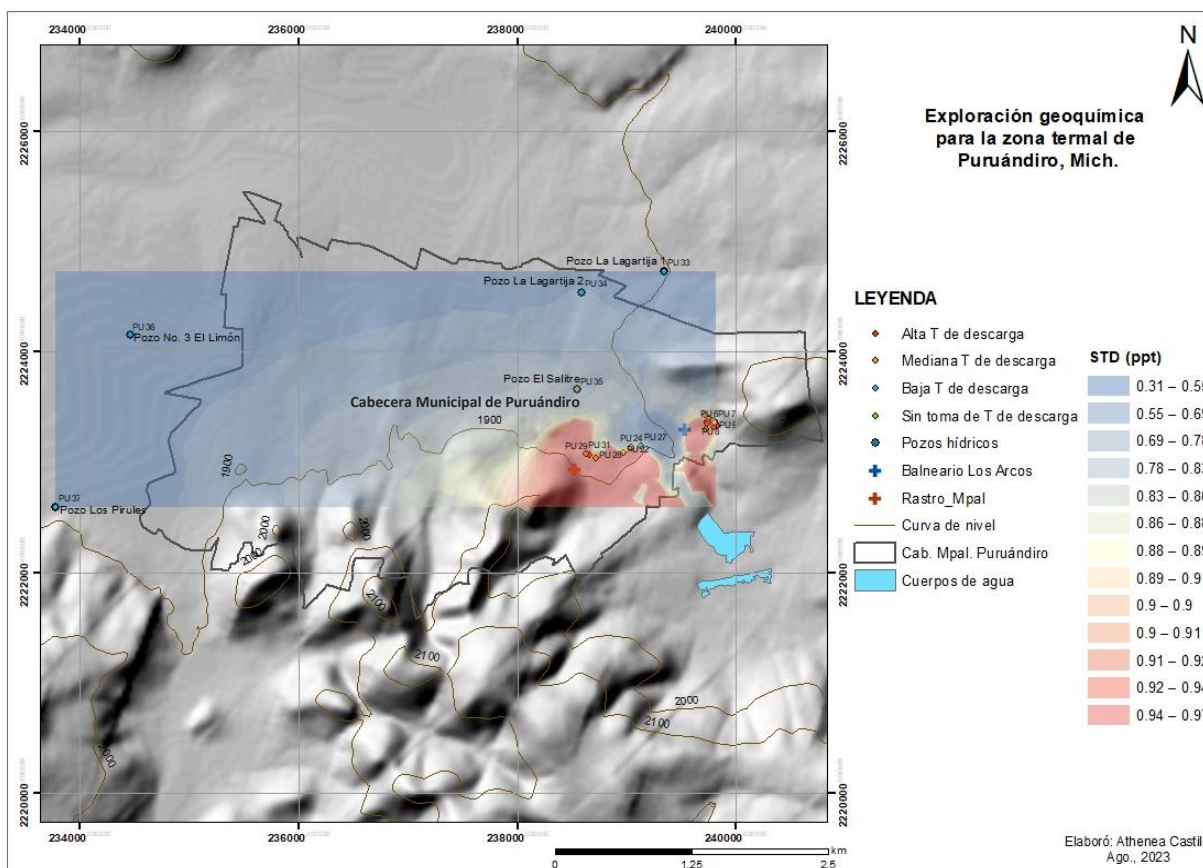


Fig. 98: Distribución de conductividad eléctrica de manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.

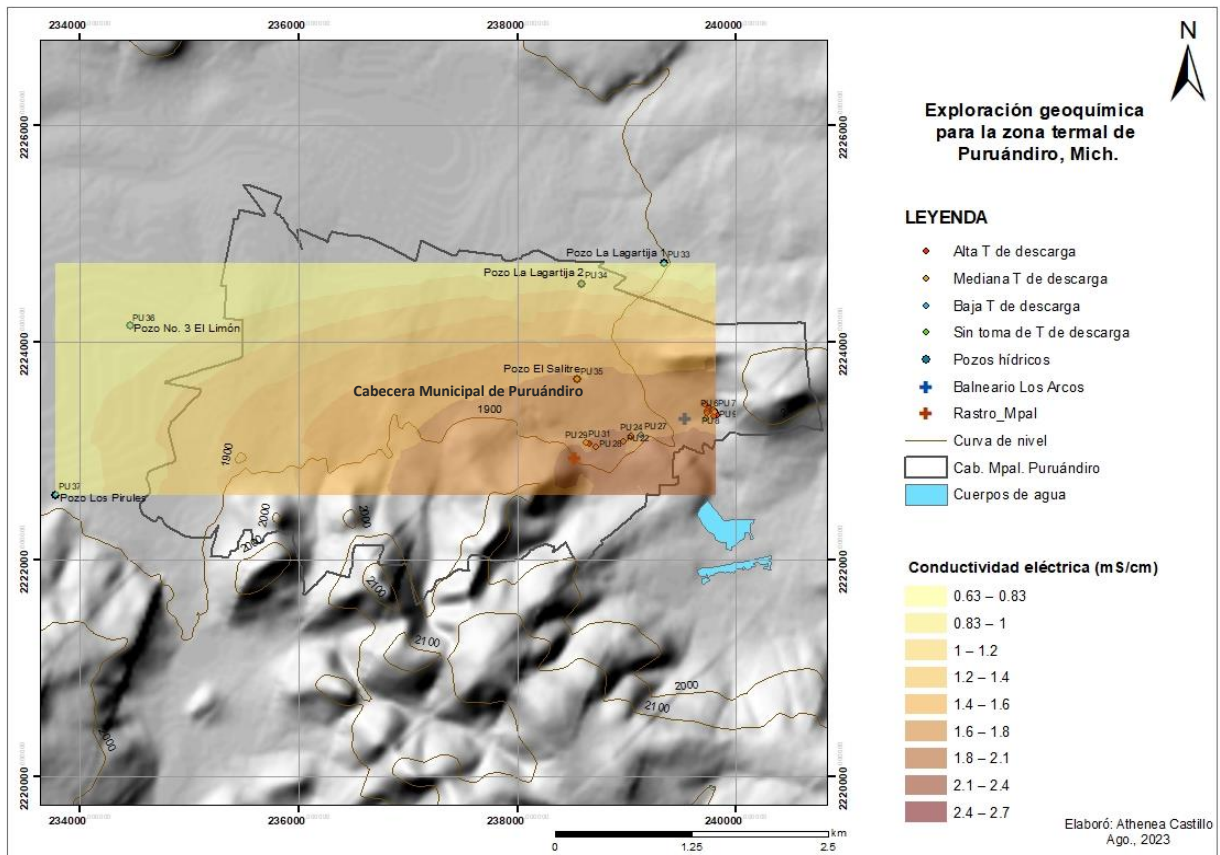


Fig. 99: Distribución de sólidos totales disueltos de manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.

En las figuras 96 y 97, se observa que los mayores valores de temperatura y pH se encuentran en el conjunto de manifestaciones termales cercano al Balneario Los Arcos, mismas que se presentan en mayor cantidad (20 sitios) respecto a las emanaciones próximas al Rastro Municipal (12 sitios). Por ello, se considera que la porción Este de la Cabecera Municipal de Puruándiro es la que exhibe mayor actividad termal, ya que también los parámetros de CE y STD (Figs. 98 y 99) son altos en la porción sureste de estudio, donde la correspondencia entre mayor temperatura, pH, CE y STD, es evidente.

4.5.3 Análisis cuantitativo

Con el fin de tener un acercamiento a los valores fisicoquímicos de los sitios referentes a la segunda campaña de campo (jun-2022) (Tabla 13), por ser éstos muestreados en el actual proyecto, se presenta un análisis gráfico de ellos, con la respectiva temperatura de descarga medida en sep-2021 y feb-2023.

Para facilitar la observación y análisis tanto de estos diagramas fisicoquímicos, como de los hidrogeoquímicos y geotermométricos próximos, los puntos de muestreo se clasificaron por temperatura de descarga alta (>60°C), media (40-60°C) y baja (20-40°C); así como por tipo de

manifestación (manantial termal, arroyo, pozo hídrico) (Fig. 100). Cabe aclarar que existe una manifestación termal de la que no se cuenta con temperatura de descarga, debido a imposibilidad por pertenecer a propiedad privada; sin embargo, pudo ser muestreada. Es importante recordar que, aquellos sitios con T de descarga >28.9°C son considerados de carácter termal, a diferencia del arroyo local (PU27-22.5°C), pozos El Limón (PU36-26°C) y Los Pirules (PU37-26.9°C) cuyas aguas son frías.

- Manantiales termales de alta T de descarga
- Manantiales termales de mediana T de descarga
- Manantial termal sin toma de T de descarga
- Arroyo local de baja T de descarga
- Pozos hídricos de baja T de descarga
- Pozo hídrico de mediana T de descarga

Fig. 100: Simbología para diagramas y gráficas.

La figura 101 permite observar que todas las muestras de manantiales termales y pozos hídricos muestreados tienen un pH de neutro a ligeramente alcalino de acuerdo con su temperatura. Ello, debido a que conforme a Nicholson (1993), en la superficie (condiciones ideales promedio de 25°C) el valor neutro de pH es de 7.0, en tanto que para yacimientos de alta temperatura (300°C) se ha estimado su neutralidad en 5.5. Así mismo, dicho autor refiere que el pH de las aguas geotérmicas en superficie está influenciado por la pérdida de CO₂ al ebullición éstas, lo que causa que se vuelva más alcalino, al eliminarse de forma progresiva un factor que aporta acidez; hecho que para la zona de Puruándiro también se aprecia por medio de los resultados de índices de saturación mineral (Fig. 134), en donde el carbonato de calcio (CaCO₃, referente a la calcita) a partir de 90°C y con el aumento de la temperatura, presenta valores >1, lo que indica que precipita y que existe pérdida de CO₂ disuelto en el agua.

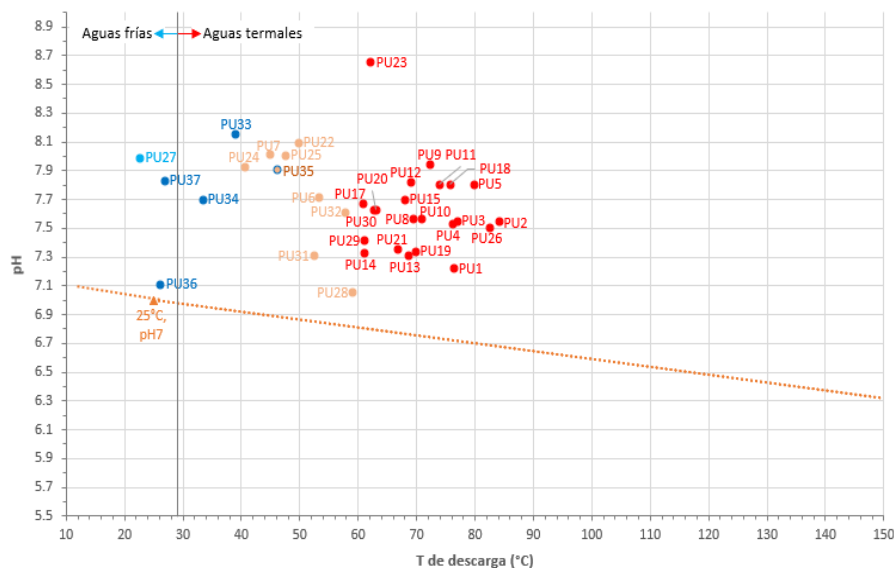


Fig. 101: pH vs. T de descarga de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local. Línea color naranja indica valores de pH neutros conforme a temperatura (Nicholson, 1993).

La figura 102, evidencia que las manifestaciones termales de alta (60-84.1°C) y mediana (40-60°C) temperatura de descarga albergan un importante contenido de STD (>1,000 ppm); así como el arroyo de la zona (PU27) que posee 1,056 ppm debido a influencia antropogénica y contaminación de residuos sólidos, además de encontrarse entre los manantiales del Balneario Los Arcos y Rastro Municipal. Por su parte, el pozo El Salitre (PU35) contiene 966.4 ppm de STD (que corresponde a un valor cercano al máximo permisible de 1,000 ppm para uso humano indicado por la NOM-127-SSA1-2021, Secretaría de Salud, 2022), probablemente debido a mayor proximidad al hidrotermalismo del área.

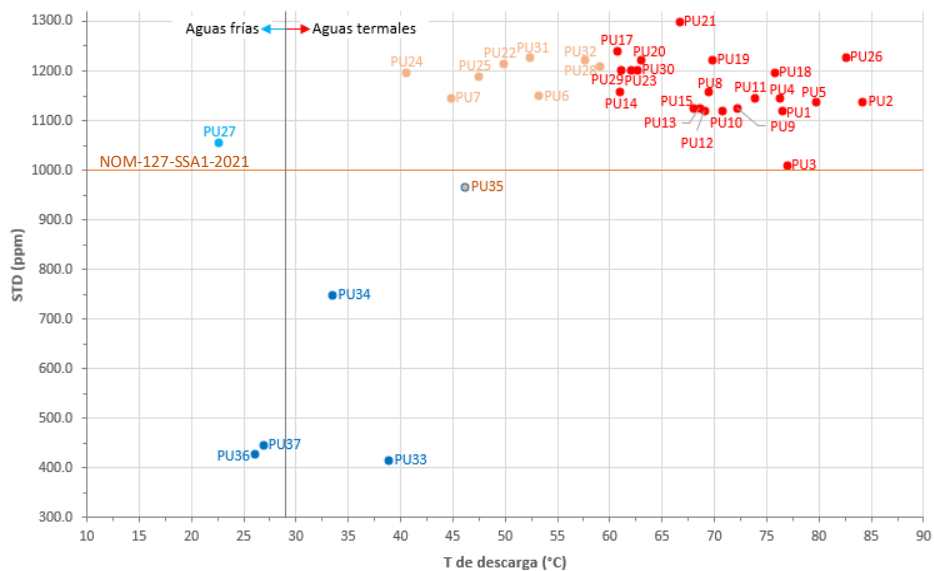


Fig. 102: STD vs. T de descarga de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local. Línea color naranja indica valor máximo permisible de STD para agua de consumo humano (Secretaría de Salud, 2022).

Para finalizar, la figura 103 muestra que todas las manifestaciones termales, tanto de alta como mediana temperatura de descarga, presentan conductividades eléctricas mayores a 1.5 mS/cm y una superior a 2 mS/cm (PU21). El arroyo local (PU27) también presenta un valor considerable (1.65 mS/cm) por el hecho de ubicarse entre los sitios termales.

Basado en la clasificación de niveles de salinidad para consumo humano a partir de la conductividad eléctrica, de acuerdo con la Universidad de California (1972), los puntos termales, el arroyo local y pozo El Salitre tienen un alto grado de salinidad (1.5-3.0 mS/cm), mientras que el resto de los pozos de agua tienen un grado de de medio (0.75-1.5 mS/cm) a bajo (<0.75 mS/cm). La Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, 1985) considera un grado de salinidad de ligero a moderado, en cuanto a la restricción de agua para riego, una conductividad eléctrica de 0.7 a 3.0 mS/cm,

por lo que es un parámetro que debe ser tomado en cuenta para el uso del agua en cultivos y destino humano.

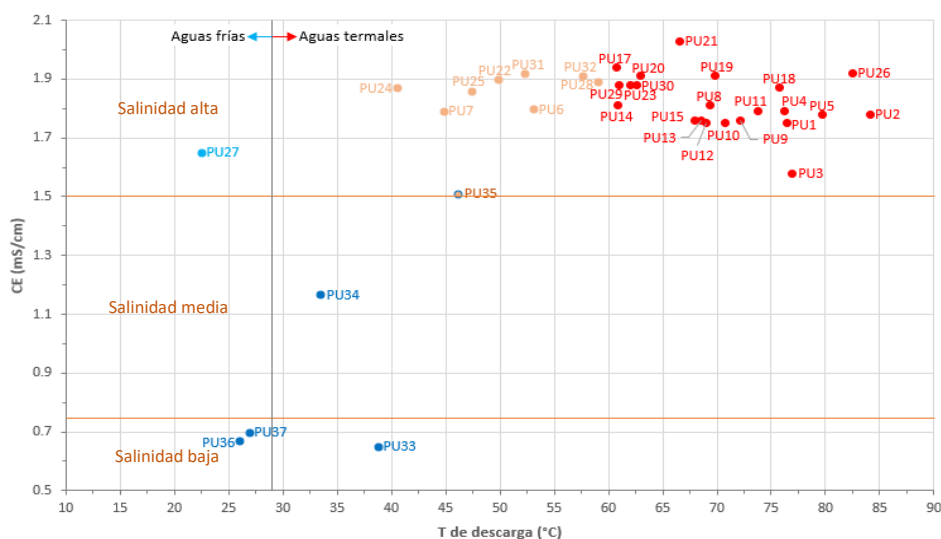


Fig. 103: CE vs. T de descarga de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local. Líneas color naranja indican niveles de salinidad conforme a la CE (Universidad de California, 1972).

Por otro lado, se llevó a cabo el registro ordenado de datos de cada una de las muestras respecto a las diferentes técnicas o métodos analíticos empleados, aunado a la obtención de diagramas o esquemas propios de cada tipo de resultado, o la realización de tablas.

4.6 Relación isotópica de elementos estables en agua

Obtenidos los valores de isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ del agua, de 30 manantiales termales, 5 pozos hídricos y arroyo de la zona de estudio (Tabla 17), éstos fueron graficados en un diagrama bidimensional (Fig. 105), junto con la ecuación del comportamiento del agua meteórica mundial (WMWL por sus siglas en inglés) (Craig, 1961a) y la línea de agua meteórica local (Wassenaar, 2009). Los resultados muestran que la composición isotópica de todas las muestras de Puruándiro, se ubican por debajo de la WMWL y la mayoría de ellas (22 manantiales calientes, 3 pozos hídricos y arroyo local) debajo también de la línea meteórica local (México), lo cual indica que tienen un origen meteórico con corrimiento hacia valores menos negativos (derecha) de $\delta^{18}\text{O}$, y una pendiente de 2.55.

Tabla 17: Resultados de análisis de isótopos estables del agua en manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local de zona de estudio, con respectivas desviaciones estándar.

CLAVE DE CAMPO	Lugar	$\delta^{18}\text{O}$ SMOW2 (‰)	D.E. (s) $\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$ SMOW2 (‰)	D.E. (s) $\delta^2\text{H}$
PU1		-8.85	0.04	-66.81	0.20
PU2		-8.63	0.34	-66.26	0.98
PU3		-8.65	0.04	-66.25	0.17
PU4		-8.68	0.05	-66.30	0.17
PU5		-8.65	0.28	-66.87	1.35
PU6		-8.35	0.04	-65.12	0.20
PU7		-8.00	0.14	-63.82	0.39
PU8		-9.30	0.11	-64.99	0.70
PU9	Contiguo a	-8.58	0.40	-65.99	1.01
PU11	Balneario	-9.70	0.12	-68.58	0.54
PU12	Los Arcos	-9.74	0.02	-68.95	0.06
PU13		-9.91	0.05	-69.52	0.27
PU14		-9.56	0.25	-68.43	0.68
PU15		-9.01	0.16	-67.02	0.45
PU16		-9.02	0.08	-66.56	0.16
PU17		-9.25	0.18	-67.59	0.60
PU18		-9.74	0.12	-69.01	0.21
PU19		-9.16	0.08	-64.40	0.20
PU20		-9.47	0.04	-68.07	0.14
PU21		-9.38	0.16	-67.68	0.45
PU22		-8.77	0.15	-65.92	0.24
PU23		-8.79	0.04	-65.90	0.20
PU24	Detrás de	-8.81	0.07	-65.83	0.23
PU25	Rastro Municipal	-8.82	0.22	-66.13	0.57
PU26		-9.18	0.21	-67.21	0.45
PU27	Detrás de Rastro Municipal, arroyo	-8.92	0.08	-65.58	0.07
PU28		-9.35	0.49	-67.76	1.25
PU29		-9.23	0.17	-67.48	0.36
PU30	Detrás de	-9.25	0.26	-67.45	0.68
PU31	Rastro Municipal	-9.36	0.30	-67.76	0.85
PU32		-9.30	0.24	-67.57	0.65
PU33	Pozo La Lagartija 1	-8.92	0.34	-62.38	0.20
PU34	Pozo La Lagartija 2	-8.26	0.29	-59.94	0.40
PU35	Pozo El Salitre	-7.48	0.28	-59.53	0.70
PU36	Pozo El Limón	-8.17	0.45	-57.93	0.40
PU37	Pozo Los Pirules	-7.84	0.94	-57.75	0.30

Como referencia, se conocen los datos isotópicos del agua marina con 0‰ de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, de la Línea Meteorica Mundial (Craig, 1961a) y Local perteneciente a México (Wassenaar, 2009); así como el máximo y mínimo del Estado de Michoacán (Rebeles, 2016), que corresponden a -8.5 y -10.3‰ para $\delta^{18}\text{O}$, en tanto que -63 y -69‰ para $\delta^2\text{H}$. En el diagrama de la Fig. 105, además se ha ubicado el rango de valores isotópicos del Campo Geotérmico michoacano Los Azufres de -4.2 a -9.2‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y -59 a -70‰ para $\delta^2\text{H}$, de acuerdo con Martínez (2020); al igual que la relación isotópica en aguas meteóricas

de sitios en Michoacán cercanos a la zona de estudio, que consisten en Tlazazalca, La Constitución y Quiroga (Fig. 104), referidos por Wassenaar (2009).

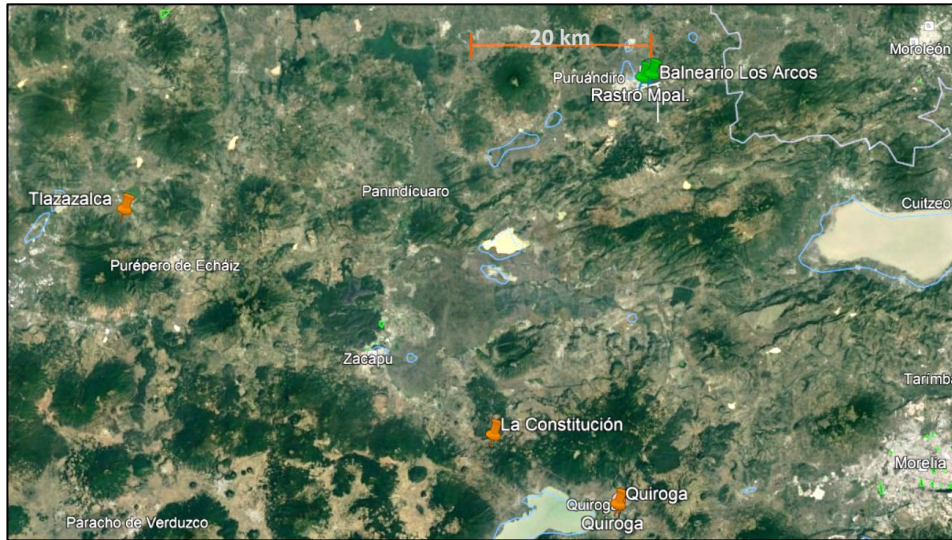


Fig. 104: Poblados de Tlazazalca, La Constitución y Quiroga, Mich., correspondientes a los sitios más cercanos a zona de estudio en Puruándiro, cuyos isótopos estables del agua han sido registrados por (Wassenaar et al., 2009).

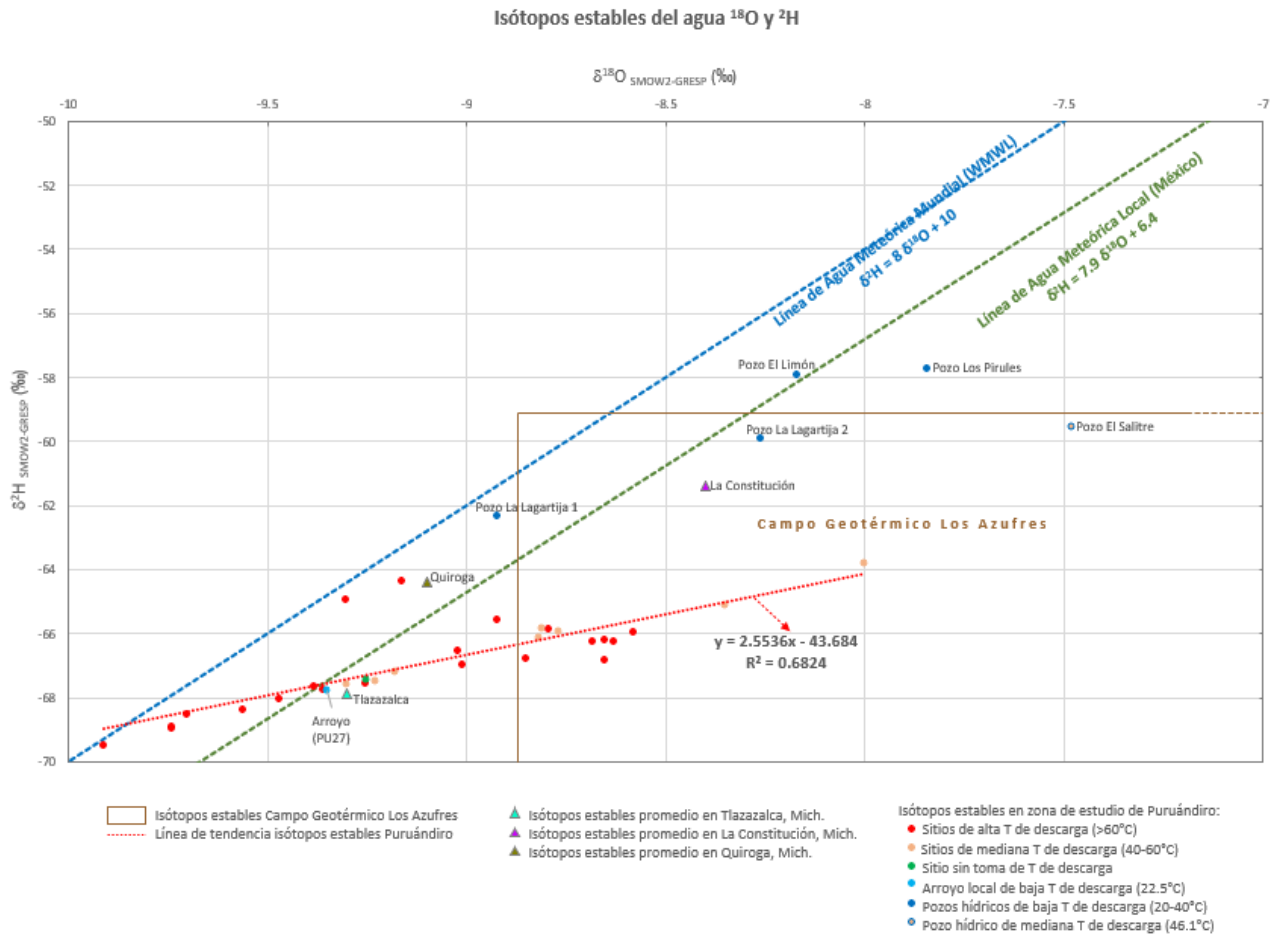


Fig. 105: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ de muestras de manantiales y pozos de agua en zona de Puruándiro, con valores de referencia de sitios aledaños de Tlazazalca, La Constitución y Quiroga (Wassenaar, 2009), así como del campo geotérmico Los Azufres (Martínez, 2020), y líneas meteorológicas mundial (Craig, 1961 a) y de México (Wassenaar, 2009).

4.7 Componentes mayoritarios

4.7.1 Evaluación de la calidad de los resultados

Con el fin de saber la confiabilidad de resultados de iones mayores y menores de las muestras de manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local de Puruándiro, analizadas por medio de las técnicas analíticas de Titulación Volumétrica y Cromatografía Iónica, se efectuó el cálculo del porcentaje de error de balance iónico (BI) o balance catión-anión (CAB, por sus siglas en inglés).

El Balance Iónico (o CAB), se basa en el principio que el agua no puede tener una carga eléctrica neta (positiva o negativa), sino que siempre debe ser eléctricamente neutra. Matemáticamente, el BI representa la suma de las concentraciones (mEq/L) de los aniones que ha de ser igual a la suma de las concentraciones (mEq/L) de los cationes:

$$\% \text{ de error de BI} = \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} * 100$$

Si un % de BI resulta menor a 5%, entonces el análisis puede ser considerado como suficientemente preciso para todos los usos; en tanto que si ronda del 5 al 15% los análisis deben ser usados con precaución o cautela, y si es mayor al 15% se considera que no existe suficiente confianza que justifique su uso para propósitos científicos serios (Younger, 2007).

Para el presente trabajo se admite un 10% de error en este balance, ya que de acuerdo con Hem (1985) aquellos mayores al 5% son inevitables cuando el total de cationes y aniones es menor que 5 meq/L. Dado ello, los cálculos de balances iónicos de los 31 manantiales termales, 5 pozos de agua y arroyo local muestreados, presentan valores dentro del rango aceptable ($\pm 5\%$) (Tabla 18), lo cual permite una adecuada interpretación hidrogeoquímica.

Todos los iones se determinaron por medio de la técnica de cromatografía iónica (CI), a excepción del catión Mg^{2+} con el método ICP-OES debido a sus bajas concentraciones en las aguas termales que requieren mayor sensibilidad del equipo de laboratorio.

Tabla 18: Resultados de análisis de elementos mayores en manantiales termales y pozos hídricos de la zona de estudio.

CLAVE DE CAMPO	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	F ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₂ ⁻	NO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ⁻	BI
	mg/L												%
PU1	329.58	8.48	11.06	0.55	0.620	272.15	11.02	58.25		0.15	305.24	ND	2.6
PU2	338.49	8.39	10.94	0.45	0.640	277.14	11.06	57.10	<L.Q.	0.15	258.03	25.92	3.1
PU3	346.19	8.56	11.39	0.46	0.660	281.79	11.17	57.85		0.15	285.48	12.96	3.7
PU4	339.91	8.33	11.22	0.38	0.650	283.42	11.51	58.26		5.27	288.77	11.88	2.1
PU5	336.73	8.22	10.88	0.40	0.650	286.37	11.53	58.41		1.27	285.48	12.96	1.6

PU6	355.88	7.36	11.63	0.54	0.650	298.33	11.99	58.10		0.15	300.85	11.88	2.5
PU7	366.94	7.62	11.46	0.56	0.660	304.58	12.20	58.69		0.15	301.95	12.96	3.2
PU8	353.37	7.78	11.97	0.63	0.650	303.39	11.97	59.37		0.15	304.15	7.56	2.0
PU9	339.48	7.94	11.22	0.41	0.640	294.76	11.66	59.21		0.15	270.11	18.36	1.5
PU10	343.78	7.91	13.49	1.19	0.630	300.47	11.64	60.16		0.15	311.83	ND	1.8
PU11	348.83	7.85	12.04	0.58	0.650	306.47	11.91	60.15		0.15	289.87	12.96	1.3
PU12	343.21	7.67	11.36	0.34	0.630	278.45	11.66	59.13		0.15	274.50	17.28	3.4
PU13	330.21	7.27	11.09	0.50	0.620	284.49	11.56	58.47		0.15	309.64	ND	1.0
PU14	344.12	8.26	12.71	0.81	0.640	301.01	11.85	63.20		0.15	312.93	ND	1.3
PU15	341.73	8.64	11.38	0.40	0.670	293.34	11.72	59.48		0.15	295.31	11.27	1.4
PU16	370.34	8.2	13.42	0.98	0.700	323.17	12.16	61.39		0.15	313.70	19.15	1.1
PU17	364.59	8.87	12.71	0.83	0.700	319.15	12.36	61.46		0.15	307.21	14.90	1.3
PU18	340.84	9.19	11.92	0.53	0.690	302.81	11.85	60.57		0.15	281.25	17.02	0.6
PU19	348.05	9.17	10.55	0.52	0.700	310.95	12.02	60.89		0.15	323.44	ND	0.2
PU20	356.63	8.70	12.33	0.77	0.680	317.84	12.24	61.49		0.15	319.11	6.38	0.6
PU21	378.13	9.22	12.93	0.67	0.730	333.77	12.49	67.90		0.15	327.76	ND	1.8
PU22	352.85	9.00	11.19	0.54	0.740	312.18	12.13	62.75		0.15	290.99	18.09	0.5
PU23	356.59	7.83	9.77	0.27	0.740	315.49	12.21	62.85		0.15	248.80	32.98	0.9
PU24	347.65	8.33	12.17	0.47	0.710	308.21	12.07	61.30		0.15	286.66	17.02	0.7
PU25	357.39	7.20	11.76	0.26	0.740	304.07	11.97	62.08		0.15	290.99	14.90	2.1
PU26	356.40	7.00	11.89	0.27	0.740	307.72	11.90	60.89		0.15	307.21	6.38	1.8
PU27	291.29	15.75	22.14	6.57	0.430	237.59	7.73	44.09		2.52	390.50	7.45	0.3
PU28	343.83	8.81	12.14	0.60	0.720	306.23	11.70	59.22		0.15	318.03	ND	0.8
PU29	350.23	9.04	12.36	0.51	0.740	303.62	11.52	60.19		0.15	320.19	ND	1.8
PU30	342.28	9.15	12.23	0.60	0.710	284.53	11.62	60.75		0.15	305.05	9.58	2.1
PU31	345.13	8.28	13.63	0.75	0.700	277.90	10.87	66.33		0.15	324.52	ND	3.1
PU32	350.34	8.74	14.62	0.82	0.710	287.84	11.19	66.93		0.15	308.29	10.64	2.7
PU33	99.45	14.42	9.51	4.05	0.004	36.69	0.67	13.18		0.15	234.74	12.77	-1.0
PU34	179.10	13.23	20.24	9.25	0.004	135.41	0.57	37.31		4.06	296.39	5.32	0.9
PU35	248.09	9.18	21.99	10.13	0.210	203.97	3.99	47.46		3.65	303.97	13.83	2.2
PU36	74.77	14.64	28.9	10.19	0.004	36.73	0.34	15.76		4.38	272.60	ND	0.0
PU37	64.26	5.04	25.56	23.27	0.004	19.37	0.47	29.85		8.36	285.58	12.77	-2.3
L.Q.	0.04	0.04	0.20	0.20	0.004	0.04	0.06	0.02	0.08	0.15	NA	NA	

ND = no detectable

L.Q. = límite de cuantificación del equipo

NA = no aplica

4.7.2 Concentración de constituyentes químicos mayores

Con el objetivo de visualizar en qué rango de valores se encuentran los componentes mayores (iones) de los sitios muestreados en la zona de estudio (Tabla 19), respecto a los que en promedio presenta el agua subterránea de acuerdo con Younger (2007) y Custodio & Llamas (1983) (líneas color naranja de Fig. 106), se exponen los siguientes gráficos XY, donde Y es la variable dependiente que representa las concentraciones de iones mayoritarios en las muestras termales y de pozos hídricos de Puruándiro; mientras que X es la variable independiente que representa la temperatura. Se comparan las concentraciones de las muestras de estudio con respecto a los valores reportados para la normatividad mexicana (NOM-127-SSA1-2021).

En el caso del catión sodio (Na^+) (Fig. 106a), las concentraciones de los puntos estudiados se alojan dentro del rango característico de agua subterránea (10-1000 mg/L) respecto a Younger (2007); no obstante, fuera del intervalo de 30 a 60 mg/L recomendado para agua potable por la Agencia de Protección Ambiental (EPA) (University of Maryland Extension, 2018), aunque favorablemente cuatro pozos (PU33, 34, 36 y 37) de los cinco muestreados poseen valores menores al límite permisible de 200 mg/L de la OMS (1993).

Respecto al catión potasio (K^+) (Fig. 106b), los sitios bajo estudio también se encuentran dentro del rango común de agua subterránea (1-50 mg/L), donde los pozos hídricos por lo general presentan concentraciones poco mayores a las de los manantiales termales.

En relación al catión calcio (Ca^{2+}) (Fig. 106c), se observa que las muestras de manantiales termales apenas se encuentran por encima del rango típico de agua subterránea (10-500 mg/L), en tanto que los pozos hídricos tienen en su mayoría concentraciones poco mayores.

Así también, el catión magnesio (Mg^{2+}) (Fig. 106d) se encuentra en valores muy bajos en las muestras de aguas termales, con respecto a los valores promedio en el agua subterránea (5-400 mg/L), por lo que a excepción del manantial PU10 con 1.02 mg/L, en todos los sitios termales se reporta $<1\text{mg/L}$. De igual forma, el arroyo local (PU27) presenta un contenido en Mg^{2+} poco inferior al promedio hídrico subterráneo con 4.96 mg/L, al igual que el pozo La Lagartija 1 (PU33) con 4.27 mg/L.

El catión litio (Li^+) (Fig. 106e), se muestra en mayores concentraciones en los sitios termales estudiados, con respecto al arroyo local (PU27) y pozos hídricos, ya que como mencionan Custodio & Llamas (1983) en aguas subterráneas por lo general ocurre entre 0.001 y 0.5 mg/L, de manera anómala cercano a 1 mg/L y en salmueras incluso hasta 10 mg/L.

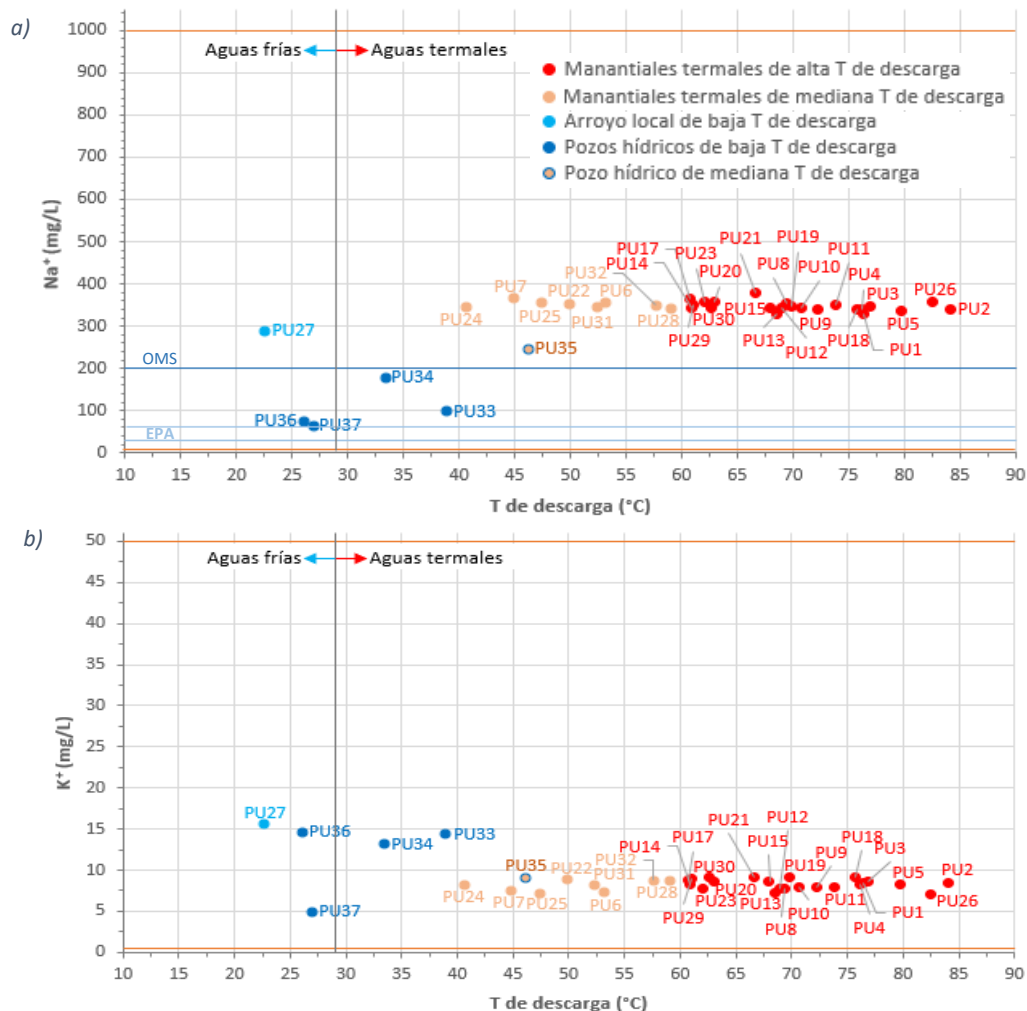
En cuanto al anión cloruro (Cl^-) (Fig. 106f), los puntos muestreados exhiben concentraciones típicas del agua subterránea (10-1000 mg/L); no obstante, todos los manantiales estudiados contienen valores mayores a los pozos de agua, debido a que el cloruro es característico de fluidos termales (Nicholson, 1993). Los cinco pozos hídricos en cuestión, poseen niveles de Cl^- menores al límite permisible de 250 mg/L referido por la OMS (1993). El agua del pozo El Salitre (PU35) presenta una concentración cercana a lo indicado en esta normatividad, con una concentración de 203.97 mg/L, por localizarse en cercanía ($\sim 600\text{ m}-1\text{ km}$) a la zona termal de Puruándiro.

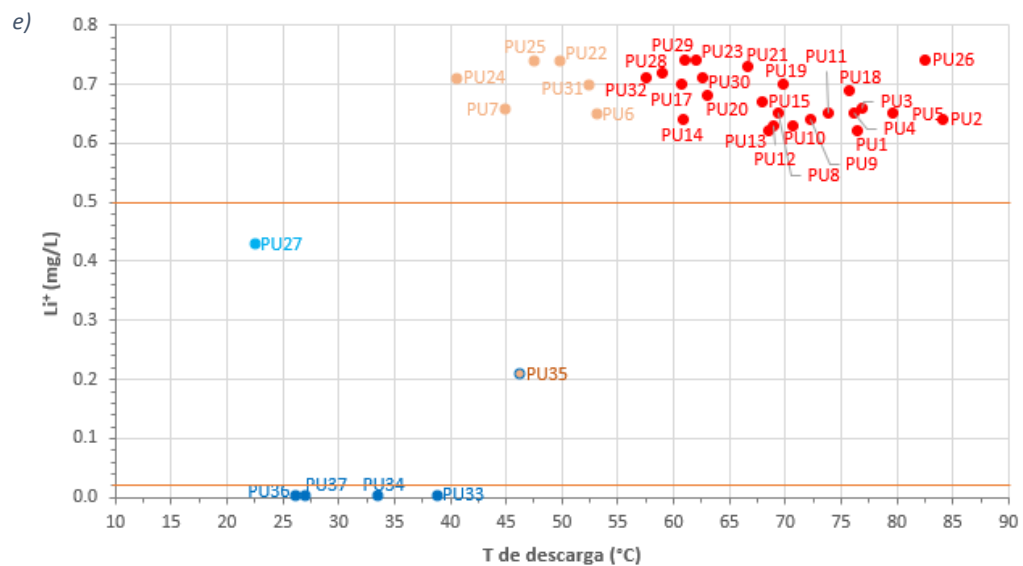
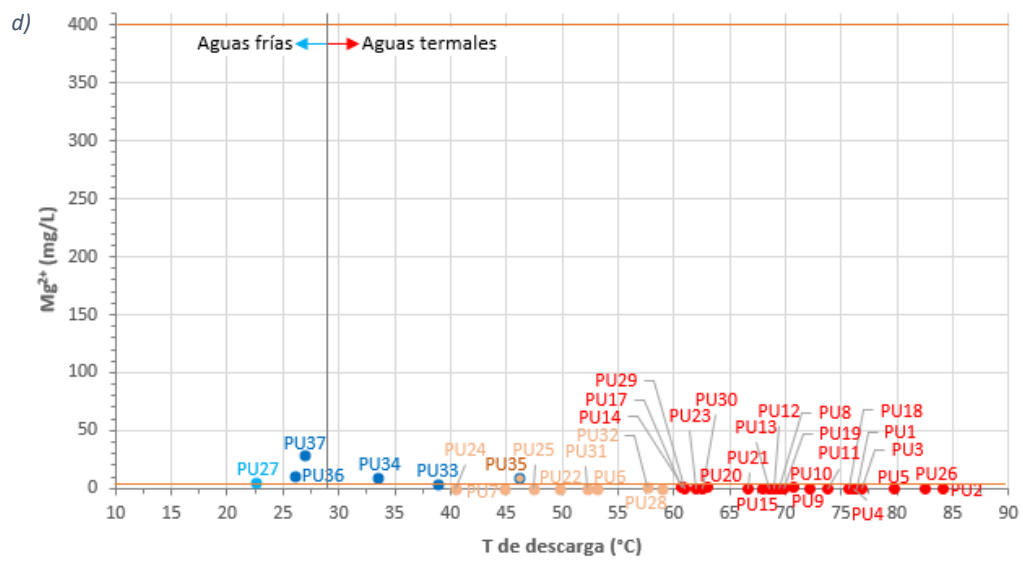
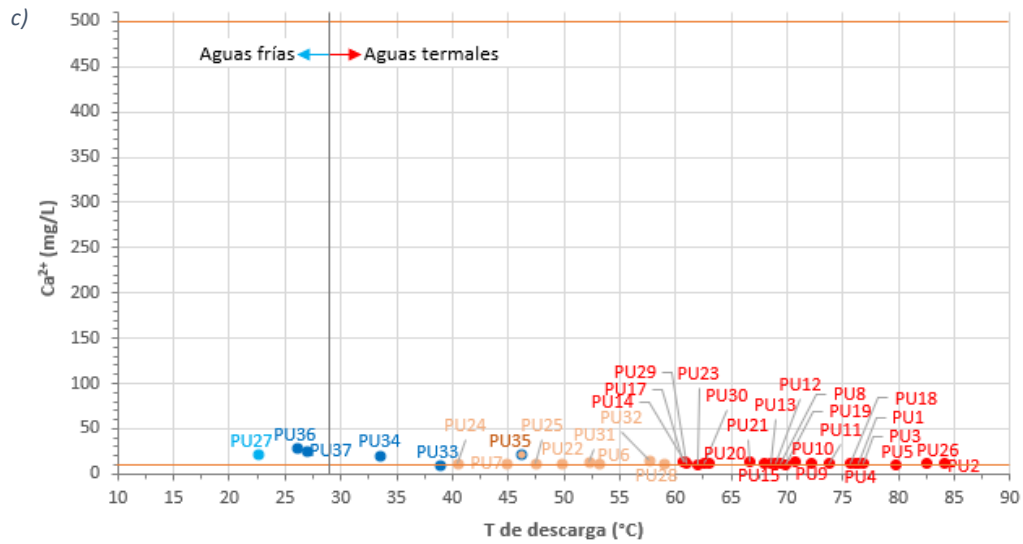
El gráfico del anión fluoruro (F^-) (Fig. 106g), muestra que la totalidad de los sitios termales analizados tienen concentraciones mayores en varias unidades a las de pozos de agua, e incluso sobre el rango

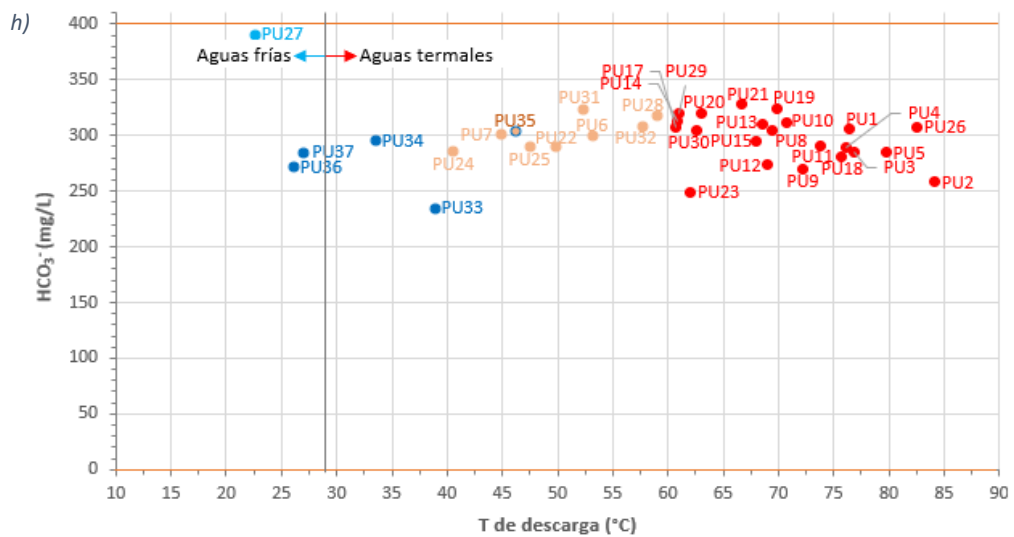
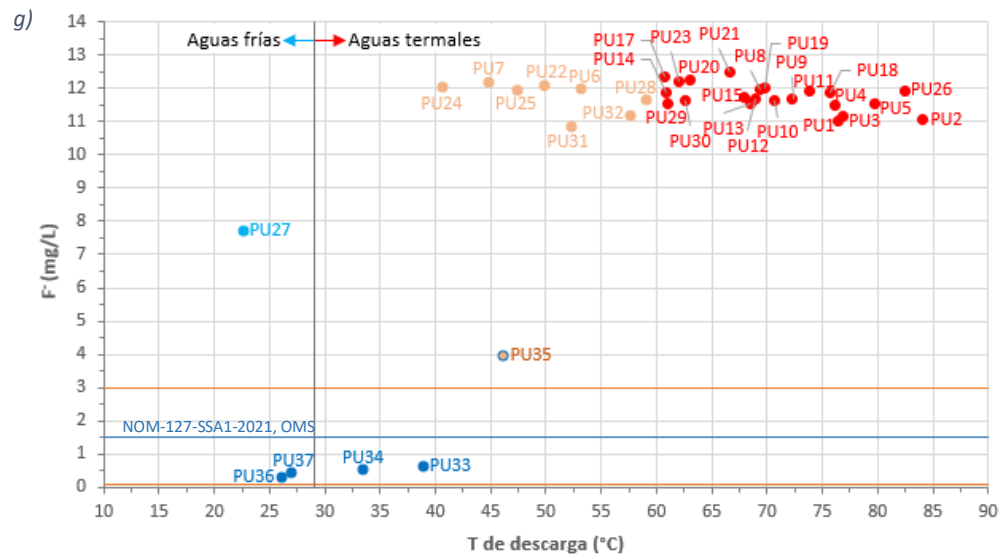
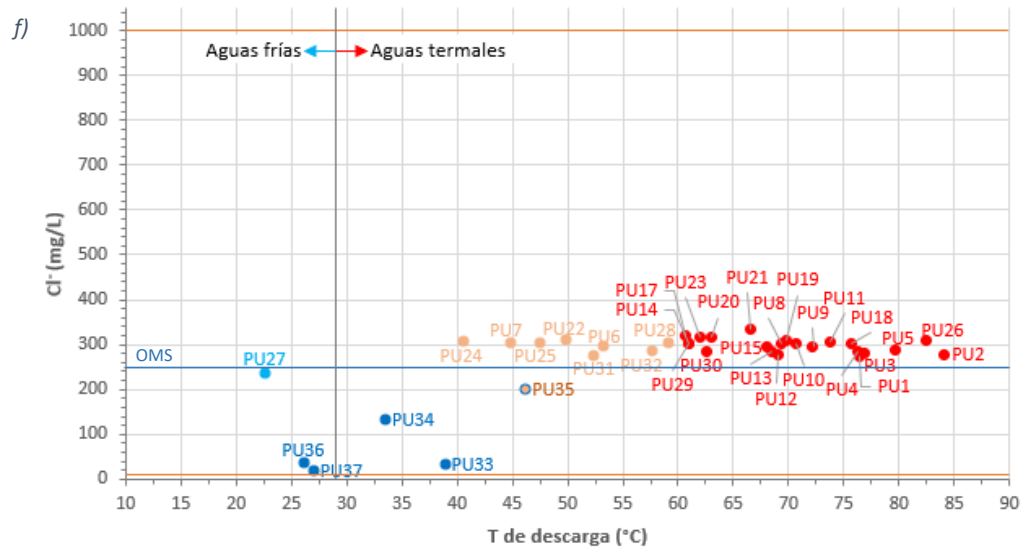
común de agua subterránea (0.1-3 mg/L), junto con el arroyo local (PU27) y el pozo El Salitre (PU35). Éste último, es de importancia por su uso para abastecimiento humano, ya que, posee una concentración de fluoruro superior al límite permisible de 1.5 mg/L establecido por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022) y la OMS (1993).

Referente al anión bicarbonato (HCO_3^-) (Fig. 106h), se aprecia que todos los sitios muestreados albergan concentraciones dentro del rango típico de agua subterránea (0-400 mg/L), siendo el arroyo local (PU27) el que se encuentra más próximo a dicho máximo promedio, al presentar 390.5 mg/L. Sin embargo, tanto los manantiales termales, como los pozos de agua poseen contenidos de bicarbonato similares, sin una amplia diferenciación.

El anión sulfato (SO_4^{2-}) (Fig. 106i), en todas las muestras se distingue en un orden bajo respecto al rango común del agua subterránea (10-500 mg/L), a pesar que las manifestaciones termales tienen concentraciones algunas decenas por arriba de los pozos de agua. Así mismo, todos los sitios muestreados se encuentran bajo el límite definido por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022) de 400 mg/L para agua potable y de 500 mg/L de la Unión Europea en 250 mg/L (UE, 1998).







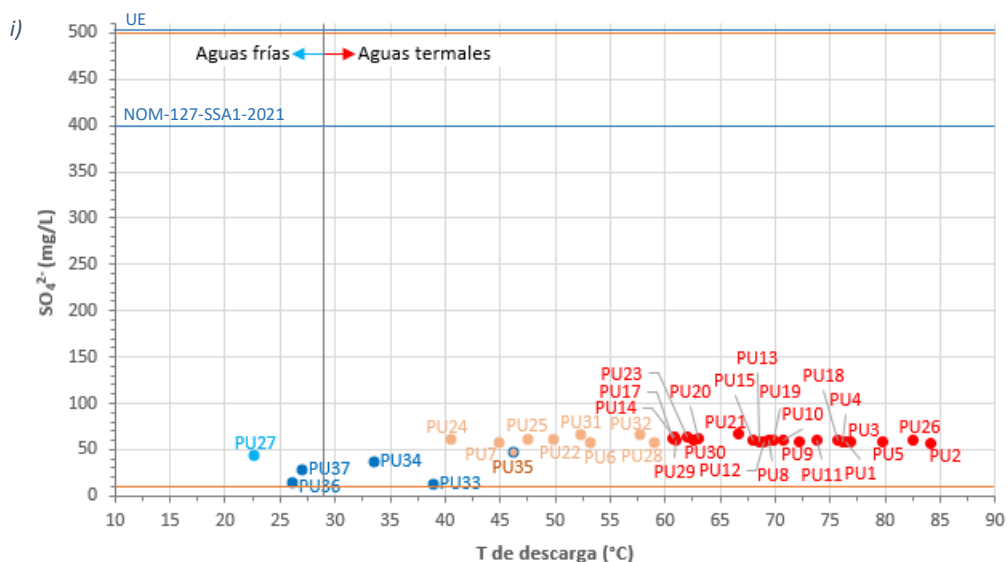


Fig. 106: Constituyentes químicos mayores del agua (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , Cl^- , F^- , HCO_3^- y SO_4^{2-}) vs. T de descarga, de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local muestreados en zona de estudio. En cada ion, las líneas color naranja indican el rango típico de concentración del agua subterránea de acuerdo con Younger (2007) y Custodio & Llamas (1983) para caso del catión Li^+ , la línea azul obscuro muestra el límite permisible establecido por la NOM-127-SSA1-2021, UE (1998) u OMS (1993), y respecto al catión Na^+ la línea color azul claro refiere el intervalo recomendado para el agua potable por la Agencia de Protección Ambiental (EPA, 2018).

4.8 Concentración de elementos menores y traza

En la Tabla 19 se presentan las concentraciones de elementos menores, traza, y del silicio, detectadas sobre el límite de cuantificación (L.Q.) del equipo analítico empleado en la técnica ICP-OES. Para los casos en los que se tiene establecido un límite máximo permisible de su concentración en el agua para uso y consumo humano por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022), se encuentra indicado dicho valor máximo mediante una línea color naranja; y respecto a (Directiva Europea de la Unión Europea, 2005) para el caso del boro (B), al no encontrarse regulado por la NOM-127-SSA1-2021. Por medio de una línea color café se encuentra identificado el L.Q. de cada elemento químico.

Tabla 19: Resultados de la concentración de elementos menores y traza en manantiales termales y pozos hídricos de la zona de estudio. Celdas que tienen ND indican que la concentración está por debajo del límite de cuantificación (L.Q.).

CLAVE DE CAMPO	Al	As	B	Ba	Fe	Rb	Sr	Si
	mg/L							
PU1	0.062	0.058	2.953	0.036	ND	0.086	0.184	25.559
PU2	ND	0.061	2.935	0.031	ND	0.085	0.178	23.334
PU3	0.072	0.075	2.995	0.032	ND	0.082	0.177	23.603
PU4	ND	0.087	3.021	0.031	ND	0.082	0.175	23.532
PU5	0.066	0.081	2.938	0.038	ND	0.079	0.169	23.125
PU6	ND	0.090	3.030	0.029	ND	0.071	0.149	23.547
PU7	0.094	0.068	2.672	0.041	ND	0.060	0.120	20.774
PU8	0.495	0.078	2.801	0.034	0.229	0.067	0.137	24.104
PU9	ND	0.060	2.581	0.030	ND	0.068	0.135	21.482

PU10	0.094	0.071	2.995	0.050	ND	0.075	0.169	25.847
PU11	0.074	0.087	2.894	0.028	ND	0.067	0.147	23.142
PU12	ND	0.075	2.695	0.023	ND	0.064	0.140	21.072
PU13	0.165	0.066	2.721	0.026	ND	0.059	0.124	21.989
PU14	ND	0.091	2.974	0.032	ND	0.074	0.170	23.443
PU15	ND	0.067	2.903	0.028	ND	0.075	0.157	24.941
PU16	0.314	0.072	3.247	0.103	ND	0.076	0.184	25.691
PU17	0.153	0.071	3.081	0.036	ND	0.079	0.168	26.374
PU18	0.064	0.058	2.888	0.032	ND	0.079	0.166	23.689
PU19	ND	0.064	2.873	0.032	ND	0.077	0.164	25.621
PU20	0.103	0.085	2.988	0.033	ND	0.077	0.169	26.176
PU21	0.333	0.075	3.149	0.047	0.272	0.088	0.180	27.134
PU22	0.243	0.079	3.008	0.098	ND	0.078	0.196	29.464
PU23	0.108	0.073	3.080	0.043	ND	0.069	0.169	29.848
PU24	0.430	0.059	2.978	0.083	ND	0.078	0.186	28.305
PU25	0.302	0.063	2.879	0.050	ND	0.067	0.160	26.345
PU26	0.352	0.064	2.957	0.061	ND	0.065	0.194	32.243
PU27	0.471	0.043	2.162	0.068	0.257	0.059	0.188	27.172
PU28	0.078	0.073	3.597	0.180	ND	0.111	0.273	34.892
PU29	0.066	0.063	2.641	0.092	ND	0.065	0.169	23.247
PU30	0.064	0.081	2.834	0.100	ND	0.071	0.182	24.861
PU31	0.978	0.079	2.872	0.105	0.458	0.074	0.201	27.928
PU32	1.786	0.078	2.776	0.119	0.730	0.072	0.194	28.788
PU33	ND	ND	0.402	0.018	ND	0.019	0.074	24.793
PU34	ND	ND	0.981	0.080	ND	0.012	0.210	20.721
PU35	ND	0.060	1.984	0.021	0.276	0.019	0.199	20.879
PU36	ND	0.024	0.173	0.098	ND	0.012	0.272	24.258
PU37	ND	ND	0.157	ND	ND	0.005	0.210	16.286
L.Q.	0.05	0.02	0.01	0.01	0.20	NDe	0.02	0.10

ND = no detectable

L.Q. = límite de cuantificación del equipo

NDe = no determinado

Se explicarán brevemente las variaciones en las concentraciones por elemento. Los valores obtenidos de aluminio (Al) (Fig. 107a) se ubican en su mayoría por debajo del límite permisible para las manifestaciones termales, así como para los cinco pozos de agua muestreados en la Cabecera Municipal de Puruándiro. Custodio & Llamas (1983), mencionan que el Al es complicado que se encuentre en solución por ser retenido en arcillas, por lo que tiende a presentarse de 0.005 a 0.3 mg/L, como ocurre en la zona de estudio.

El arsénico (As) (Fig. 107b), se encuentra en todas las manifestaciones termales con valores por encima del límite permisible; así también en el pozo de agua subterránea PU35. En consecuencia, el As indica estar relacionado con el termalismo de la zona, excepto para los pozos hídricos PU33, 34, 36 y 37.

El boro (B) (Fig. 107c), exhibe valores más altos en las manifestaciones termales, respecto a los pozos hídricos, dentro de los cuales el de mediana temperatura (PU35) presenta mayor concentración. Por lo tanto, el B es indicativo de emanaciones calientes, como lo describen Custodio & Llamas (1983), por su elevada concentración en aguas termales y antiguas; al igual que Morell et al. (2018) asocian el contenido de B al vulcanismo reciente, donde las aguas subterráneas son influenciadas por altas temperaturas

(~200 °C), cuyas concentraciones provienen del intemperismo de silicatos asociados a basaltos, como posiblemente ocurre en la zona de estudio. Otra fuente de boro en las aguas subterráneas es la actividad agrícola; sin embargo, en la zona no es factible porque no se cuenta con agricultura donde haya uso de fertilizantes o plaguicidas; así como tampoco drenaje de minas de carbón, lixiviación de desechos mineros, ni efluentes de aguas residuales (Dotsika et al., 2011).

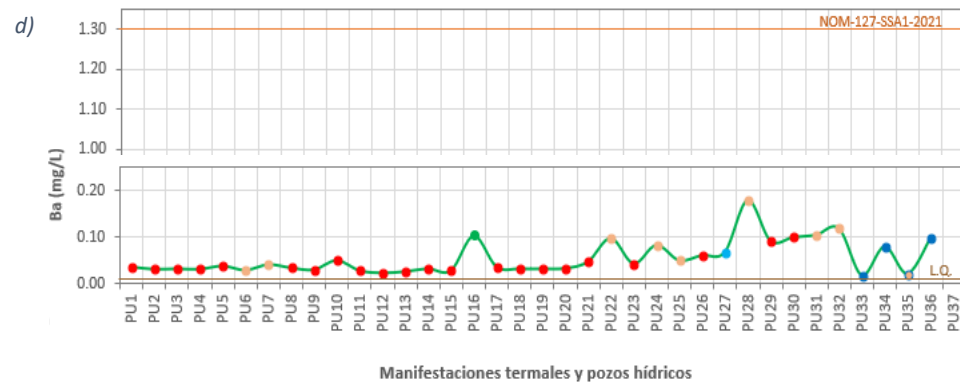
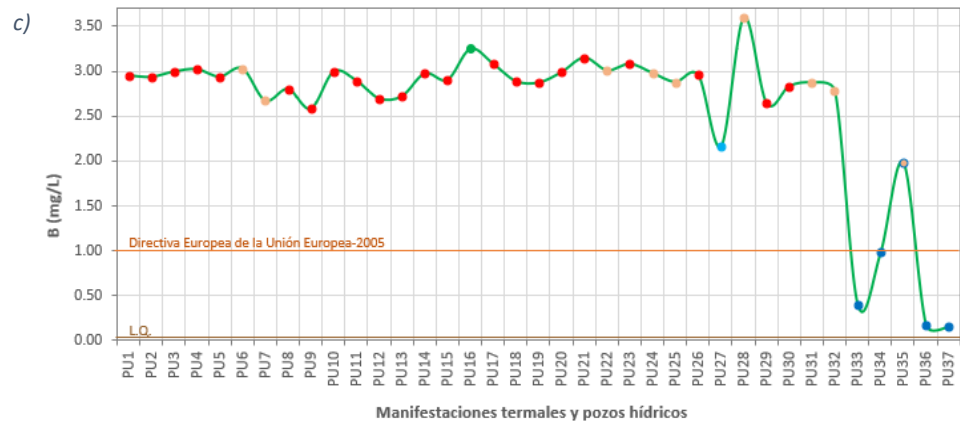
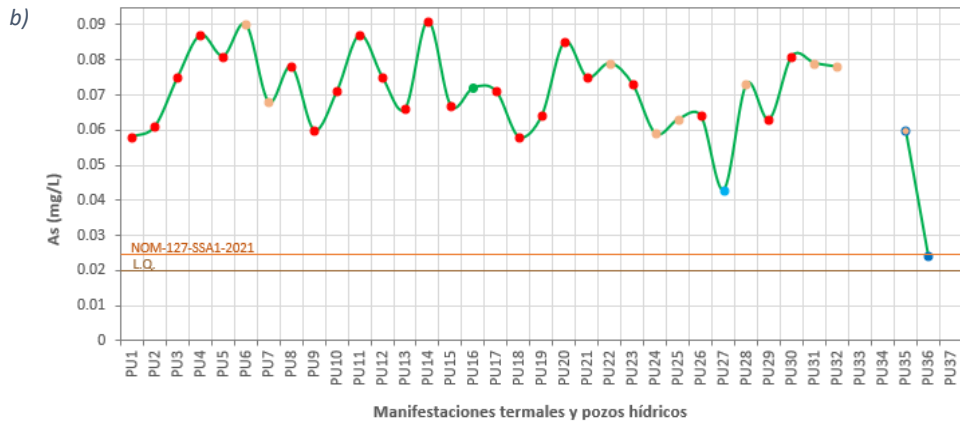
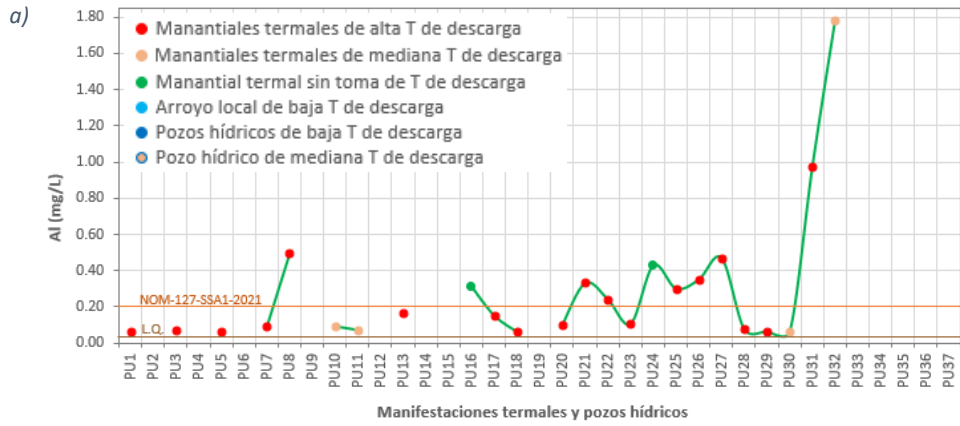
El bario (Ba) (Fig. 107d), en la zona estudiada no presenta riesgo de sobrepasar el límite permisible, y por lo general se observan valores aún más bajos en las manifestaciones termales que en los pozos hídricos, lo cual explica Chow et al. (1978), al mencionar que la presencia de bario disuelto en las aguas de mayor carga iónica (como geotérmicas y saladas) puede estar limitada por la de los iones sulfato y carbonato.

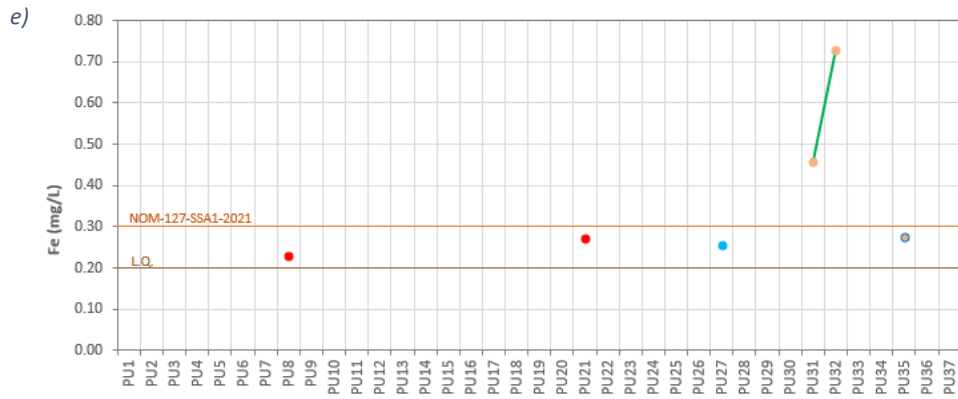
El hierro (Fe) (Fig. 107e), se presenta en concentraciones bajas tanto en los sitios termales, como en los pozos; hecho que alude a que en aguas alcalinas (como en la zona de estudio con pH de 7 a 8.7) existen muy pequeñas cantidades de este elemento químico, en tanto que en aguas ácidas se pueden llegar a presentar hasta 100 mg/L, de acuerdo con (Custodio & Llamas, 1983).

El rubidio (Rb) (Fig. 107f), demuestra también una tendencia de mayor concentración en lugares termales, respecto a los que no lo son. Por esta razón, y debido a que el arroyo local (PU27) se encuentra dentro de la zona de manantiales del Rastro Municipal de Puruándiro, es que posee alta cantidad de Rb respecto a los pozos de agua. Este elemento, se encuentra relacionado con el Li, ya que son elementos alcalinos fácilmente incorporados a minerales secundarios de alteración, que experimentan una baja en su concentración mientras migran hacia la superficie o tienen flujo lateral (Nicholson, 1993). Además, alcanzan mayor presencia en áreas con rocas almacén de composición riolítica (como se considera en zona de estudio) y andesítica (Ellis, 1979). Por lo general, el Rb es concentrado por hidrotermalismo en illita, y en menor medida es absorbido en otras arcillas y zeolitas (Goguel, 1983).

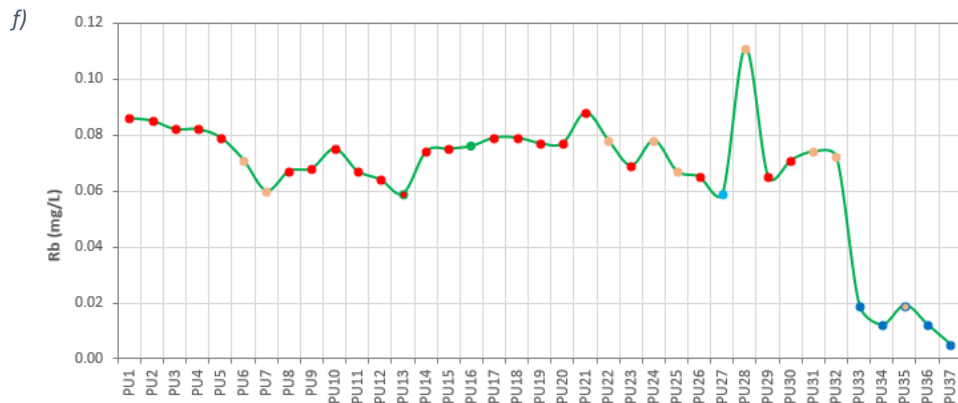
En el caso del estroncio (Sr) (Fig. 107g), por lo general las manifestaciones termales exhiben menor concentración que los pozos hídricos, debido a que Custodio & Llamas (1983) señalan que es de características químicas similares a ellos, pero con sales menos solubles, razón por la que sus valores son menores en solución en comparación al orden de una unidad de Sc y de varias unidades en Ca.

Para concluir, el gráfico del elemento silicio (Si) (Fig. 107h) señala que no existen fuertes distinciones entre los contenidos de las manifestaciones termales y pozos de agua, aunque los manantiales PU28 y 26 presentan cierta concentración mayor que el promedio de las muestras, y el pozo PU37 (Los Pirules) poco menor.

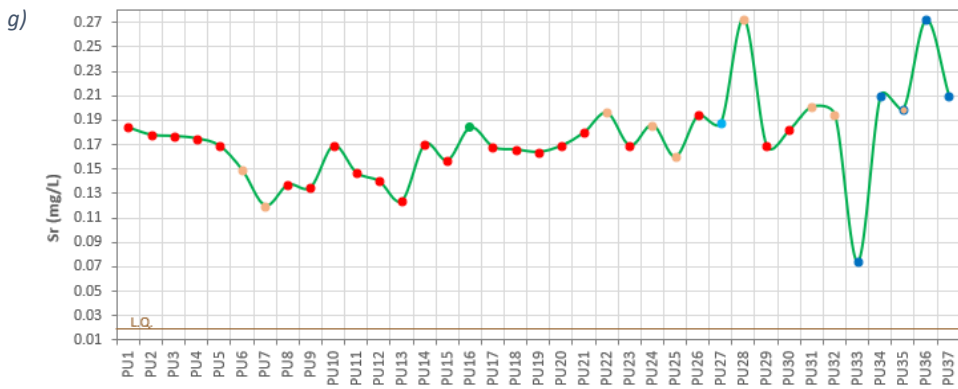




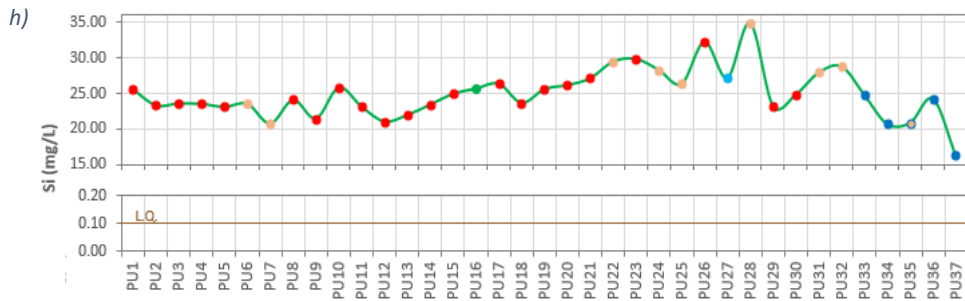
Manifestaciones termales y pozos hídricos



Manifestaciones termales y pozos hídricos



Manifestaciones termales y pozos hídricos



Manifestaciones termales y pozos hídricos

Fig. 107: Elementos menores, traza y silicio (Al, As, B, Ba, Fe, Rb, Sr y Si) en agua de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local muestreados en zona de estudio. La línea de color naranja indica el límite máximo permisible de concentración en agua de uso y consumo humano (Secretaría de Salud, 2022). La línea de color café refiere el límite de cuantificación (L.Q.) de cada elemento químico en el equipo analítico usado.

4.9 Mapas de distribución de elementos químicos importantes en contexto geotérmico

Conocidos los resultados anteriores, las concentraciones de As, B, Ca, Li, Mg y Rb fueron interpoladas (Figs. 108-113) a través de los métodos de Kriging Ordinario y Kriging Bayesiano Empírico, en el software ArcGIS, al ser elementos distintivos con las mayores o menores concentraciones en manantiales termales, en comparación al agua subterránea natural; y ser dichos tipos de interpolación los que poseen una media de error más baja (cercana a cero), de acuerdo a la distribución espacial y numérica de los datos de manifestaciones termales y pozos hídricos de la Cabecera Municipal de Puruándiro.

En estos mapas, se aprecia de manera clara las concentraciones anómalas altas de As, B, Li y Rb, y anómalas bajas de Ca y Mg por su comportamiento químico ante el termalismo, en la zona de manantiales.

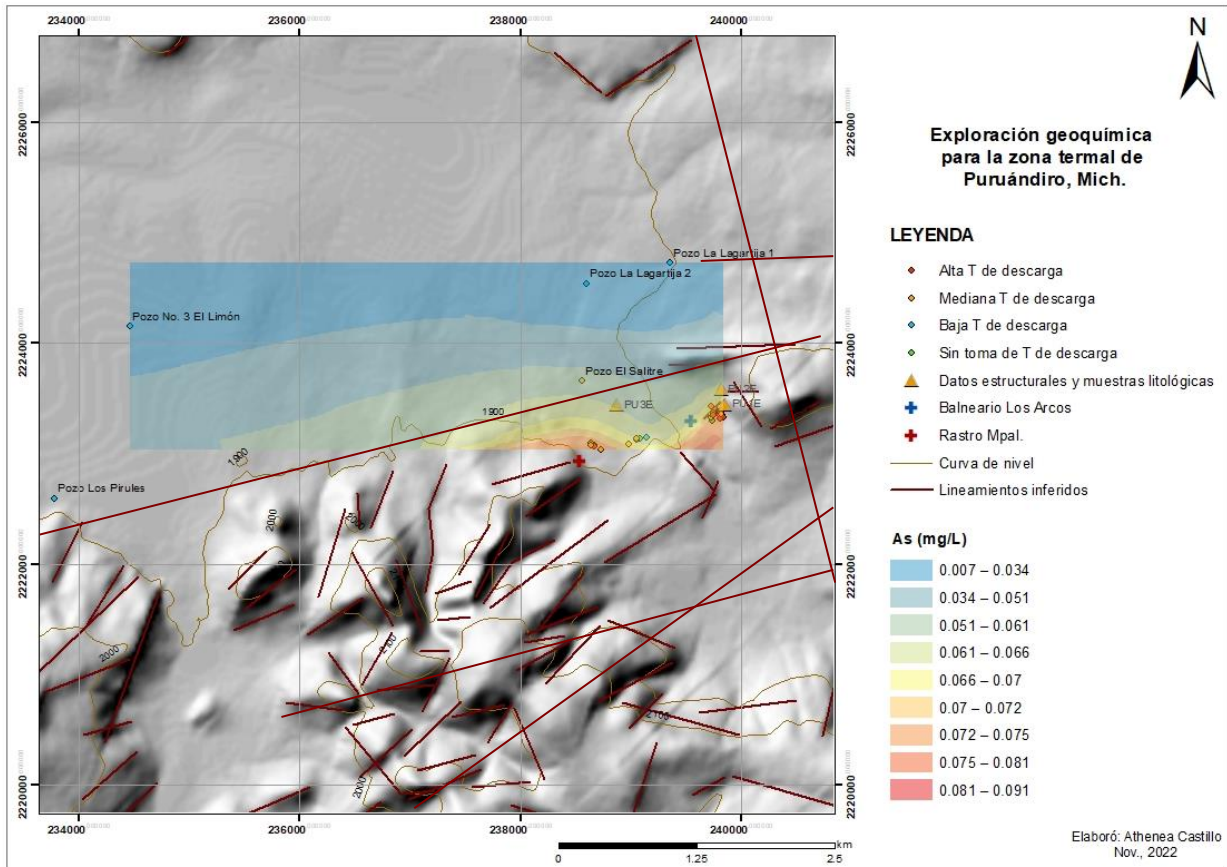


Fig. 108: Distribución de concentraciones de As (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano Empírico.

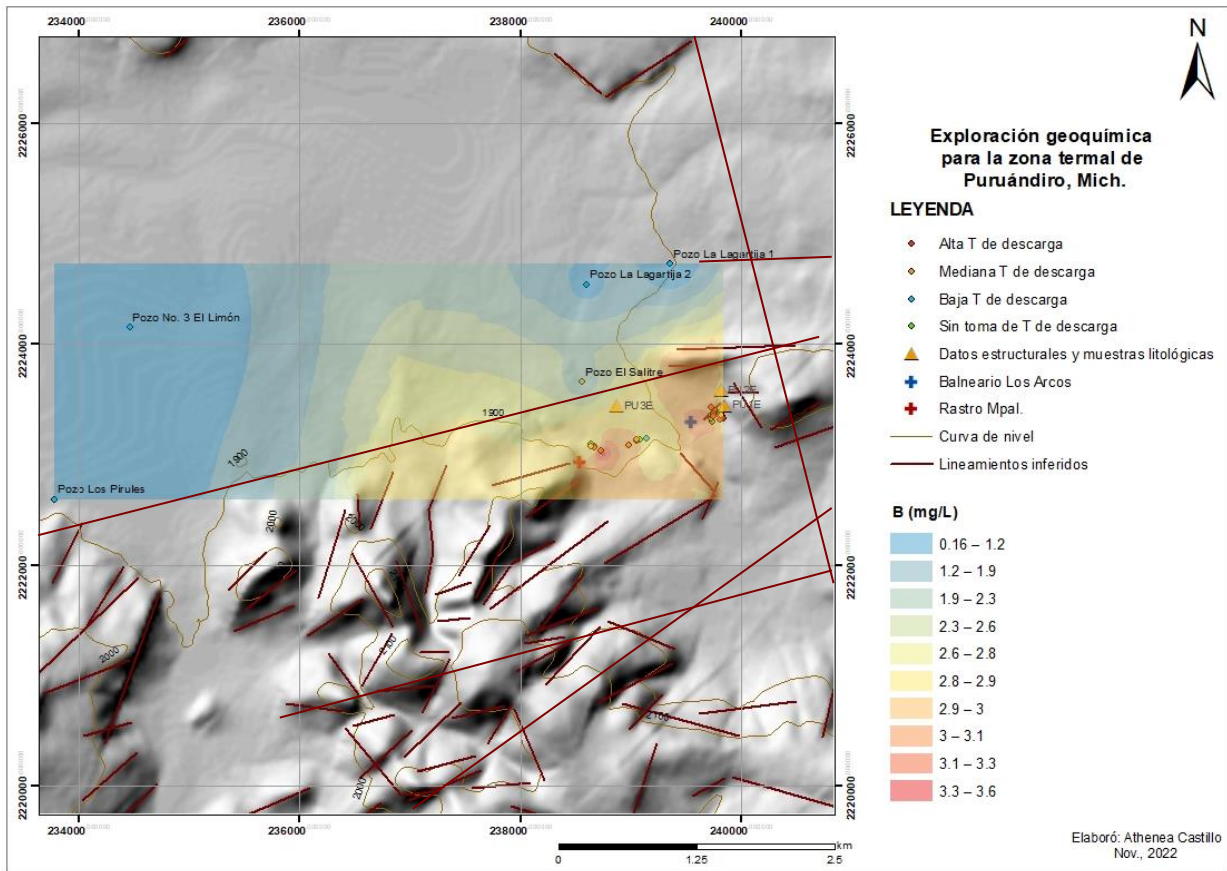


Fig. 109: Distribución de concentraciones de B (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano Empírico.

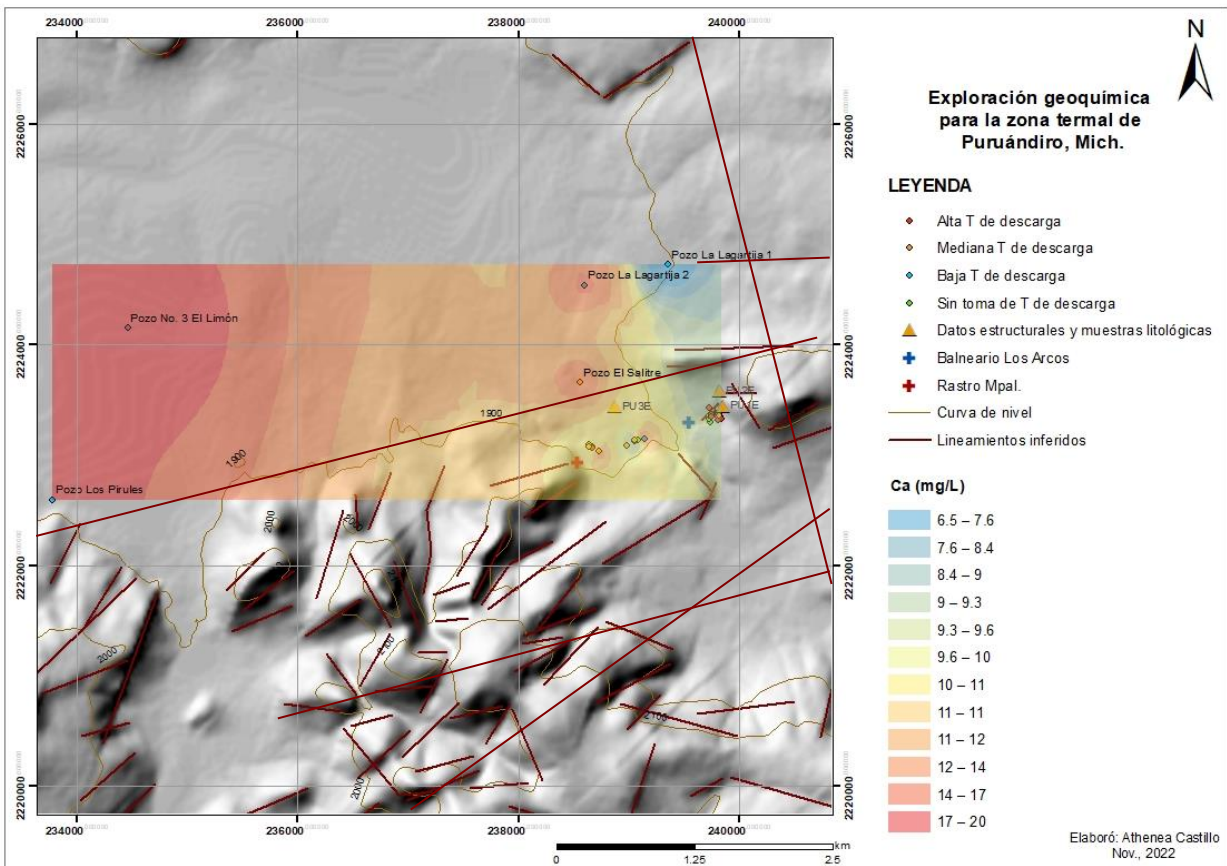


Fig. 110: Distribución de concentraciones de Ca (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano Empírico.

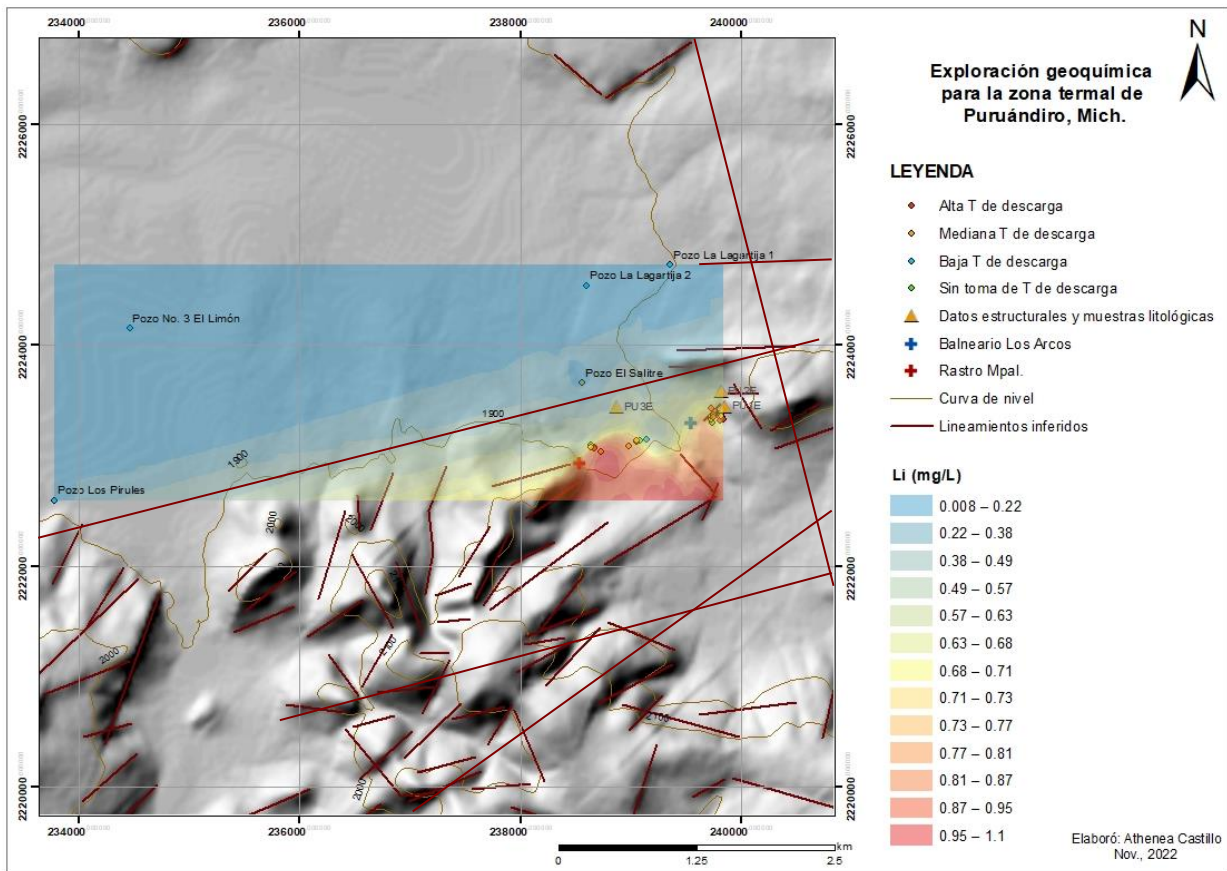


Fig. 111: Distribución de concentraciones de Li (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.

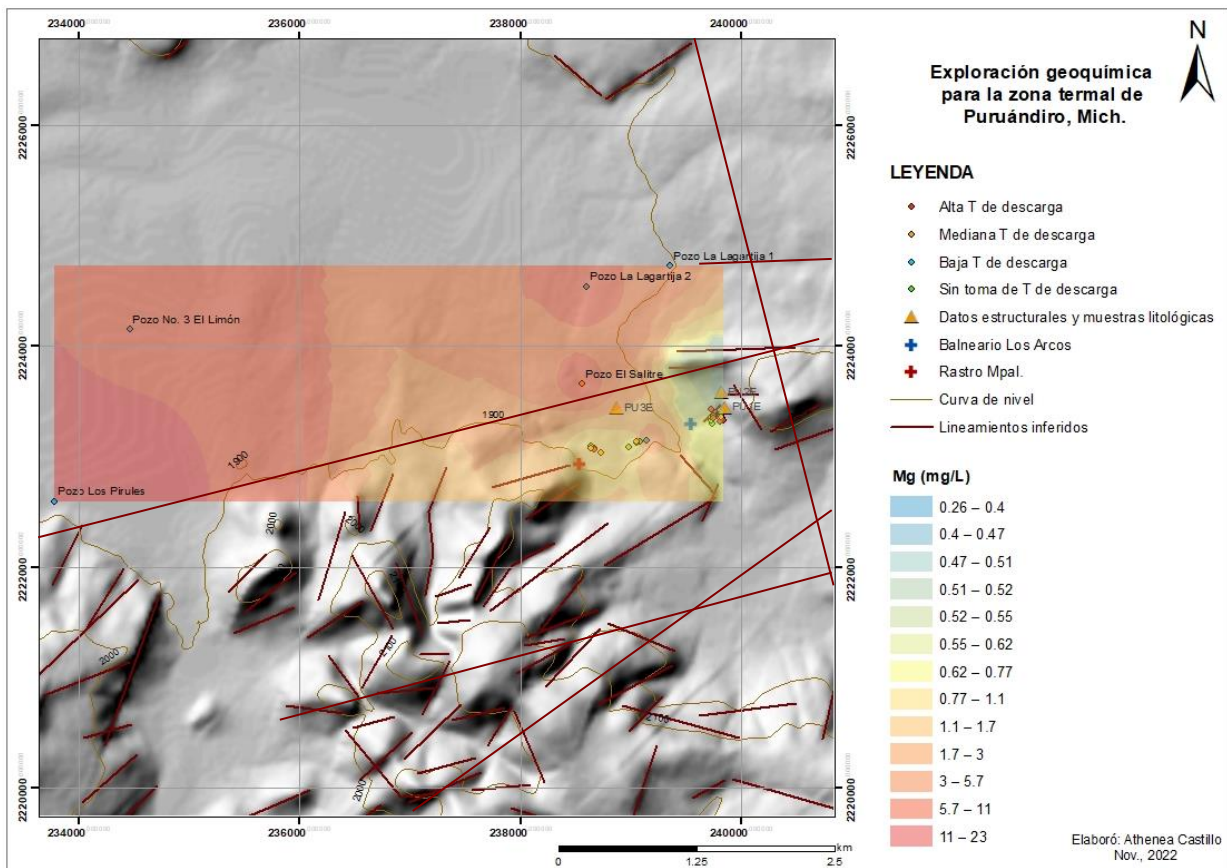


Fig. 112: Distribución de concentraciones de Mg (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Bayesiano Empírico.

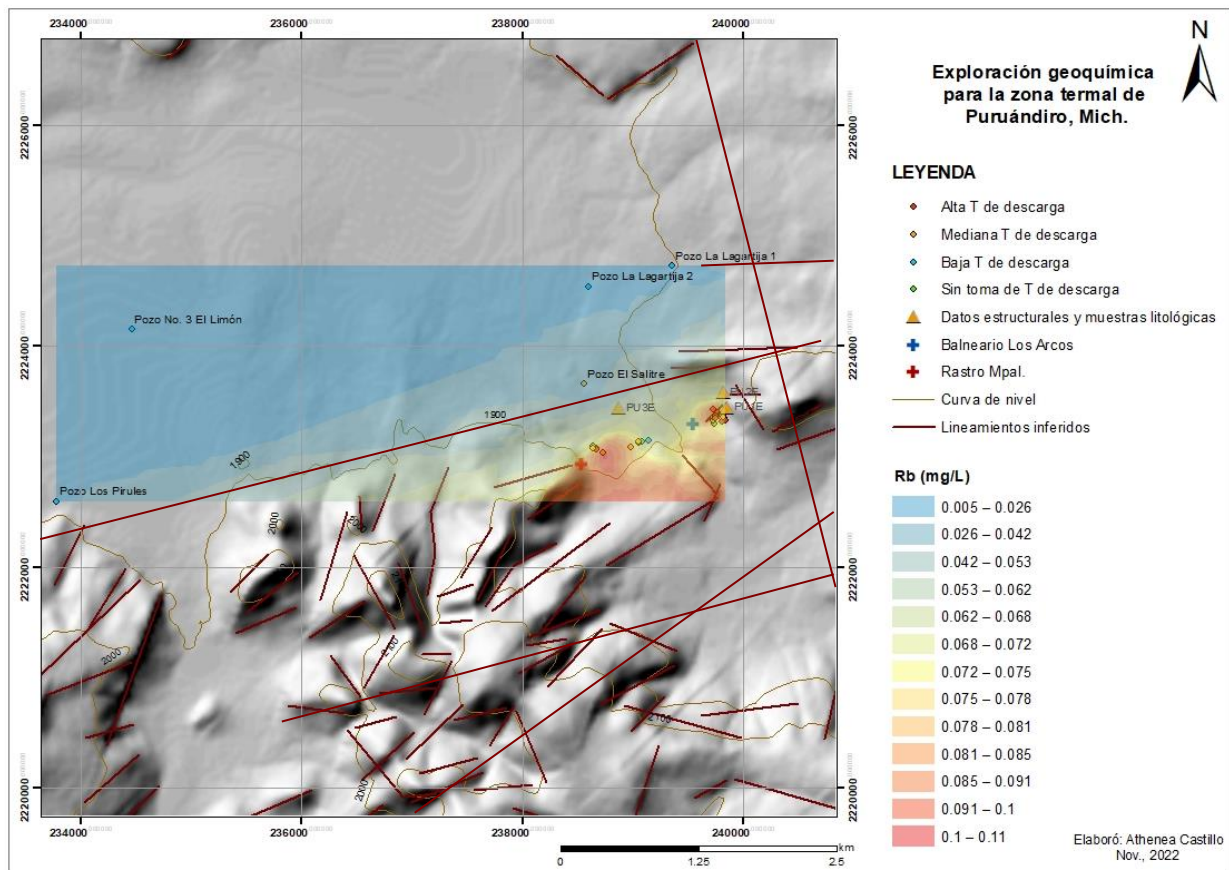


Fig. 113: Distribución de concentraciones de Rb (mg/L) en manantiales, pozos hídricos y arroyo local (divididos por temperatura de descarga), con empleo del método de interpolación de Kriging Ordinario.

5. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

5.1 Precipitación para recarga meteórica a acuífero termal

Como punto comparativo de este ámbito, se tiene la estadística de precipitación de Los Azufres, Mich., que constituye el segundo campo geotérmico en operación más importante de México, donde existe una media anual total de entre 1000 a 1500 mm, principalmente de 1200 mm (CONABIO, 2017; Mendoza & Hernández, 2004). Ello, es óptimo para Puruándiro, al evidenciar una media de 1000 mm anuales y, por ende, un considerable aporte hídrico para su reservorio hidrotermal, similar al valor mínimo señalado de Los Azufres.

5.2 Parámetros fisicoquímicos

Dado que el aspecto de una importante conductividad eléctrica (CE) y sólidos totales disueltos (STD) están relacionados de manera directa con una mayor temperatura de los fluidos, debido a la cantidad

de iones disueltos o materia resultante de una interacción termal agua-roca (Lenntech, 2021; Morán-Ramírez, 2020), es por medio de los mapas de interpolación de estos parámetros, medidos en las campañas de campo de sep-2021 y jun-2022 (Figs. 96-99), que se observa tienden a coincidir en la zona hidrotermal estudiada, siendo los manantiales PU17-21, 23, 26, 29 y 30 los que tienen los mayores valores en conjunto de CE y STD, además de una descarga $>60^{\circ}\text{C}$ (clasificación de alta temperatura).

Así mismo, el parámetro de pH alto es indicativo de la carga iónica o sales en las aguas, por interacción con el entorno rocoso (Carbotecnia, 2022), por lo que dentro de los sitios antes mencionados, aquellos que a su vez presentan mayor pH son PU17, 18, 20, 23, 26 y 30, siendo incluso los primeros tres (contiguos a Balneario Los Arcos) los que se encuentran prácticamente sobre un lineamiento estructural del área (Fig. 117b), como favorecedor del ascenso hidrotermal y recarga meteórica al sistema, y el resto muy cercano a otras estructuras de este tipo (Fig. 117a y b). Ello, puede consistir en una guía de identificación de manifestaciones próximas a lineamientos, con alta temperatura de descarga, a su vez de destacable CE, STD y pH, que podrían implicar mejores condiciones de hidrotermalismo, y facilitar el proceso de toma de decisiones para el aprovechamiento del recurso geotérmico.

Cabe mencionar que las temperaturas de descarga de manantiales medidas en este proyecto, comprenden de 40.5 a 84.1°C , lo cual es similar al máximo señalado por Tello (1985) de 83°C , aunque el mínimo de 20°C obtenido por este autor no corresponde a un carácter termal, de acuerdo a lo considerado en el apartado 4.5, pág. 96, donde se analiza que para la zona de estudio los sitios que en su emanación presenten $>28.9^{\circ}\text{C}$, son termales. En suma, se observa que lo encontrado por (Jácome et al., 2021), con temperaturas en manifestaciones de 32 a 81.5°C , mantiene una mejor similitud con lo mínimo obtenido en esta ocasión, y el manantial de mayor registro en su muestreo de abril 2017 se corresponde con el de también más alta temperatura medida en junio 2022 para el actual estudio (PU2- 84.1°C), con una pequeña diferencia de 2.6°C , tras haberse obtenido los registros (en los respectivos años mencionados) en estacionalidad de secas (primavera) y término de ella.

5.3 Hidrogeoquímica

En relación a las características geoquímicas termales, es importante mencionar que el ion calcio (Ca^{2+}) manifiesta la tendencia de precipitar como CaCO_3 a altas temperaturas ante la ebullición y pérdida de CO_2 , ante las que se encuentra en bajas concentraciones de solución (Custodio & Llamas, 1983). Ello se observa en las manifestaciones termales de la zona de estudio con 9.77 a 14.62 mg/L Ca^{2+} , en contraste al arroyo local (PU27) con 22.14 mg/L y la mayoría de pozos hídricos de 20.24 a 28.9 mg/L (Tabla 19, Fig. 106c).

De igual manera, el ion magnesio (Mg^{2+}) es otro componente guía de termalismo, ya que como ha demostrado Bischoff & Seyfried (1978), a mayor temperatura acuosa, se depositan minerales de magnesio. En consecuencia, es retenido en la fase sólida de minerales de alteración de micas y arcillas, y no permanece en solución o tiene una presencia extremadamente baja de 0.01 a 0.1 mg/L, en contraste con aguas dulces en las que está presente de 1 a 100 mg/L (Custodio & Llamas, 1983).

Por ende, es relevante rescatar que Tello (1985) encontró en manifestaciones termales de Puruándiro bajas concentraciones esperables de Mg, como en el actual estudio en el que se midieron concentraciones en manifestaciones termales de 0.55 a 1.19 mg/L (Tabla 19, Fig. 106d), en contraste al arroyo local y pozos hídricos con 6.57 y 4.05 a 23.27 mg/L, respectivamente.

Al mismo tiempo, Tello (1985) reportó valores no despreciables de 2.2 a 3.3 mg/L del elemento traza boro (B), al que enfatiza como otro indicador en agua de origen profundo, y para el que en el propio análisis se cuantificó en un rango similar de 2.16 a 3.59 mg/L en los puntos termales, a comparación de los pozos de agua con 0.15 a 1.98 mg/L.

5.3.1 Identificación de tipo de agua

A partir de la química de iones mayores, y con el empleo de diagramas hidrogeoquímicos que a continuación se presentan, se identificaron las familias hidrogeoquímicas del agua recolectada en Puruándiro: Agua tipo clorurada sódica (Na-Cl), la de mayor predominio, representada por las muestras de manantiales PU1-32 y pozo hídrico PU35; bicarbonatada sódica ($Na-HCO_3$) manifestada por los pozos PU33, 34 y 36; y bicarbonatada cálcica-magnésica ($Ca-Mg-HCO_3$) en el pozo PU37.

El diagrama de Chadah (1999) (Fig. 114), proporciona una visualización en cuadrantes de las cuatro principales familias de agua. En este caso, la de tipo Na-Cl en el extremo inferior izquierdo, es debida al mayor carácter termal de los manantiales PU1-26; PU28-32; así como del arroyo (PU27) y pozo hídrico (PU35) cercanos a ellas, con lo que sus aguas poseen alta concentración de Cl^- por disolución a alta temperatura de las rocas con las que están en contacto, y de Na^+ principalmente por alteración de feldespatos tipo plagioclasa sódica (Plg Na) (Morán-Ramírez, 2020), que forma parte de la mineralogía ígnea de la zona.

En el cuadrante II, contenidos altos de Na^+K^+ pueden indicar también la presencia de rocas volcánicas, ya que su mineralogía (Anf, Px, Plg Na, Fd K) es dominada por estos elementos químicos, que junto con la presencia bicarbonatada resulta la familia $Na-HCO_3$. En el cuadrante III, la alta concentración del ion Ca^{2+} respecto al Na^+ de igual manera puede exhibir rocas ígneas en el medio, pero de una composición

más básica como andesitas-basálticas y basaltos, por el indicativo cálcico ante el sódico, por lo que contienen plagioclasas cálcicas (Plg Ca), y en conjunción con bicarbonatos deriva la familia Ca-Mg-HCO₃.

Cabe señalar, que en las muestras de agua fría de los pozos hídricos PU37, 36 y 33 se distingue un proceso de intercambio iónico, por una linealidad de aumento en la concentración del ion Na⁺ y disminución de Ca²⁺ en dirección izquierda. Este suceso químico es probable se esté llevando a cabo debido a la presencia de arcillas en el acuífero (reportadas en muestras de roca por DRX; pág. 94, Tabla 11), en donde tanto Ca²⁺ como Mg²⁺ se eliminen del agua y se reemplacen por Na⁺ (Na₂-Arcilla + Ca²⁺ → 2Na⁺ + Ca-Arcilla); mientras que los aniones permanecen sin cambios, ya que este proceso se reconoce un aumento importante de Na⁺ sobre Cl⁻ (Hounslow, 1995).

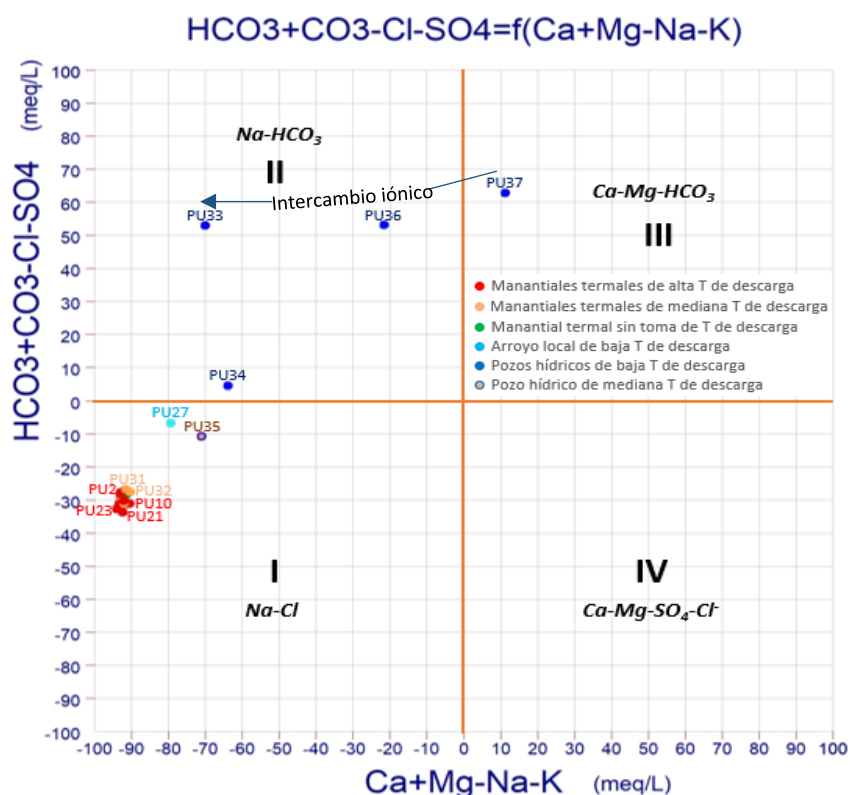


Fig. 114: Diagrama de Chadah.

De acuerdo entonces a lo determinado en la presente tesis, el tipo de agua de todas las emanaciones termales y pozo El Salitre es Na-Cl, como también Tello (1985) y Jácome et al. (2021) lo manifiestan para éstas; a excepción de los pozos La Lagartija 1, 2 y El Limón al noreste y oeste de la Cabecera Municipal de Puruándiro que poseen aguas Na-HCO₃, como de igual manera lo expresa Tello (1985) y Jácome et al. (2021) para las de tipo no termal. Por su parte, la clasificación de agua Ca-Mg-HCO₃ del pozo Los Pirules no se encuentra mencionada en los análisis previos de 1985 por ser de perforación menor a 15 años, y por no haber sido muestreado en el 2017.

Por otro lado, para conocer el grado evolutivo o de profundización en el subsuelo que pudiera tener el agua de las muestras estudiadas, fue realizado el diagrama de Mifflin (1968) (Fig. 115), basado en la tendencia evolutiva de las aguas por el mismo autor y Chebotarev (1955). Esta teoría, establece que conforme las aguas se infiltran en el subsuelo, pasan de altos contenidos en Mg^{2+} , Ca^{2+} y HCO_3^- (relacionados con el agua meteórica de recarga), a Na^+ y SO_4^{2-} , y posteriormente a Na^+ y Cl^- (de salmueras o agua marina).

Al ser los iones Na^+ y Cl^- considerados como los adquiridos por una mayor evolución o por interacción de agua con la roca a profundidad, para el caso de Puruándiro en el que unas aguas de pozo (PU33, 36 y 37) se encuentran en el campo de reciente infiltración (conforme al diagrama de Mifflin de Fig. 115) por bajo contenido de los iones Cl^- y Na^+ , otras en el de evolución intermedia (PU34, 35) junto con el arroyo local (PU27) por cercanía a zona termal; y las de manantiales calientes (PU1-26; 28-32) en el campo de circulación profunda por mayor Na^+ y Cl^- respecto a los anteriores, entonces el ion Na^+ es probablemente debido a la alteración hidrotermal de plagioclasas sódicas de las litologías ígneas (andesitas-basálticas e ignimbrita basáltica) (apartado 4.3 Petrografía y mineralogía, pág. 77), que mantienen contacto con el agua subterránea y superficial; y la importante concentración de Cl^- lo puede aportar también, la considerable interacción roca-agua caliente de la región.

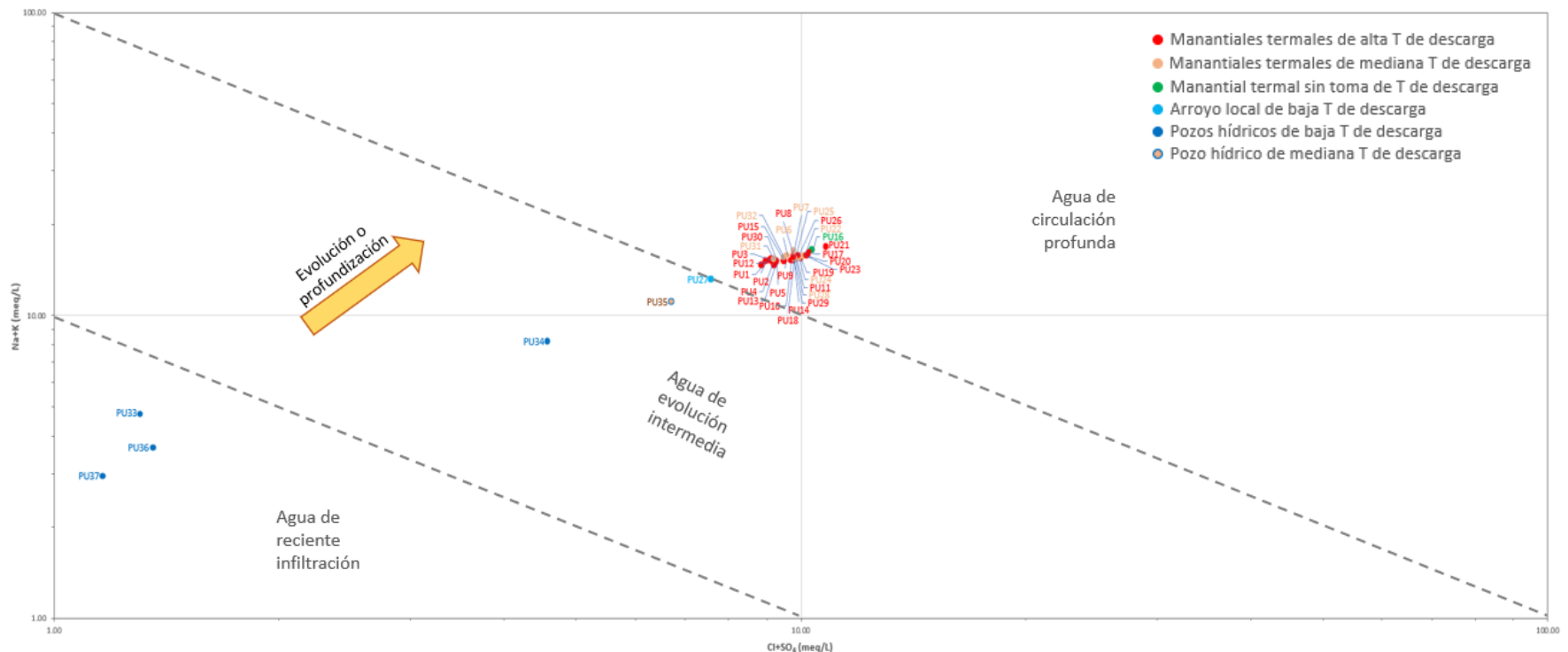


Fig. 115: Diagrama de Mifflin de las muestras de agua colectadas en la zona de estudio.

En otra perspectiva, los diagramas de Stiff (1951) permiten observar con mayor facilidad el predominio de los elementos mayores mediante picos de polígonos. En el caso de la zona estudiada y sus manantiales termales (PU1-26, 28-32) (Figs. 116a y b), destacan aristas de importante concentración de los iones Na^+K^+ y Cl^- , correspondientes a agua tipo clorurada según Nicholson (1993).

La muestra del arroyo local (PU27) y pozo de mediana temperatura (PU35) exhiben una geometría parecida a la anterior, pero con un contenido del ión HCO_3^- similar o igual al de Cl^- (Figs. 116a y b). El resto de pozos de agua (PU33, 34, 36 y 37) (Fig. 116a) presentan picos de mayor concentración en los iones Na^+K^+ y $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^-$, por agua tipo bicarbonatada (Nicholson, 1993) que evidencia un proceso de intercambio iónico (aumento lineal de Na^+ y decremento de Ca^{2+} ; Fig. 114); y que también Hounslow (1995) refiere a aguas que transitan por litologías ígneas, lo cual es el caso en la zona de estudio, por las unidades de ignimbritas riolíticas, flujos de lava andesítico-basálticos y basálticos que se encuentran en superficie y primeros cientos de metros del subsuelo.

Dado lo anterior, mediante los siguientes mapas (zona de estudio completa en Fig. 116a, y acercamiento a manantiales termales en Fig. 116b), que a su vez contienen lineamientos estructurales que pueden ser fallas y/o fracturas que pueden contribuir a la recarga hídrica del sistema geotermal, y al transporte a superficie de los fluidos geotérmicos, es posible visualizar la diferenciación en la química del agua.

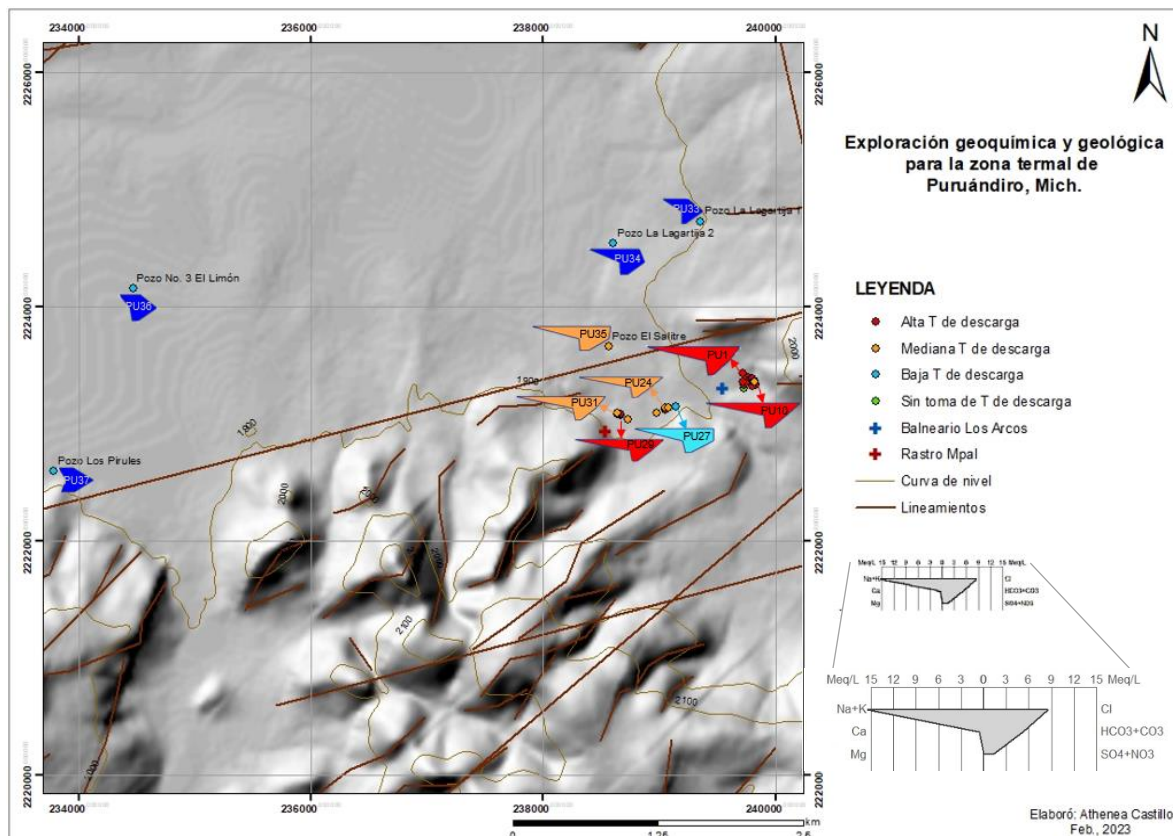
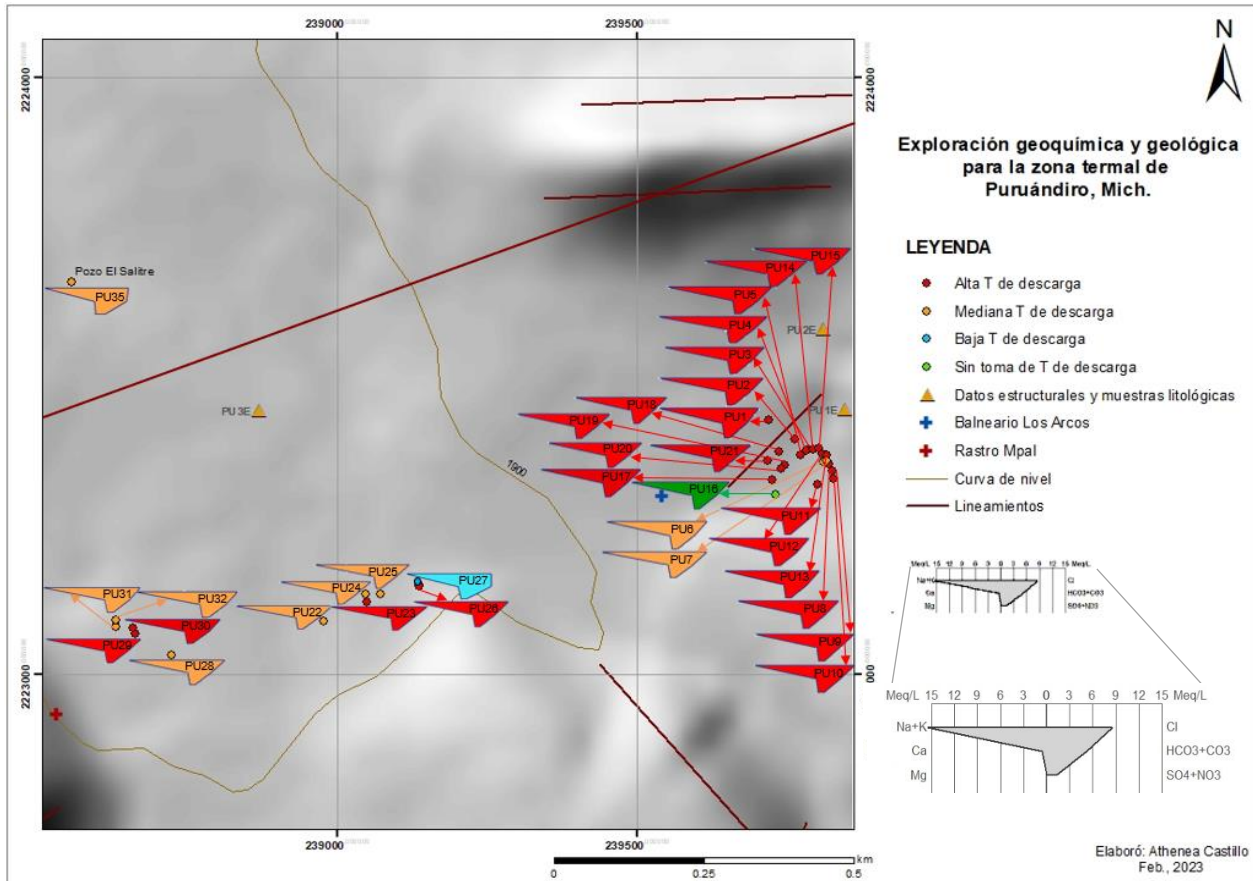


Fig. 116a: Diagramas de Stiff representativos en mapa completo del área de estudio. Sitios de muestreo hidrogeoquímico, divididos por temperatura de descarga y correspondientes a manantiales termales, pozos hídricos y arroyo local.



*Fig. 116b: Diagramas de Stiff en la zona de manifestaciones termales.
Sitios de muestreo hidrogeoquímico, divididos por temperatura de descarga, correspondientes a manantiales termales y arroyo local.*

En la figura 116b, se aprecia que el tipo de agua Na-Cl, referente al carácter geotermal en la zona de estudio, ocurre cercana a los lineamientos estructurales, y en concentraciones similares de iones mayores entre los manantiales presentes (PU1-26, 28-32), e incluso el pozo El Salitre (PU35) de mediana temperatura de descarga (46.1°C) y arroyo local (PU27) que atraviesa a ellos, al poseer éste último la misma composición hídrica a pesar de ser un punto de baja temperatura de descarga (22.5°C). Asimismo, lo observado en la geometría del pozo El Salitre (PU35) y arroyo local (PU27), que demuestra contenidos similares en Cl⁻ y HCO₃⁻, puede indicar una mezcla del agua termal cercana a ellos por ubicación, con agua subterránea bicarbonatada de menor temperatura.

La figura 116a permite distinguir el contraste en tipos de agua de menor concentración de iones en los pozos hídricos PU33, 34 y 36 de composición Na-HCO₃, y PU37 de clasificación Ca-Mg-HCO₃, respecto al pozo El Salitre (PU35) y el arroyo local (PU27), de composición Na-Cl. Al mismo tiempo, se hace notar que estos pozos de aguas bicarbonatadas se encuentran por lo general más alejados de lineamientos

estructurales que impliquen fallas y fracturas, por lo cual están relacionados al agua subterránea del acuífero local (Na-HCO_3) y al agua meteórica de recarga (Ca-Mg-HCO_3) en la parte superficial o somera.

Una vez observadas las clasificaciones químicas del agua, es importante correlacionarlas con los valores de pH y STD. Para tal fin, en el diagrama de Durov (1948) (Fig. 117), se observa que las muestras de los pozos hídricos poseen la menor cantidad de STD respecto a los manantiales termales por tener éstos últimos un mayor número de sales disueltas producto de una fuerte interacción agua caliente-roca; con la excepción del pozo de mediana temperatura (PU35) y el arroyo del área (PU27) que presentan STD próximos a los de puntos hidrotermales, dada la cercanía geográfica con ellos.

Así mismo, es relevante señalar la diferenciación en el poco a moderado contenido de Cl^- en los pozos hídricos PU33, 34 36 y 37, mientras que es considerable en los sitios termales por la interacción agua-roca a alta temperatura que lo dispone en solución; factor que coincide con que las aguas cloruradas son típicas de fluidos geotérmicos o son aportadas por un reservorio directo, lo cual ayuda también a identificar zonas permeables (Nicholson, 1993). Adicionalmente, el ion Na^+ al ser de los más abundantes en los fluidos de reservorio geotérmico (Nicholson, 1993), se aprecia dominante en los manantiales termales de estudio.

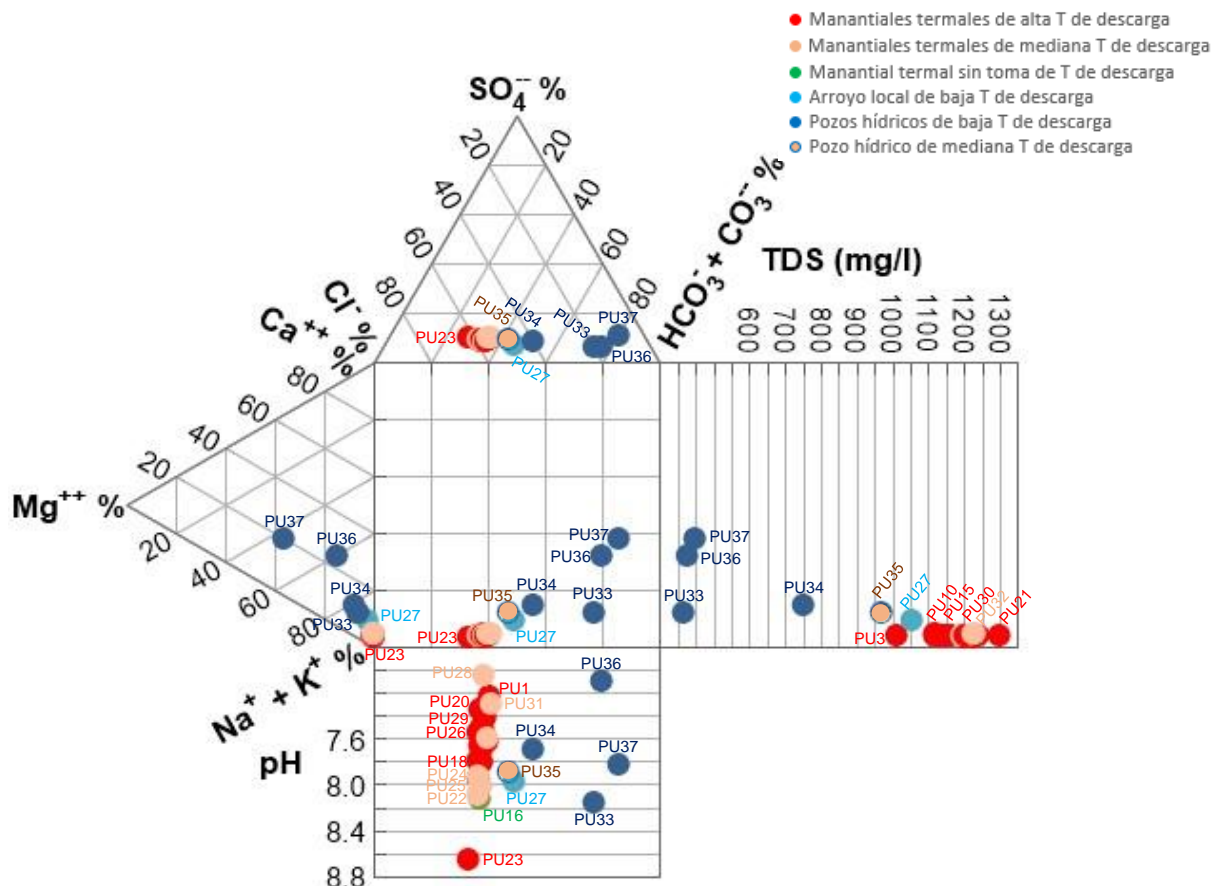


Fig. 117: Diagrama de Durov.

Mientras que, los iones HCO_3^- y CO_3^{2-} son comunes en las márgenes de zonas geotermales, como ocurre con los pozos de agua bajo estudio de Puruándiro, ubicados alrededor de los manantiales. Además, las aguas con esta composición bicarbonatada, se caracterizan por un pH cercano a la neutralidad al reaccionar con rocas locales, incluso en partes someras o flujo lateral (Nicholson, 1993), como se observa en el gráfico de la Fig. 117 para las aguas de pozo, con valores de 7.1 a 8.1.

Por el contrario, se distingue la muy baja concentración de Mg^{2+} (en línea de cero) en las manifestaciones termales, dada la tendencia de éste a precipitar a alta temperatura y por ende, no permanecer en solución (Custodio & Llamas, 1983); en comparación con los pozos hídricos que claramente se diferencian por tener más de una unidad de concentración.

En otro orden de ideas, a través de los diagramas de Gibbs para cationes (Fig. 118a) y aniones (Fig. 118b), es posible corroborar la fuerte interacción agua-roca en el subsuelo que exhiben las muestras analizadas, al situarse en el rango de dominio de roca, por ir del orden de 400 a 1,300 respecto a STD, y no ubicarse por debajo de 100 STD que refiere a aguas de muy reciente precipitación o infiltración de manera rápida.

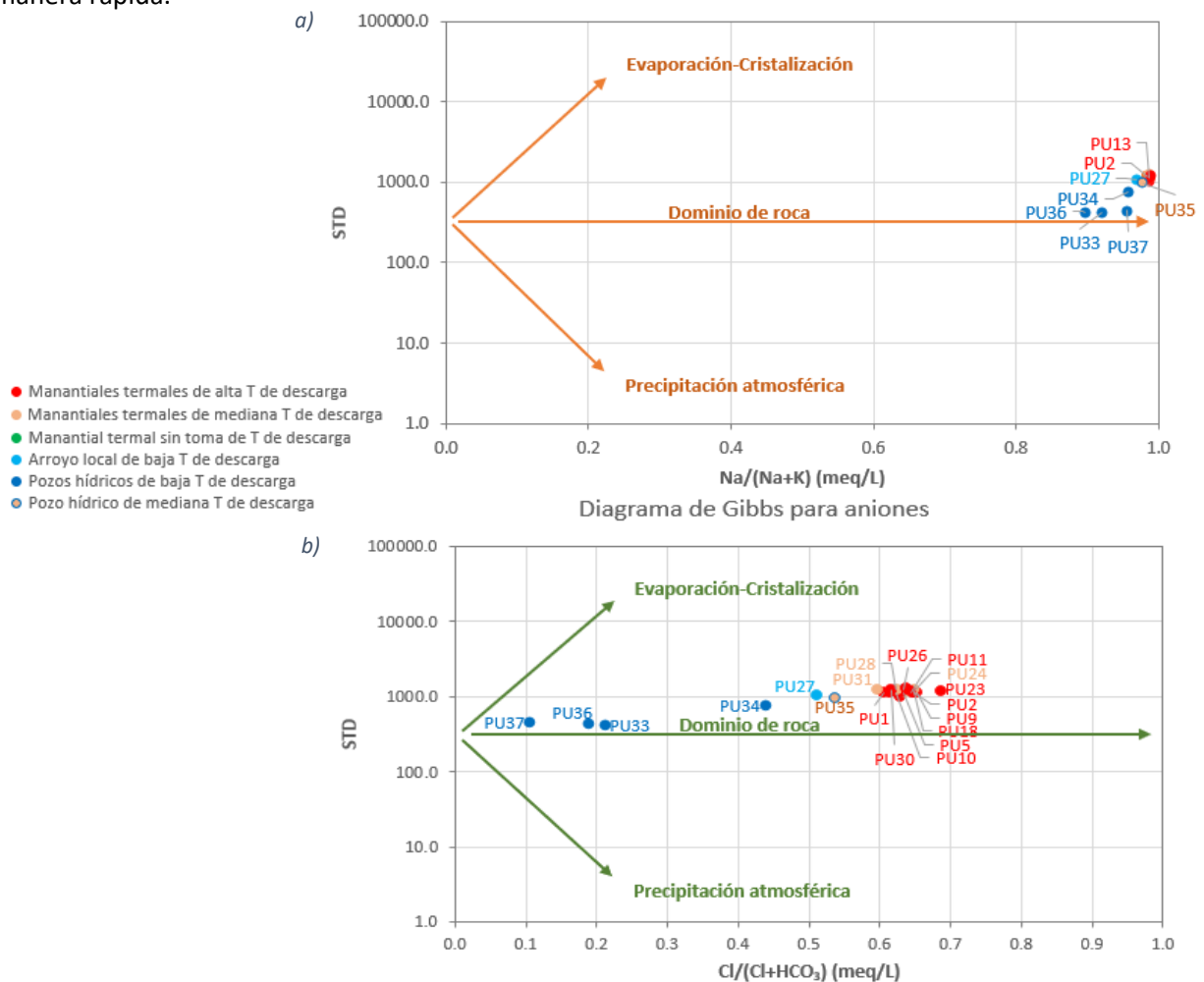


Fig. 118: Diagramas de Gibbs para a) aniones y b) cationes.

Se realizaron también, los diagramas D'Amore para el conjunto de manifestaciones cercanas al Baleario Los Arcos de Puruándiro (PU1-21) (Fig. 119a), al Rastro Municipal (PU22-32) (Fig. 119b), y los cinco pozos hídricos muestreados (PU33-37) (Fig. 119c):

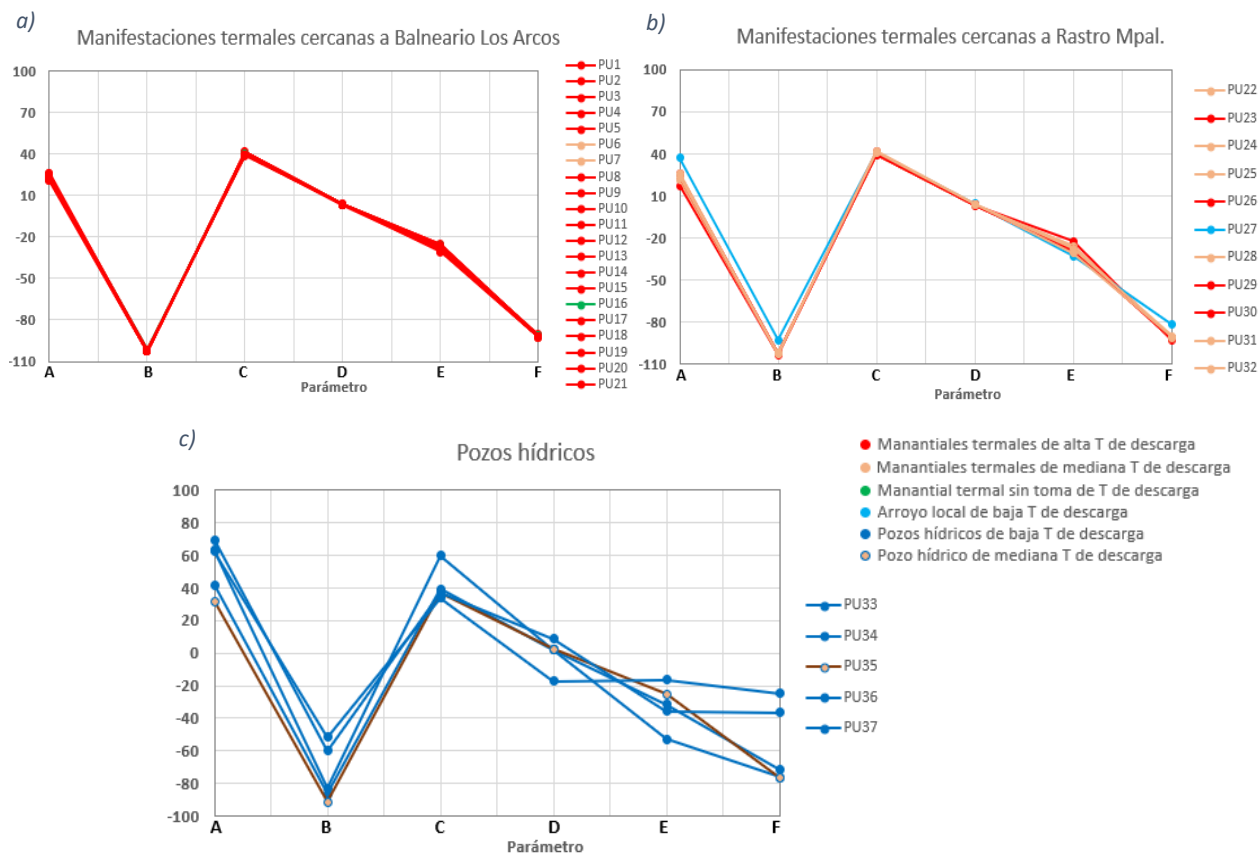


Fig. 119: Diagramas de D'Amore.

Observaciones hechas a partir de los diagramas D'Amore, refieren que en los tres conjuntos muestrales los parámetros A, C y D son positivos (a excepción de la muestra PU37 con valor negativo en D), y los B, E y F son negativos. Así entonces, el parámetro A sugiere un enriquecimiento en HCO_3^- , sobre todo en los pozos hídricos, por estar más relacionados con una recarga meteórica o por ser aguas periféricas (Nicholson, 1993). El parámetro C apunta a un evidente enriquecimiento en el ion Na^+ , principalmente en los conjuntos de manifestaciones termales respecto al parámetro A, lo cual en este caso confirma parte de la mineralogía ígnea de la región, caracterizada en su mayoría por plagioclasas sódicas de las ignimbritas riolíticas presentes. Por último, el parámetro D que evalúa el contenido de Ca^{2+} revela el resto de la mineralogía de rocas ígneas del medio, referentes a andesitas-basálticas y basaltos, de composición más básica y que contienen plagioclasas cálcicas de forma destacada.

Por lo antes expuesto, se deduce que estos conjuntos de agua en su trayecto de infiltración y descarga a la superficie, efectivamente atraviesan las litologías aflorantes en la zona de estudio, que por orden de profundización de la columna litológica corresponde al suelo, aluvión, flujos de lava andesítico-basálticos e ignimbritas riolíticas.

Para complementar, el diagrama ternario $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$ (Fig. 120), brinda una clasificación de las aguas geotérmicas conforme a las concentraciones de estos iones clave (Giggenbach, 1991), para distinguir si son aguas periféricas (alto HCO_3^- por reciente infiltración), aguas maduras (elevado Cl^- , $\leq 40\%$ de HCO_3^- y $< 10\%$ de SO_4^{2-}) o aguas volcánicas (alto SO_4^{2-} debido a vulcanismo reciente y elevado contenido de azufre, o calentamiento por vapor).

En el diagrama, se aprecia que los manantiales termales de la zona de estudio se encuentran entre la línea divisoria de los campos de aguas periféricas y de mayor contenido de Cl^- ; es decir, que sugieren un proceso de dilución $\text{Cl}^- - \text{HCO}_3^-$ durante su ascenso a la superficie; sin embargo, las aguas de cuatro pozos hídricos (PU33, 34, 36 y 37) se ubican de manera clara en el área de aguas periféricas, dado su contenido bicarbonatado por ser aguas de reciente infiltración; en tanto que el arroyo local (PU27) también resulta en la clasificación periférica, aunque más próximo a los puntos termales por cruzarlos geográficamente y tener una consecuente mayor mezcla con el agua termal.

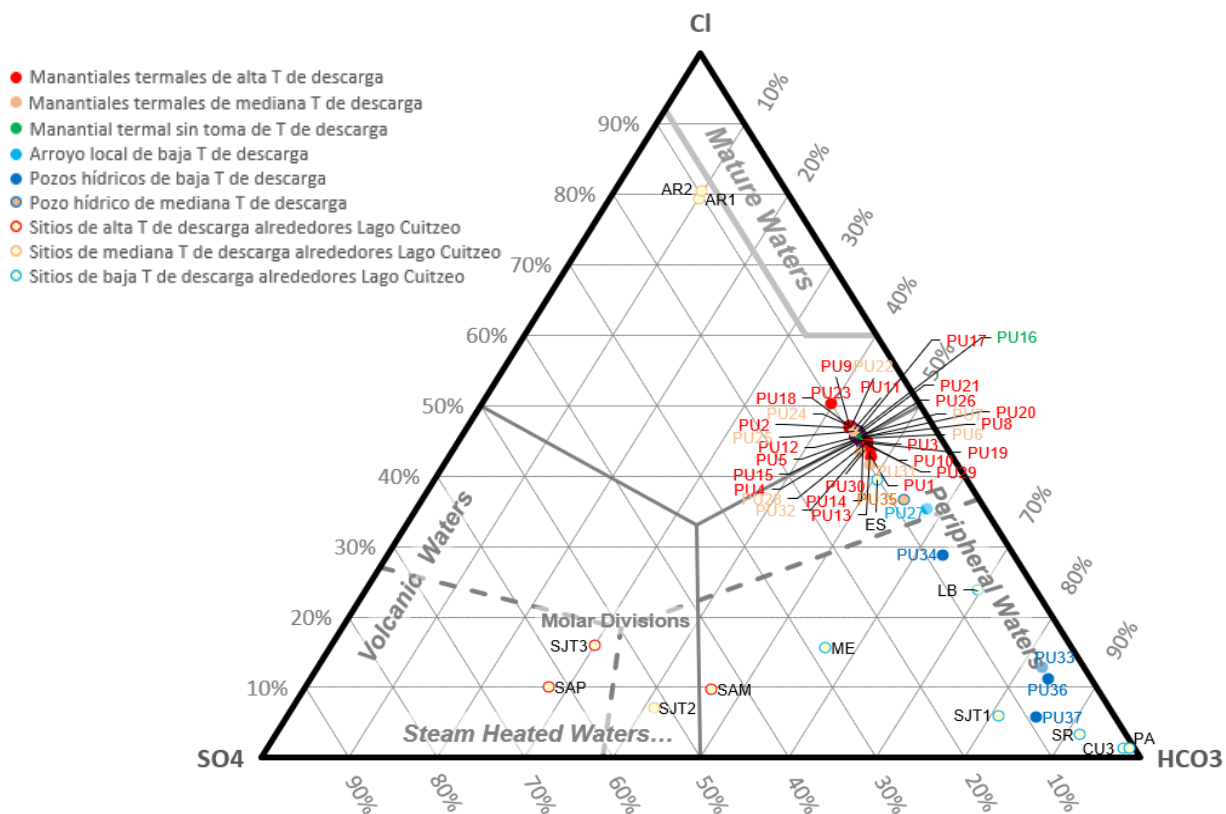


Fig. 120: Diagrama ternario para clasificación de aguas geotérmicas, de acuerdo con sus proporciones relativas de $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$ (Giggenbach, 1991).

Para este gráfico, con el objetivo de comparar el ámbito hidrogeoquímico de la zona de Puruándiro, se consideraron, además, los sitios termales alrededor del Lago de Cuitzeo (Tabla 20, Fig. 121), que han sido muestreados y descritos por Segovia et al. (2005), al ser los más cercanos al área de estudio.

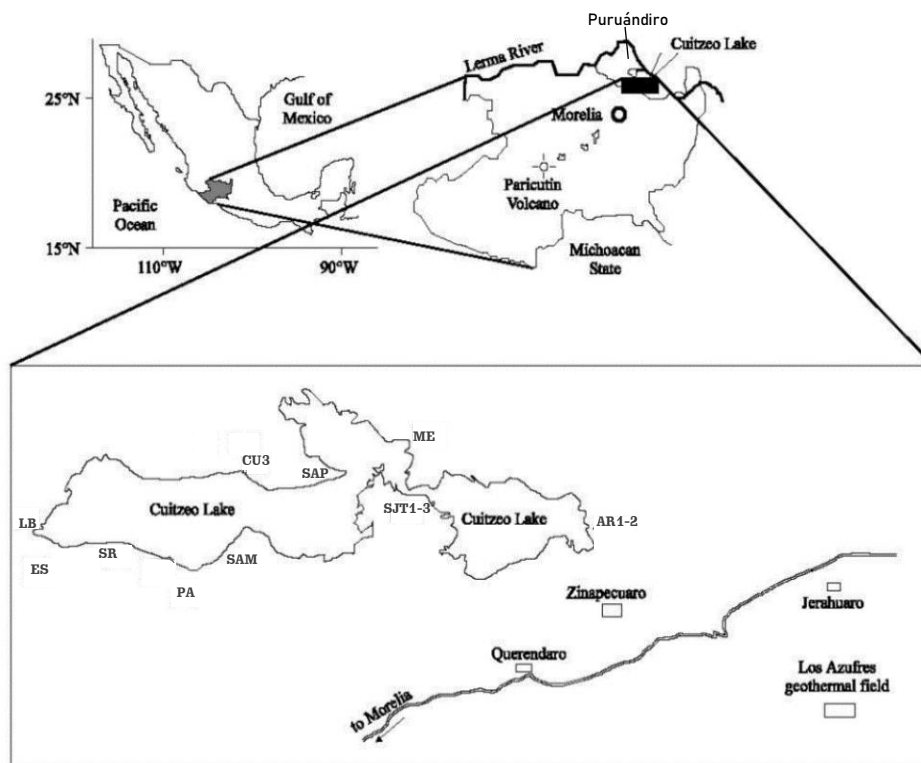


Fig. 121: Localización del Lago de Cuitzeo y sitios de estudio alrededor de él (Segovia et al., 2005).

Tabla 20: Composición química y valores de parámetros fisicoquímicos de las muestras de agua de sitios alrededor del lago de Cuitzeo (Segovia et al., 2005).

SITIO	CLAVE	T	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂	TIPO AGUA
		°C		mg/L								
Cuitzeo 3	CU3	27.0	8.4	29.20	7.40	32.90	32.13	303.8	3.90	4.3	64.2	Ca-Mg-HCO ₃
Panteón	PA	28.0	7.3	45.70	7.70	45.70	21.05	303.4	1.50	4.3	81.8	Ca-Mg-HCO ₃
El Salitre	ES	32.0	8.0	150.70	11.50	20.60	13.70	212.1	42.70	166.5	79.9	Na-Cl
Los Baños	LB	36.0	8.0	99.60	2.00	11.90	0.55	172.5	16.10	58.9	46.8	Na-HCO ₃
San Agustín del Pulque	SAP	75.0	8.0	406.00	11.00	33.00	0.20	262.0	591.0	95.8	241.0	Na-Cl
San Juan Tarameo 1	SJT1	30.0	7.7	76.40	11.20	29.70	24.28	284.8	46.10	21.3		Na-HCO ₃
San Juan Tarameo 2	SJT2	52.0	7.4	583.00	34.00	78.00	2.40	798.0	1001.0	137.0	247.0	Na-Cl
San Juan Tarameo 3	SJT3	82.0	8.9	774.00	30.00	1.00	0.28	525.0	947.0	280.0	270.0	Na-Cl
San Agustín del Maíz	SAM	89.0	7.3	542.00	27.00	14.20	0.40	623.0	591.0	130.0	250.0	Na-Cl
Araró 1	AR1	60.0	7.8	691.30	55.50	26.50	0.50	134.0	138.8	1046.8	134.0	Na-Cl
Araró 2	AR2	60.0	7.7	756.50	60.60	32.60	0.50	158.5	153.6	1290.2	257.5	Na-Cl
Mariano Escobedo	ME	26.0	7.7	390.80	21.10	68.10	31.56	716.8	355.6	199.7		Na-Cl
Santa Rita	SR	37.0	8.5	92.00	4.10	11.20	0.96	214.4	12.1	7.7		Na-HCO ₃

En estos sitios hidrotermales de Cuitzeo, se distinguen datos pH de 7.3 a 8.9 (Tabla 20), un predominante tipo de agua Na-Cl (en temperaturas de descarga de 26 a 89°C) por ser el característico de condiciones termales (Nicholson, 1993), seguido por el tipo Na-HCO₃ (30 a 37°C) y Ca-Mg-HCO₃ (27 y 28°C) (Fig. 122). En comparación, los manantiales calientes de Puruándiro manifiestan mínimos de temperatura de descarga más altos, por valores de 44.8 a 84.1°C (Tabla 12), pero también un pH ligeramente alcalino de 7.57 a 8.55 y de 7.06 a 8.66 (Tabla 12), y agua Na-Cl en todos ellos (Fig. 114), recordando que sólo las aguas de pozos de Puruándiro son de tipo Na-HCO₃ (26-38.8°C) y Ca-Mg-HCO₃ (26.9°C).

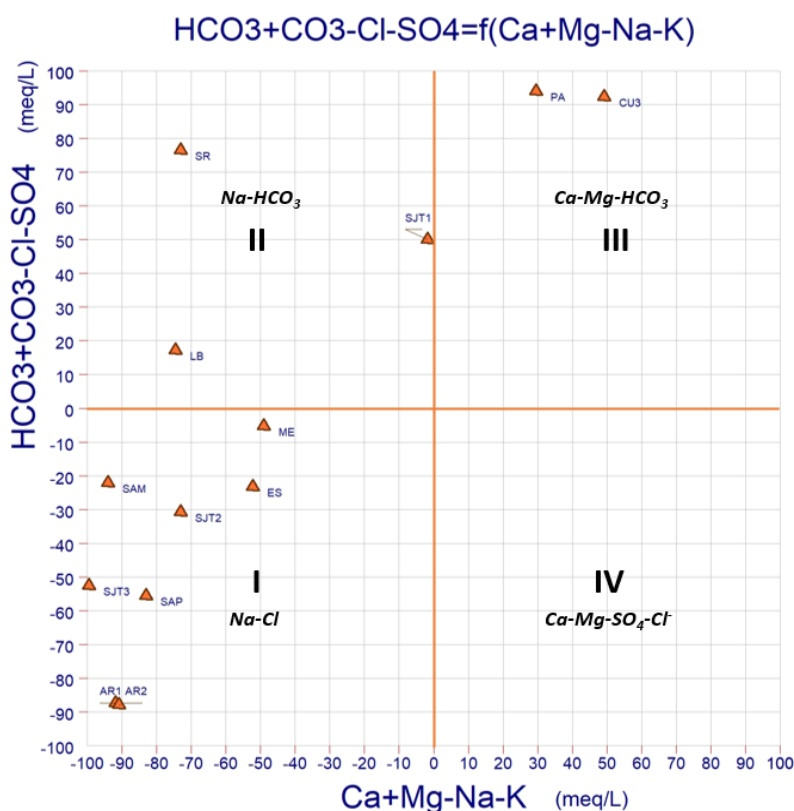


Fig. 122: Diagrama de Chadah de sitios termales en alrededores de Lago de Cuitzeo.

En la figura 120, se observa que los lugares termales de Cuitzeo de baja temperatura de descarga (26-37°C) (PA, CU3, SR, SJT1, ME y LB) tienen características similares a las aguas periféricas, como la mayoría de los pozos hídricos de Puruándiro (PU33, 34, 36 y 37), siendo únicamente el sitio El Salitre (ES) de baja temperatura (32°C) cercano al conjunto de manantiales calientes muestreados en el presente trabajo; es decir, que se dirige hacia la línea divisoria con aguas maduras y menos periféricas. Las manifestaciones de Cuitzeo de mediana temperatura (52-60°C), se ubican en dos campos, en el de aguas calentadas por vapor (SJT2) y en el de aguas maduras (AR1 y 2), y prácticamente todos los de alta temperatura de descarga (75-89°C) (SAM, SAP y SJT3) se ubican también en el área de calentamiento por vapor.

En una mejor visualización del área de Puruándiro con respecto a las manifestaciones termales reportadas en el Lago de Cuitzeo (Fig. 123), se observa que ambos sitios están dentro de un contexto volcánico regional reciente, con el predominio de fallas o fracturas de dirección NE-SW y NEE-SWW.

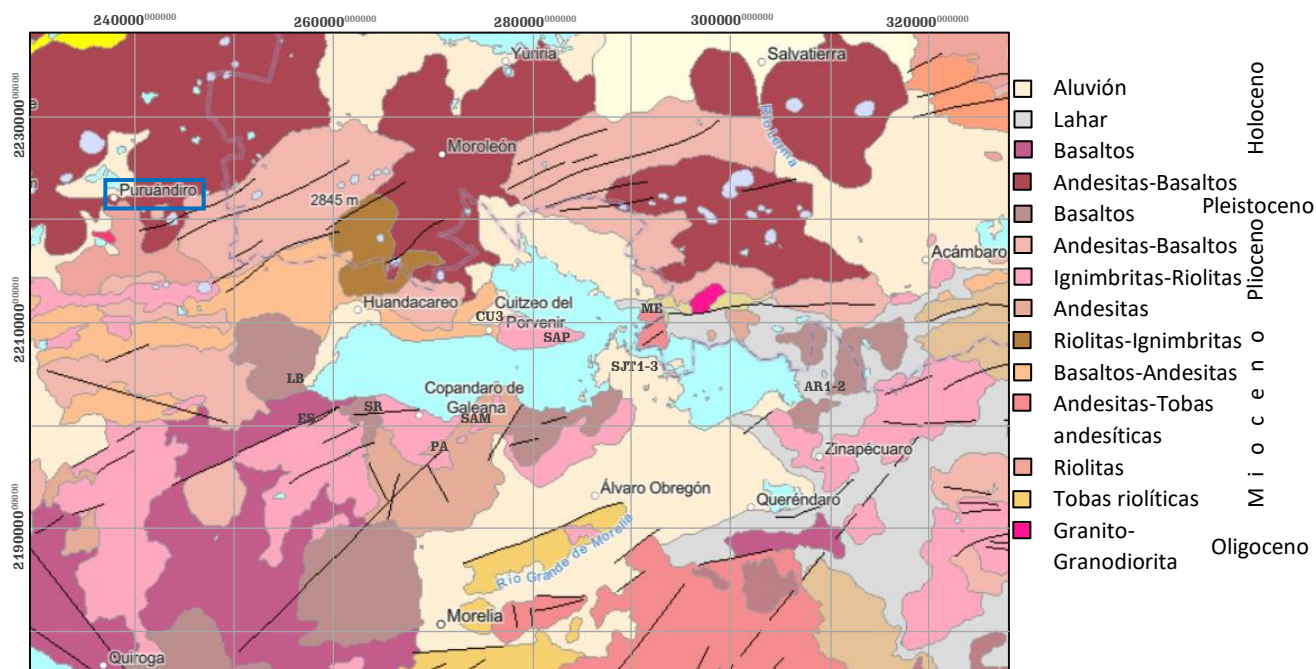


Fig. 123: Mapa geológico regional, que comprende municipio de la zona de estudio de Puruándiro (recuadro azul), sitios termales en alrededores del Lago de Cuitzeo (claves de Fig. 102), y al sur como referencia la capital del Edo. de Michoacán (ciudad de Morelia) (SGM, GeolInfoMex, 2023).

5.3.2 Origen del agua

El enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ en Puruándiro, observado en el diagrama bidimensional de la Fig. 105, se debe al fraccionamiento isotópico de la roca con el fluido a altas temperaturas (Giggenbach, 1992), es decir, intercambio isotópico entre los componentes agua-roca. Aunado a ello, existen pocos minerales con hidrógeno en las rocas, en comparación con el hidrógeno en el agua, que genera una modificación principalmente en ^2H , por lo tanto, el resultado es una desviación hacia un enriquecimiento de ^{18}O en aguas geotérmicas (Giggenbach & Stewart, 1982), lo cual en primer lugar fue expuesto por Craig (1963), quien demostró que el contenido de $\delta^2\text{H}$ en aguas geotérmicas es similar al del agua meteórica, pero que el de $\delta^{18}\text{O}$ es más positivo que en ésta.

Dado ello, se interpreta que la pendiente con valor de 2.55 del conjunto de muestras de Puruándiro que exhiben un enriquecimiento respecto a $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 105), al ser <8 de la línea meteórica mundial (WMWL) y <5 como se ha observado en diversos sistemas termales (Craig, 1963; Giggenbach et al., 1983) se debe, por lo tanto, a una interacción agua-roca de alta temperatura a profundidad que indica la presencia de

un sistema geotérmico. Además, como es señalado en tal gráfico de la Fig. 105, la gran mayoría de las aguas termales analizadas se alojan en la parte inferior izquierda del rango de valores isotópicos del Campo Geotérmico Los Azufres, es decir que, tienen definida su procedencia termal. Ello, corresponde a una nueva definición isotópica del origen de las muestras de Puruándiro, ya que Jácome et al., (2021) indica poseen un predominante carácter meteórico con tendencia a la evaporación.

Así también, los resultados isotópicos de Puruándiro, cuya proyección de pendiente de 2.55 intercepta en el campo de agua tipo andesítica (Fig. 124), definido por Giggenbach (1992) como una mezcla de agua salina reciclada y magmática en zona de subducción, pueden sugerir en este caso la influencia del proceso tectónico que ocurre entre la Placa de Cocos debajo de la Norteamericana (Ferrari et al., 2012), que deriva en Puruándiro en una expresión andesítica con hidrotermalismo, por pertenecer al Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG) y a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que forman parte de un arco volcánico continental producto de la subducción. Así entonces, en Puruándiro es posible tener agua salina en los magmas de subducción, dado que el suceso de transporte o arrastre salino en la placa subducida lo han expresado Giaramita & Sorensen (1994); Scambelluri et al., (1997); McInnes et al. (2001); Scambelluri & Philippot (2001); Frezzotti et al., (2012).

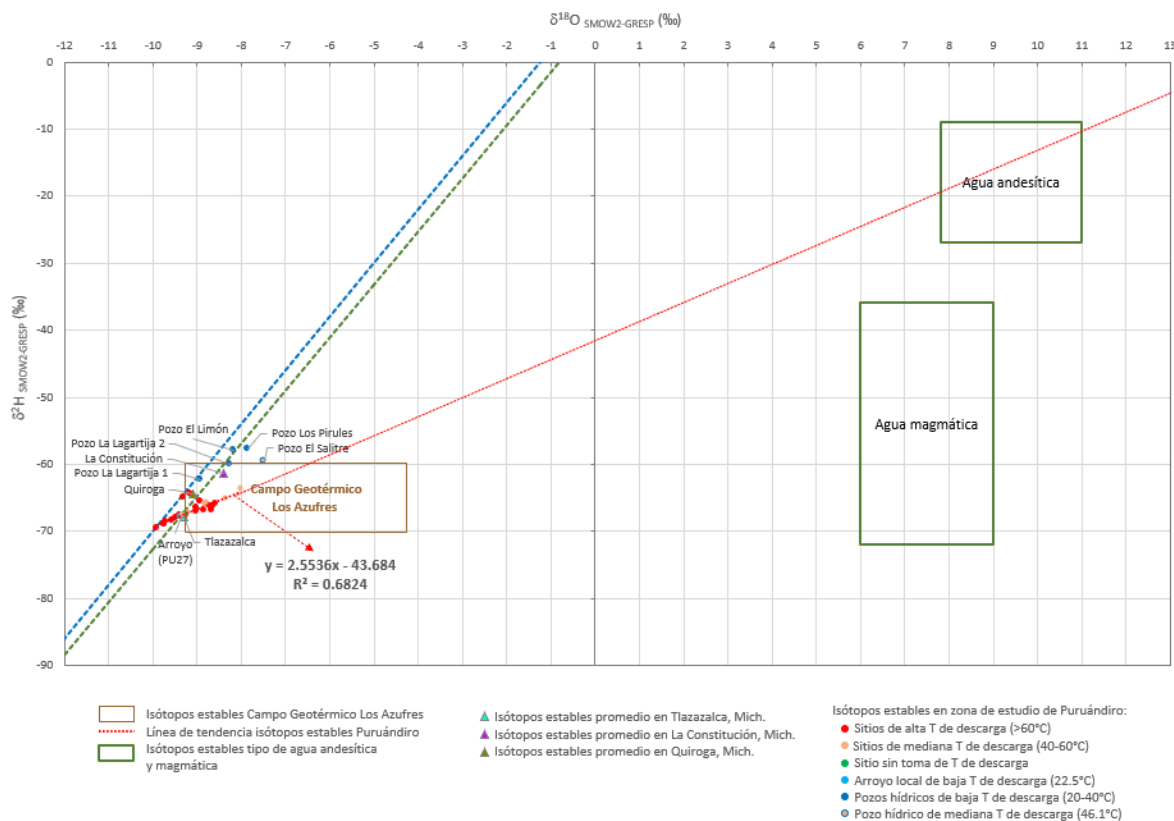


Fig. 124: Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^2\text{H}$ de muestras de manantiales y pozos de agua en zona de estudio en Cabecera Municipal de Puruándiro, con valores de referencia, líneas meteóricas y tipos de agua andesítica y magmática definidos por Giggenbach (1992). Proyección de pendiente de Puruándiro intercepta con campo de agua tipo andesítica.

En específico, los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ de -8.2 a -9.4‰ en Puruándiro, resultan encontrarse dentro del rango de una firma isotópica de acuífero freático y zona insaturada (Fig. 125), la cual puede sugerir una procedencia hidrotermal de poca profundidad.

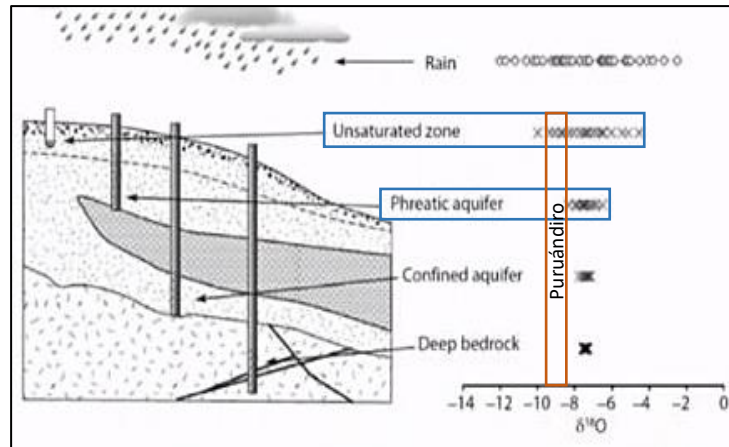


Fig. 125: Atenuación de $\delta^{18}\text{O}$ en precipitación, por dispersión hidrodinámica en acuíferos freáticos y confinados (Clark, 2015). Firmas isotópicas de referencia en recuadros azules y valores isotópicos de Puruándiro en recuadro rojo.

5.3.3 Propuesta de modelo de mezcla

Para finalizar el conjunto de gráficos hidrogeoquímicos, se tienen aquellos que representan procesos de mezcla, consecuente dilución y ebullición, que afectan la temperatura de los fluidos en el subsuelo. Respecto a la mezcla de aguas, ésta se puede ver reflejada en un diagrama donde se agrupe a un componente conservativo como lo es el cloruro, que al ser inerte no precipita ni reacciona con minerales (Truesdell, 1991), con respecto a uno que no sea conservativo por estar presente en diversas reacciones químicas agua-roca (Martínez & Magaña, 2017).

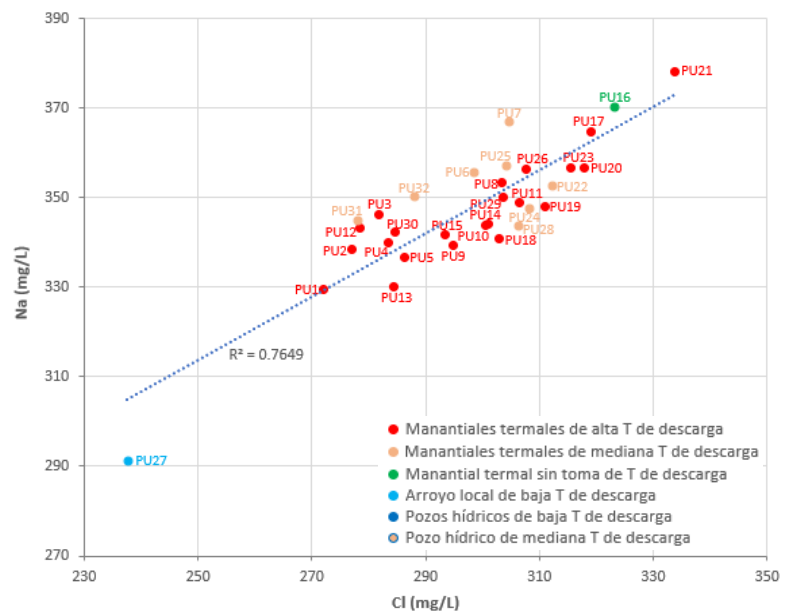


Fig. 126: Diagrama de dispersión Na vs Cl, de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local de zona de estudio.

Como consecuencia, el proceso de mezcla se evidencia en un diagrama de Na vs. Cl (Fig. 126), como una línea recta entre los miembros extremos o finales (arroyo local PU27 y manantial termal PU21), que

para el caso de la zona estudiada en Puruándiro resulta evidenciarse con un coeficiente de determinación (R^2) de recta, o línea de regresión de 0.76; es decir que, aproximadamente el 76% de la variación total de sodio es explicada por la regresión lineal con cloruros.

Importante agregar que, el proceso de dilución por mezcla con aguas más frías, igualmente lo precisa el autor Tello (1985) para los fluidos hidrotermales (Na-Cl) de Puruándiro con otros más someros, por variación en la concentración de Cl^- y aplicación de geotermometría silíceá que resulta con menores temperaturas que las obtenidas en geotermómetros catiónicos.

El comportamiento observado en la Fig. 126, indica entonces, la mezcla de aguas meteóricas o superficiales frías con fluidos termales. Por esta razón, las muestras de manantiales de Puruándiro se encuentran en la división de los campos de aguas maduras y periféricas de la Fig. 120, al sugerirse dilución con agua meteórica bicarbonatada (HCO_3^-), conforme ocurre el ascenso termal a superficie.

Así mismo, se realizaron los gráficos de CE y T de descarga vs. Cl^- (Fig. 127), para visualizar de otro modo este proceso de dilución en los fluidos hidrotermales por mezcla con aguas más superficiales o someras, y corroborar el comportamiento de las muestras de los dos diagramas anteriores.

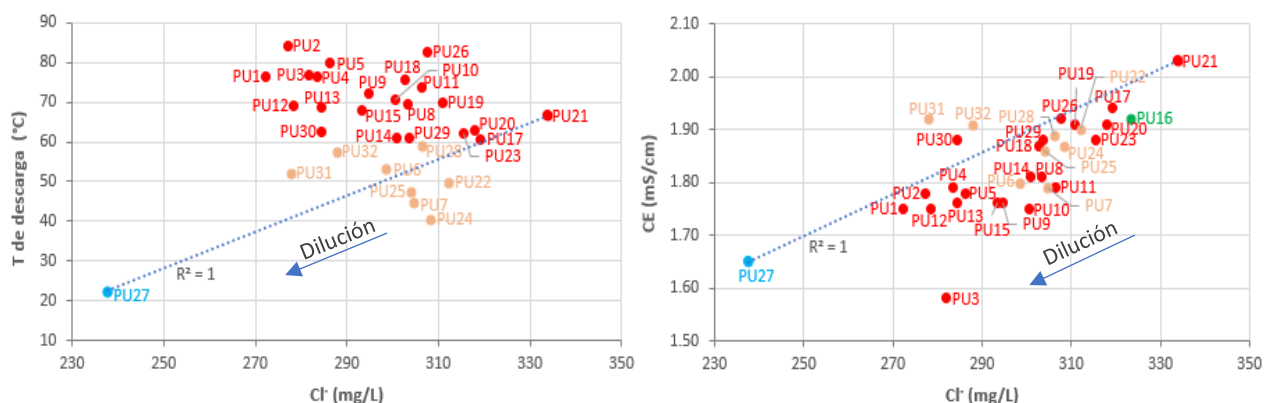


Fig. 127: Relaciones de mezcla de T de descarga y CE vs. cloruro, de manantiales termales y arroyo local en zona de estudio, que indican dilución de acuerdo con Tello (1985).

Como se aprecia en los esquemas de la Fig. 127, el manantial PU21 contiguo al Balneario Los Arcos es el que menos dilución experimenta por su mayor contenido clorurado, lo que a su vez coincide con el comportamiento de la Fig. 126. De manera inversa, además del arroyo local (PU27), las emanaciones termales con mayor grado de dilución en los gráficos que reflejan este proceso (Fig. 126, 127), resultan ser PU1, 2, 3, 4, 12 y 13, también próximas al Balneario Los Arcos.

Dado ello, la manifestación PU21 se considera la de mejor representatividad de los fluidos en el reservorio hidrotermal profundo, a pesar de haberse cuantificado en ella una T de descarga de 66.6°C,

y por lo tanto, no presentar de los valores térmicos más altos como el sitio PU2 con 84.1°C o PU26 con 82.5°C; sin embargo, posee los más altos valores medidos de CE en 2.03 mS/cm, así como STD en 1299.2 ppm, que son parámetros fisicoquímicos indicadores de salinidad y materia disuelta por la disgregación que genera el agua caliente a las rocas a su paso, por lo que estos aspectos también señalan la significativa actividad hidrotermal en el punto PU21.

Sin embargo, otros manantiales que en estos diagramas (Fig. 126, 127) también albergan el menor grado de dilución son PU16, 17, 19, 20 y 23, muy cercanos al PU21 mencionado (a excepción del PU23 que pertenece al conjunto ubicado detrás del Rastro Municipal), mismos que de igual manera registran alta CE, STD y $T > 60^{\circ}\text{C}$, que refleja su interacción agua-roca, y exhibe que la zona termal próxima al Balneario Los Arcos es la que contiene la mayor cantidad de emanaciones de alta temperatura y representativas del reservorio profundo, al mismo tiempo que se localizan de forma muy cercana a un lineamiento estructural (Fig. 116b).

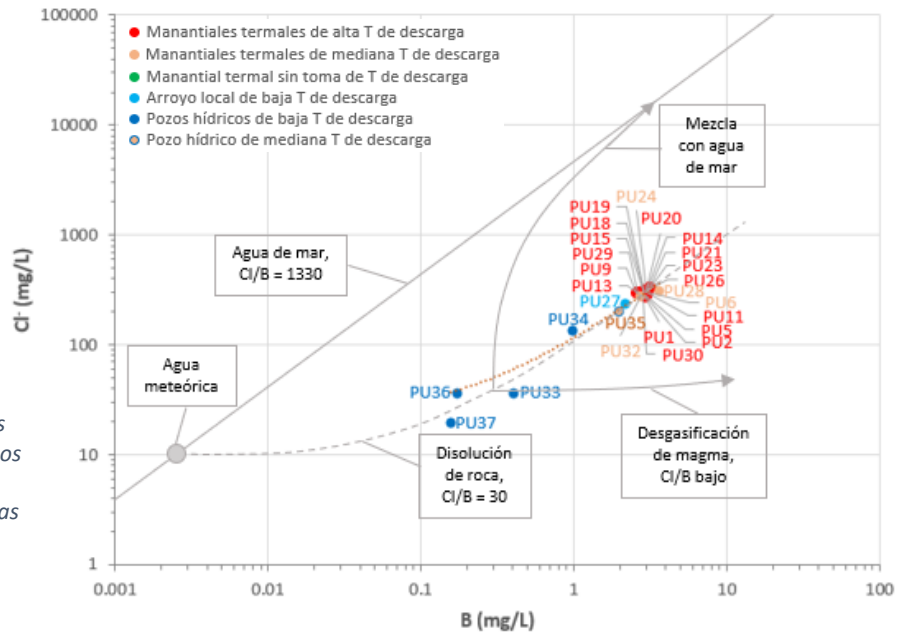
5.4 Interacción agua-roca

Para observar este proceso en los sitios estudiados, debe analizarse la correlación entre la concentración del elemento boro (B) respecto al constituyente cloruro (Cl^-), dado que en estudios previos (Harder, 1974; Nehring, 1980; Sorey, 1985; Janik et al., 1991; y Gíslason & Arnórsson, 1993) se ha observado que las aguas de lluvia, subterránea y superficial no termal son considerablemente más bajas en B y Cl^- que las termales. Por tanto, fue elaborado el gráfico de la Fig. 128.

Se conoce que la relación molal Cl^-/B en aguas naturales varía desde menos de 1, hasta la del agua de mar que es cercana a 1330, o incluso mayor. Dado ello, la mayoría de las aguas geotérmicas con temperaturas superiores a 100°C tienen relaciones Cl^-/B similares a las de las rocas asociadas (Ellis & Sewell, 1963; Arnórsson et al., 1989), y las aguas de menor temperatura como superficiales y subterráneas no termales suelen tener proporciones Cl^-/B más altas; es decir, similares o inferiores a las del agua de mar (1330-145). Así, en general las relaciones Cl^-/B disminuyen con el aumento de la temperatura (Arnórsson & Andrésdóttir, 1995).

Además, las relaciones de B y Cl^- en las aguas naturales se ven afectadas por: (1) las concentraciones iniciales de estos componentes en el agua meteórica, (2) la disolución posterior de la roca, (3) la mezcla con agua de mar, y (4) el suministro de estos elementos a partir de una desgasificación de intrusión magmática o concentración de B por separación de fases. La Fig. 128 ilustra entonces estos procesos, y permite identificar que los manantiales termales muestreados en Puruándiro (PU1-26, 28-32), así como el arroyo local (PU27) y pozo El Salitre (PU35) se encuentran sobre la curva de “disolución de roca”, de

rocas principalmente basálticas estudiadas por Arnórsson & Andrésdóttir (1995); mientras que las aguas de la mayoría de pozos hídricos bajo análisis (PU33, 34, 36 y 37) se ubica cercana a esta curva de interacción agua-roca.



Lo anterior, ayuda a confirmar la considerable interacción agua-roca en el subsuelo, sugerida por los diagramas de Gibbs (Fig. 118), debida a la actividad termal, indicando la disolución progresiva de la roca ante el aumento de la temperatura, donde el B y Cl se liberan del volumen rocoso, trazando un alta gradual en las concentraciones acuosas de B y Cl por el incremento de temperatura (Arnórsson & Andrésdóttir, 1995).

5.5 Daños a la salud por elementos potencialmente tóxicos (EPTs)

Resulta de cuidado y consideración las descargas geotérmicas ricas en componentes geogénicos dañinos, que pueden mezclarse con acuíferos adyacentes y cuerpos de agua superficiales como lagos y ríos, factibles de transportarlos a zonas alejadas de la fuente original, afectando más de un área en particular (Rango et al., 2013; Bundschuh et al., 2017).

Dado los resultados presentados del contenido de 0.060 mg/L de arsénico (As) (Fig. 107b) en el Pozo el Salitre (PU35), superior al máximo permisible de 0.025 mg/L indicado por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022), al igual que una concentración de 0.043 mg/L en el arroyo local (PU27), y muy cercano a este límite normativo el Pozo El Limón (PU36) con 0.024 mg/L, se realizó un análisis As vs. Cl⁻ (Fig. 129) con el fin de esclarecer posibles efectos de ello, y su relación con el aspecto termal del área. Esta relación As vs. Cl⁻, debida a que las aguas termales en el mundo tienden a encontrarse

enriquecidas en el ion Cl^- (Custodio & Llamas, 1983), lo cual como se ha observado en diagramas hidrogeoquímicos anteriores, también es el caso para la zona de Puruándiro.

Como resultado, se aprecia que existe una correlación del 43% (Fig. 129) entre las elevadas concentraciones de As y las de Cl^- , al ocurrir ambas en aguas geotermales, en las que el As sobrepasa el límite permisible de la NOM-127 (Secretaría de Salud, 2022) para agua de abastecimiento público, y consiste en un elemento puede conllevar problemas para la salud.

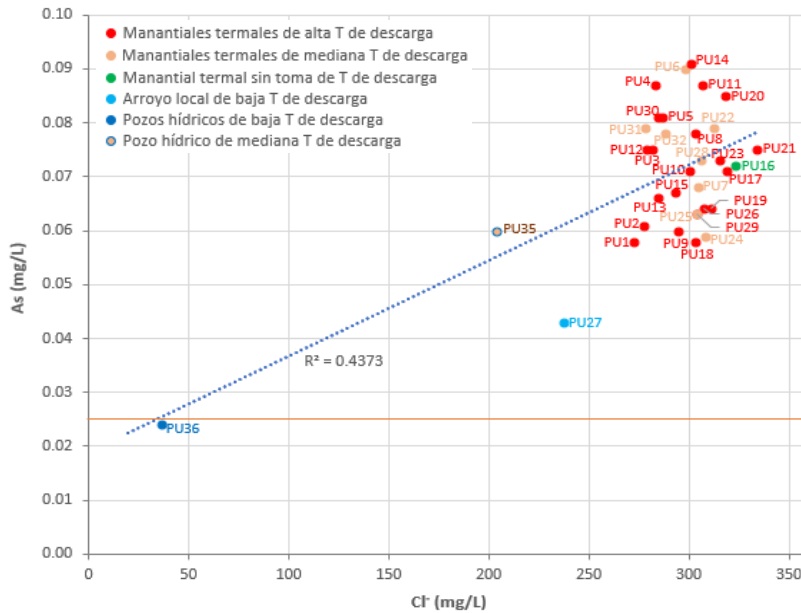


Fig. 129: Diagrama As vs. Cl^- de manifestaciones termales, pozos hídricos y arroyo local.

En específico, el arsénico se presenta en los estados de oxidación As(III) y As(V) en la mayoría de los sistemas acuosos naturales (Robertson et al., 1978), siendo el arsenito (As(III) presente como oxianión H_3AsO_3) el predominante en el agua geotérmica de un reservorio subterráneo, que se oxida gradualmente a As(V) durante su ascenso a la superficie, o por una mezcla con agua somera; en tanto que las aguas sulfatadas ácidas y bicarbonatadas de manantiales contienen proporciones variables de arseniato (As(V) , con los oxianiones H_3AsO_4 , H_2AsO_4^- , HAsO_4^{2-} y AsO_4^{3-} (Ballantyne & Moore, 1988; Mandal & Suzuki, 2002). Aunque los minerales de As son poco comunes en los yacimientos geotérmicos, el As se incorpora en pirita y óxidos de hierro (Christesen et al., 1983).

Por lo tanto, debe reconocerse que el As en fluidos geotérmicos, con concentraciones que pueden presentarse de 1 a 50 mg/L (Smedley et al., 1996), se origina especialmente en reservorios profundos (~2-4 km); mientras que en aguas dulces no contaminadas oscila entre 0.001-0.01 mg/L (1-10 $\mu\text{g/L}$) y el valor establecido por la norma NOM-127-SSA1-2021 para el agua potable es de 0.025 mg/L (Secretaría de Salud, 2022). Es importante saber que el As sufre transformaciones complejas, que incluyen oxidación-reducción, precipitación-disolución, adsorción-desorción y metilación bioquímica, por lo que

la especiación del arsénico acuoso afecta su movilidad, biodisponibilidad y toxicidad (Gao et al., 1998), y la información disponible en sistemas geotérmicos de alta temperatura indica que no es un elemento conservativo, sino altamente móvil con el tiempo (Ballantyne & Moore, 1988).

Por lo anterior, y en relación con los otros elementos, el As se encuentra entre los más problemáticos en el ambiente, debido a su movilidad relativa en una amplia gama de condiciones redox; a su vez que bajo medios reductores puede encontrarse en concentraciones del rango de 1 mg/L (Smedley & Kinniburgh, 2002). En relación también a sus concentraciones promedio y origen, se sabe que, en general el As se encuentra en fluidos geotérmicos asociados a rocas volcánicas (rango típico: pocas unidades a decenas de mg/L) (Birkle et al., 2010).

Así entonces, en zonas geotérmicas ígneas donde existe una roca volcánica primaria, ésta tiende a agotarse en As (Smedley & Kinniburgh, 2002), y los procesos de interacción hidrotermal agua-roca causan la acumulación secundaria de As en los fluidos. No obstante, el contenido de As en agua varía según los tipos de roca ígnea con las que se tenga mayor interactividad. Mandal & Suzuki (2002), ha reportado que las rocas riolíticas y basálticas son las que mantienen un intervalo alto de concentración de As (3.2-5.4 mg/kg y 0.18-113 mg/kg, respectivamente); en comparación con rocas de composición intermedia como latitas y traquitas que lo mantienen en un rango menor (por ejemplo 0.5-5.8 mg/kg), lo cual es importante en la zona de estudio de Puruándiro, al encontrarse las unidades de ignimbritas riolíticas y flujos de lava andesítico-basálticos, cuya disolución dentro del sistema geotermal puede aportar As al agua.

De igual manera, se conoce que el As está vinculado a elementos químicos típicamente encontrados en aguas geotérmicas como el litio, sílice y boro (Birkle et al., 2010), además que la mezcla con aguas subterráneas y superficiales aumenta las concentraciones de As en estas dos últimas (Webster, 1999). Por esta razón, descargas de agua geotérmica rica en As en cuerpos superficiales (manantiales, arroyos, ríos y lagos), y en agua subterránea, se han identificado en el mundo y se atribuyen a problemas en comunidades que dependen de estos recursos para beber y regar (Morales-Simfors & Bundschuh, 2022).

Vista la relevancia del contenido de As en las aguas geotérmicas y de pozo, los efectos nocivos en la salud que puede tener este elemento tóxico por ingesta prolongada a través de agua de uso, contaminación en preparación de alimentos y riego de cultivos, son: mayor riesgo en diferentes tipos de cáncer (Instituto Nacional del Cáncer, 2021), así como en insuficiencia renal, enfermedades pulmonares, infartos, lesiones cutáneas, callosidades en manos y pies (Rahaman et al., 2021). Además, se le ha asociado a enfermedades cardiovasculares y diabetes, a bajo peso al nacer y edad gestacional, anemia,

efectos negativos en el desarrollo cognitivo, aumento en mortalidad infantil y juvenil (Organización Mundial de la Salud, 2022).

Respecto al boro (B), de igual manera resalta su alta concentración (Fig. 107c) en el pozo El Salitre (PU35) que tiene 1.98 mg/L, en el arroyo local (PU27) con 2.06 mg/L (ambos sobre el límite permisible de 1.0 mg/L definido por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022)), y en el pozo La Lagartija 2 (PU34) con un contenido de 0.98 mg/L (muy próximo al máximo aceptable); debido a que su concentración promedio en el agua meteórica, superficial, no geotérmica es de 0.1 mg/L, y en agua potable es común hasta en 0.4 mg/L (Agencia Sust. Tóxicas y Registro de Enfermedades, 2016).

En general, la concentración de B en las rocas varía de 10 mg/kg en ígneas, hasta más de 1000 mg/kg en algunas metamórficas (Zarcinas & Cartwright, 1987). En las primeras, parte del B que se libera debido a disgregación rocosa termal, puede ser retenido por arcillas (en especial la illita) (Kabata & Pendias, 1984), y tienden a contener más B si su composición ígnea es ácida o félsica como en el caso de riolitas (Michard & Roekens, 1983). En consecuencia, el predominio en la zona de estudio de rocas andesítico-basálticas (composición intermedia-básica), puede significar un menor aporte de B en agua, que la unidad de ignimbritas riolíticas.

Al conocerse entonces, que B liberado de la roca ígnea original puede ser capturado sobre todo por la arcilla illita (Kabata & Pendias, 1984), y al obtenerse a través de análisis de separación e identificación de arcillas por Difracción de Rayos X (Tabla 11) que en el proceso de sometimiento de las muestras de roca a más de 550°C (para simulación hidrotermal) resultaron trazas de illita en algunas de ellas con interstratificación de esmectita (P22-1C, P22-4 y P22-5), se corresponde lo mencionado por la literatura, con lo encontrado en las muestras de roca recolectadas en trabajo de campo en la unidad andesítica-basáltica aflorante, lo que a su vez puede sugerir una mayor interacción agua-roca y reequilibrio con esta litología de la parte superior del sistema termal.

Visto lo anterior, las notables concentraciones de As y B se relacionan al entorno geotérmico de la zona, que por su naturaleza a profundidad de interacción agua caliente-roca involucra estos elementos geogenéticos (Bundschuh et al., 2017; Ramos et al., 2021). A pesar de ser entendible y esperable una influencia de tales elementos tóxicos en Puruándiro, con su transmisión hacia los pozos hídricos más cercanos a la zona de manantiales (principalmente pozo El Salitre-PU35, La Lagartija 2-PU24 y El Limón-PU36), es necesario atender la situación de contener lo mayor posible sus concentraciones elevadas, con el fin de no poner en riesgo en el transcurso de los años a la sociedad ante diversos efectos.

En particular, los efectos nocivos que puede implicar el B son: Irritación de nariz, garganta y ojos, daño en estómago, hígado, riñones, cerebro, y posible causa de muerte al ingerir grandes cantidades durante un periodo breve (Higiene Ambiental, 2009).

Para el ion fluoruro (F^-) de la Fig. 106g, todas las concentraciones de los manantiales calientes se encuentran superiores al máximo permisible de 1.5 mg/L enunciado por la NOM-127-SSA1-2021 y OMS (1993), destaca el pozo El Salitre (PU35) con 3.99 mg/L por ser de abastecimiento humano, así como el arroyo local (PU27) con 7.73 mg/L por ser un espacio abierto al que acude parte de la población a bañarse y distraerse, y que por accidente pudiera consumir su agua sin ningún tipo de tratamiento.

El agua subterránea presenta este componente de forma natural entre 0.1 y 3.0 mg/L (Younger, 2007); no obstante, cantidades mayores a 1.5 mg/L implican los siguientes efectos y riesgos: Acumulación en dientes y huesos, que deriva en manchas y rugosidades dentales (fluorosis) y osteoporosis (Carbotecnia, 2020). En suma, estudios han demostrado que la incidencia de demencia tipo Alzheimer es mayor en zonas con alto F^- en agua, aunado a que una exposición crónica a él afecta el neurodesarrollo de niños (Romero et al., 2017; Ferrus & Bratos, 2010).

Para finalizar, en el caso del hierro (Fe), que además de encontrarse en las manifestaciones termales PU31 y PU32 por encima del máximo sugerido (Fig. 107e) de 0.30 mg/L por la NOM-127-SSA1-2021 (Secretaría de Salud, 2022), es aconsejable mantener un continuo monitoreo en el pozo El Salitre (PU35) y arroyo (PU27), por albergar 0.276 y 0.257 mg/L, respectivamente, al ser valores cercanos al límite mencionado para abastecimiento y consumo humano. Lo anterior, debido a que a pesar que las concentraciones en agua de este metal no conllevan un riesgo grave para la salud, puede darle un sabor, olor y color indeseable; generar destiño o manchas rojizas en ropa, vajilla, utensilios, etc.; y originar problemas de acumulación en tuberías y calentadores (McFarland & Dozier, 2010).

5.6 Estimación de temperatura de reservorio hidrotermal

5.6.1 Geotermometría Catiónica y de Sílice

Para seleccionar los geotermómetros idóneos a ser usados, se evaluó previamente el estado de equilibrio de las muestras, mediante el diagrama ternario de Giggenbach (1986) de los cationes Na^+ , K^+ y Mg^{2+} , que contempla la combinación de los geotermómetros catiónicos K^+/Mg^{2+} y Na^+/K^+ . Estos sistemas, se encuentran representados en el diagrama por dos conjuntos de líneas, donde cada valor indica isothermas, cuya intersección entre Na/K y K/Mg a la misma temperatura pertenece a la

composición del agua en equilibrio con las fases minerales, lo que controla ambos geotermómetros y delinea la curva superior de equilibrio total (Cerpa, 2018).

Mientras tanto, la zona de equilibrio parcial sugiere que un mineral se ha disuelto, pero no ha alcanzado el equilibrio, o una mezcla de agua que ha alcanzado el equilibrio (por ej. el agua geotérmica) diluida con agua no equilibrada (por ej. agua subterránea fría); y puntos cerca de la esquina de \sqrt{Mg} por lo general sugieren alta proporción de agua subterránea relativamente fría, no necesariamente inmadura (Martínez & Magaña, 2017).

De acuerdo con el diagrama de estabilidad de Giggenbach (1988), las aguas inmaduras son inadecuadas para la estimación de las temperaturas de equilibrio a través de la relación Na/K, aunque para aquellas de pH mayor a 4 (moderadamente ácido) se puede aplicar el geotermómetro de la relación K/Mg. Al tener en cuenta que las aguas termales estudiadas en Puruándiro presentan pH de neutro a ligeramente alcalino (7.06 a 8.66, Tabla 12), el geotermómetro K/Mg puede aplicarse sin limitación por acidez, aunado a que tiene una velocidad más rápida de reequilibrio al enfriarse, que lo hace más realista en la estimación de valores superiores a 150°C.

En la figura 130, correspondiente al diagrama triangular de Giggenbach (1986), se detecta que todas las muestras de manifestaciones termales estudiadas en Puruándiro, se ubican dentro del área de equilibrio parcial; así como emanaciones de mediana y alta temperatura de descarga de alrededores del Lago de Cuitzeo, incluidas como

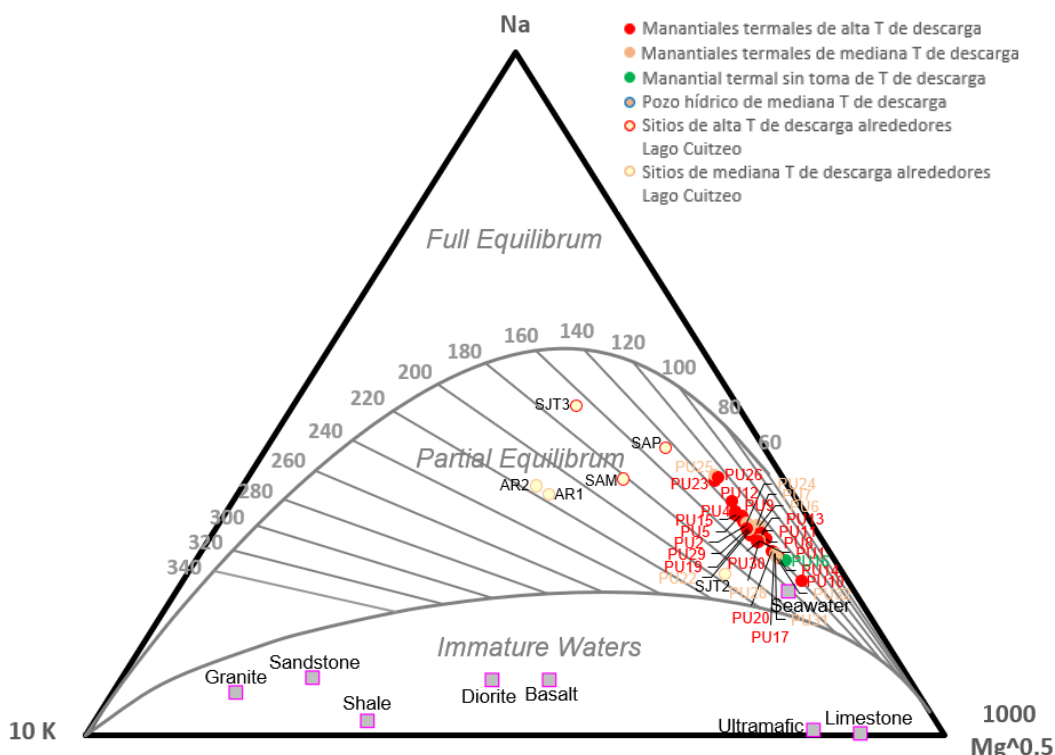


Fig. 130: Estado de equilibrio de muestras de zona de estudio y alrededores del Lago de Cuitzeo (para comparativo) estudiados por Segovia et al. (2005), en diagrama ternario $Na^+-K^+-Mg^{2+}$ de Giggenbach (1986).

referencia comparativa, y referidas con anterioridad en diagrama ternario $\text{Cl}^- - \text{SO}_4^{2-} - \text{HCO}_3^-$ de la Fig. 120, en Tabla 20 y mapas de Figs. 121 y 123.

Así entonces, con base en el diagrama triangular Na-K-Mg de Giggenbach (1986) (Fig. 130) y la zona de equilibrio parcial, las temperaturas medias de los manantiales termales de estudio (PU) resultan encontrarse entre ~135 y 140°C; en tanto que los sitios de mediana y alta temperatura que rodean el Lago de Cuitzeo entre ~163 y 219°C.

Para confirmar la información proporcionada por el diagrama Na-K-Mg, se presenta también como geoindicador el diagrama Na-K/Mg-Ca (Giggenbach & Goguel, 1989) (Fig. 131). En él, los valores térmicos para Puruándiro son de ~127 a 145°C (líneas verticales color negro), y para los sitios con equilibrio parcial (de mediana y alta temperatura) en alrededores del Lago de Cuitzeo de ~165 a 217°C (líneas verticales color gris), siendo ambos casos similares a los intervalos del diagrama ternario anterior.

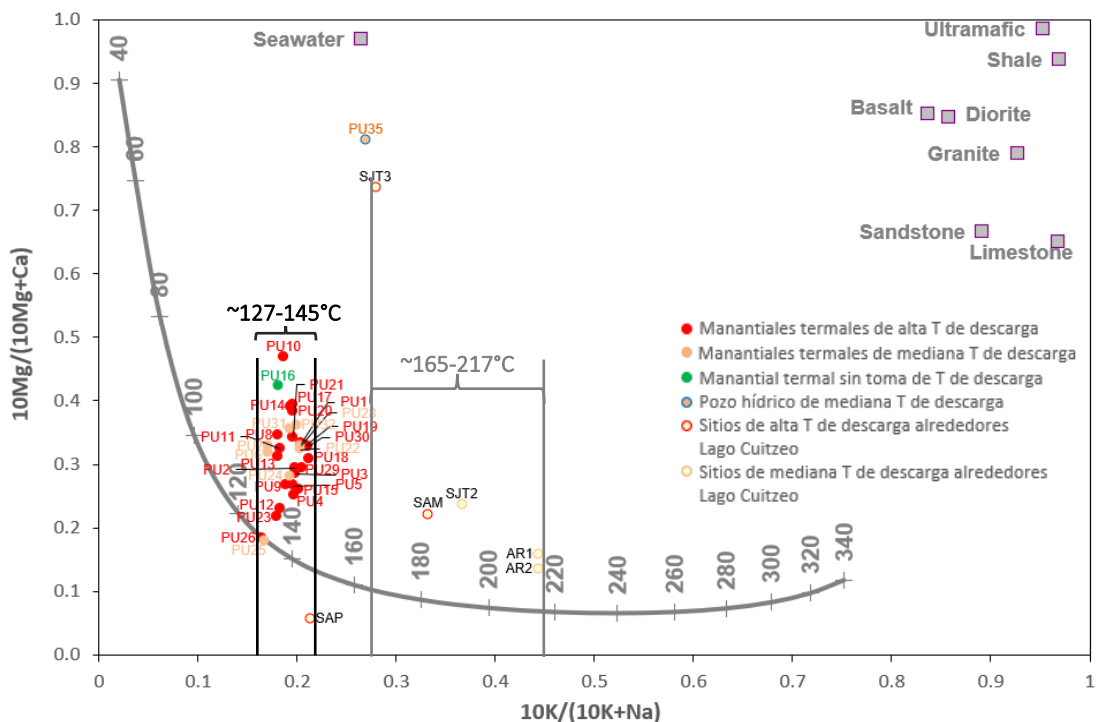


Fig. 131: Diagrama Na-K/Mg-Ca de Giggenbach & Goguel (1989), para los sitios de muestreo del área de estudio y los sitios de mediana y alta temperatura de la zona del Lago de Cuitzeo (para comparativo).

En especial, el geotermómetro Na-K-Ca, desarrollado por Fournier & Truesdell (1973) para su aplicación en aguas con altas concentraciones de calcio, tiene la principal ventaja que no proporciona resultados sobreestimados para aguas frías o ligeramente térmicas no equilibradas, en comparación con el geotermómetro de cuarzo y de Na/K. Por consiguiente, el método Na-K-Ca brinda mejores valores que el método Na/K, sobre todo al aplicarse a ambientes ricos en calcio que no han sufrido precipitación de

carbonato cálcico (Karingithi, 2009). En el caso de Puruándiro, que sus manifestaciones termales muestran una concentración de Ca^{2+} en el rango de 9.5 a 14.6 mg/L, se encuentran dentro del intervalo hidrotermal <50 mg/L señalado por Nicholson (1993); y aunque no presentan contenidos cálcicos superiores a 20 mg/L, resulta importante su análisis con el geotermómetro Na-K-Ca, tanto para efectos comparativos, como por no contener mínimos cercanos a 1 mg/L.

Así entonces, a partir de los resultados geotermométricos de Puruándiro, obtenidos en la hoja de cálculo en Excel de Powell & Cumming (2010), se seleccionaron los geotermómetros catiónicos de mayor correlación en sus estimaciones de temperatura (Na-K-Ca, Na/K Giggenbach 1988 y K/Mg Giggenbach 1986), así como, dos geotermómetros de SiO_2 (calcedonia y cuarzo conductivos) por evidenciar (debido a sus menores valores) el proceso de dilución referido en los gráficos de las Figs. 126 y 127, que es posible se lleve a cabo en las aguas geotérmicas al ascender a la superficie y mezclarse con otras de carácter frío.

En cuanto a la geotermometría catiónica, las temperaturas de manantiales calculadas por el método K/Mg como aproximación al último equilibrio, comprenden de 87 a 107°C, lo cual es próximo al intervalo sugerido por Tello (1985) de 91 a 113°C, y permite vincular resultados similares adecuados respecto al reequilibrio de fluidos termales antes de llegar a la superficie. Para el geotermómetro Na/K de Giggenbach (1988), resultaron temperaturas a profundidad de 129 a 146°C, ubicándose dentro de los 129 a 167°C del mismo geotermómetro de autor desconocido empleado por Tello (1985).

A la vez, fueron obtenidas las estimaciones de 135 a 140°C en el gráfico Na-K-Mg (Fig. 130), y de ~127 a 145°C en el diagrama Na-K/Mg-Ca (Fig. 131), por lo que se considera que valores >155°C como ciertas estimaciones en el estudio de Tello (1985) pueden ya no ser representativas del fluido a profundidad de la Cabecera Municipal de Puruándiro. Este máximo térmico mencionado, además se sustenta con los resultados dados en esta ocasión por el sistema Na-K-Ca de 120 a 133°C, y de 100 a 146°C proporcionados por Tello (1985) para ese mismo método.

En contraste, los geotermómetros de sílice manifiestan temperaturas menores a los catiónicos, porque tienden a verse influenciados por el proceso de dilución entre el agua proveniente del reservorio geotérmico y la de tipo meteórico, por tanto, se considera como la temperatura estimada del último reequilibrio químico. En la Tabla 21 se presenta el conjunto de resultados obtenidos para los manantiales termales de la Cabecera Municipal de Puruándiro:

Tabla 21: Resultados de los geotermómetros catiónicos y silíceos empleados, mediante la hoja de cálculo en Excel de Powell & Cumming (2010). Para geotermómetros silíceos, concentración de SiO₂ calculada a partir de Si.

CLAVE DE CAMPO	Na-K-Ca	Na/K Giggenbach 1988	K/Mg Giggenbach 1986	Calcedonia conductiva	Cuarzo conductivo
	°C				
PU1	130	143	99	76	106
PU2	129	141	102	72	102
PU3	129	141	102	72	103
PU4	129	140	104	72	103
PU5	129	140	103	71	102
PU6	122	132	96	72	103
PU7	123	132	96	66	97
PU8	124	135	95	73	104
PU9	127	138	102	68	98
PU10	125	137	87	77	107
PU11	125	136	97	71	102
PU12	125	136	103	67	97
PU13	124	135	97	69	99
PU14	127	139	94	72	102
PU15	130	142	105	75	105
PU16	124	135	91	77	107
PU17	128	140	95	78	108
PU18	132	146	102	73	103
PU19	133	144	103	77	107
PU20	129	140	96	78	108
PU21	129	140	99	80	109
PU22	131	143	102	84	113
PU23	126	135	107	85	114
PU24	127	139	101	82	111
PU25	121	130	105	78	108
PU26	120	129	104	89	118
PU28	130	143	99	93	122
PU29	131	143	102	72	102
PU30	132	145	100	75	105
PU31	127	139	95	81	111
PU32	128	141	95	83	112

Al ser graficados los sitios muestreados en un esquema de concentración de sílice (SiO₂) vs. su temperatura (T) de descarga (Fig. 132), donde se incluyen también las curvas geotermométricas de sílice amorfa, cristobalita α y β , calcedonia, cuarzo conductivo y adiabático, resultan las emanaciones de mayor temperatura cercanas a la línea del geotermómetro de calcedonia, y las de mediana temperatura entre las de cristobalita α y β , por lo que en condiciones de temperatura intermedia de descarga el proceso de equilibrio es controlado por la cristobalita y en sitios de mayor termalismo por la calcedonia. Ello, hace referencia a que el sistema hidrotermal de Puruándiro es de mediana temperatura, al ser la calcedonia y cristobalita polimorfos de sílice que con frecuencia se forman a temperaturas de 120 a 180°C (Stimac et al., 2015).

En consecuencia, si a altas temperaturas de descarga (superficiales) el equilibrio está dado por la calcedonia, se interpreta que para estos sitios su último reequilibrio antes de llegar a la superficie debe estar controlado por la solubilidad del cuarzo adiabático (Fig. 132), al implicar mayor temperatura que la calcedonia y el resto de polimorfos de la sílice (Karingithi, 2009). Por su lado, los manantiales de mediana temperatura en superficie deben reequilibrarse en el subsuelo con la calcedonia, al corresponder a un mayor rango térmico que la cristobalita (Karingithi, 2009) y también el resto de polimorfos de la sílice; es decir que, a profundidad, cada conjunto de manifestaciones de mediana y alta temperatura de descarga puede encontrarse en último equilibrio con un respectivo polimorfo de la sílice de mayor rango termal que con el que se encuentran en superficie.

También como resultado de la geotermometría sílicea, en la Fig. 132 se observa que el cruce de las curvas de cuarzo conductivo y adiabático sugiere una temperatura de último reequilibrio a profundidad entre 101-112°C; y que la proyección de la mayor intersección de estas curvas de cuarzo hacia temperaturas menores (enfriamiento) donde igualmente cruce con otras curvas síliceas, indica el máximo intervalo de temperatura de descarga en Puruándiro, lo que confirma la estabilidad de las manifestaciones termales de alta temperatura de descarga con la calcedonia.

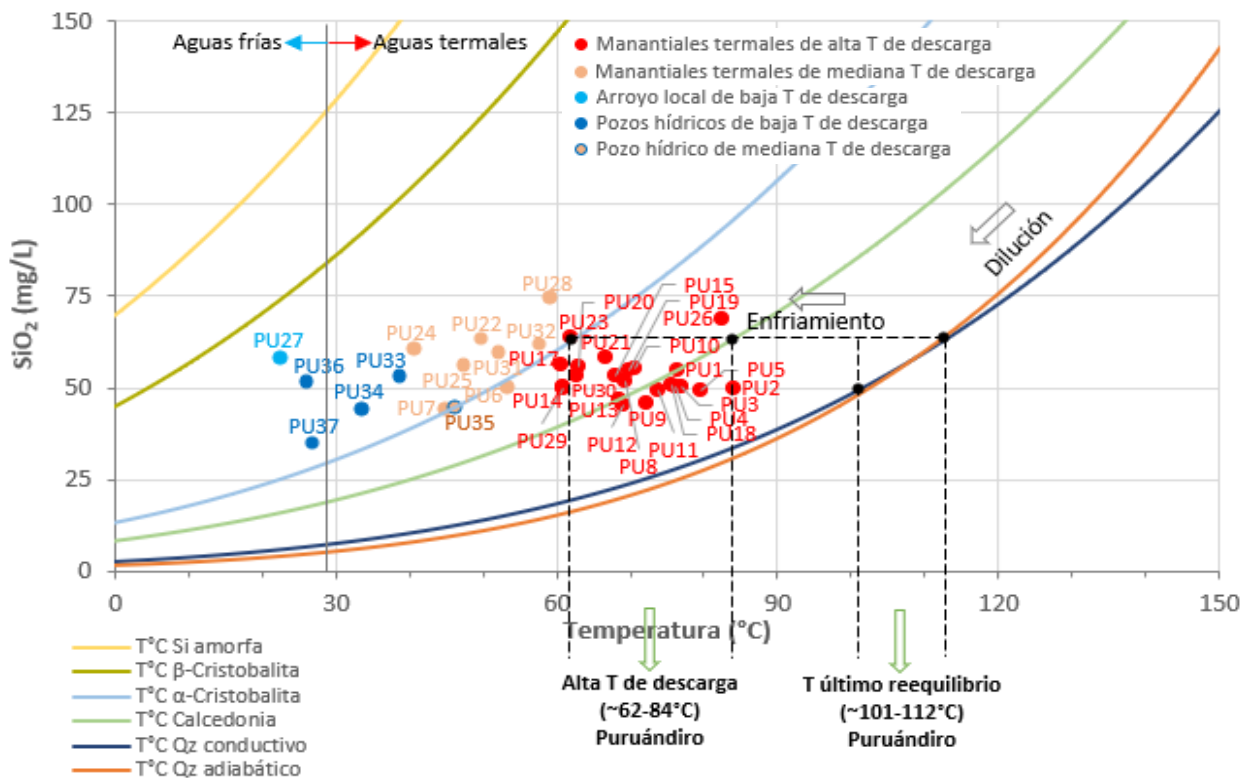


Fig. 132: Gráfico de la concentración de sílice en sitios muestreados, respecto a su temperatura de descarga, y curvas geotermométricas (solubilidad) de sílice amorfa, cristobalita, calcedonia y cuarzo.

Lo anterior, sustenta el hecho que la aplicación de geotermómetros silíceos en áreas hidrotermales de baja temperatura evidencia que el contenido de sílice está definido por la solubilidad de la calcedonia, con temperaturas aproximadas en 110°C o inferiores, y que superiores a 180°C la solubilidad del cuarzo condiciona la concentración de sílice en el agua. Por esta razón, es común el geotermómetro de cuarzo sea aplicado para las condiciones de un depósito termal mayor a 150°C. Sin embargo, en el intervalo de 110-180°C no se presentan diferencias de solubilidad entre las fases de calcedonia y cuarzo (MIE, 1985).

En la zona de estudio, al observarse en el diagrama de la Fig. 132 que los manantiales de mayor temperatura de descarga (una vez que han disminuido su temperatura hacia la superficie) se encuentran en equilibrio con la curva del geotermómetro de calcedonia, que los resultados de calcedonia conductiva (Tabla 21) son menores a 100-120°C, y los de cuarzo conductivo menores a 150°, se deduce entonces que pueden representar la temperatura un último reequilibrio por proceso de dilución como lo mencionan Karingithi (2009) y MIE (1985). Por lo tanto, el uso de los geotermómetros silíceos para las emanaciones de Puruándiro es viable para verificar el fenómeno de dilución y conocer con qué especies de sílice se encuentran en equilibrio los fluidos conforme ocurre el enfriamiento termal.

Adicionalmente, dados los resultados de la Tabla 21, y debido a que el equilibrio mineral del geotermómetro Na/K se reajusta de manera lenta en sistemas de mezcla, que lo hace menos sensible a procesos secundarios, se observa que tiende a arrojar un resultado poco sobreestimado en un estado de baja temperatura. Por su parte, dado que la tasa de equilibrio es más rápida en el sistema K/Mg, sus valores resultantes pueden reflejar condiciones más realistas debajo de 150°C en niveles más someros, y no sobre 250°C a una profundidad mayor como en el caso Na/K (Giggenbach, 1988). Por ende, aquellos resultados geotermométricos K/Mg en Puruándiro cercanos a 150°C, son considerados de importancia para aprovechamiento geotermal.

En síntesis, al distinguirse un estado de equilibrio parcial en las manifestaciones termales de Puruándiro (Fig. 130), es posible llevar a cabo cálculos geotermométricos, que en este caso los de sílice reflejan un proceso de dilución y último reequilibrio de ~101-112°C antes de llegar los fluidos termales a superficie. Además, dado que el método Na/K es empleado con frecuencia en sistemas de alta temperatura, los resultados del geotermómetro K/Mg se consideran como los mínimos más aceptables del reservorio hidrotermal (también aproximación de último reequilibrio), que van de 87 a 107°C. Esto último, debido a lo propuesto por el diagrama Na-K/Mg-Ca (Fig. 131), con una estimación de yacimiento termal de ~127 a 145°C, y por el sistema Na-K-Mg (Fig. 130) con 135-140°C calculados.

5.6.2 Geotermometría Multicomponente

Con la intención de comparar los resultados de geotermometría catiónica y de sílice, se calcularon índices de saturación (IS) mineral y se graficaron con respecto a la temperatura de ciertos sitios muestreados, en donde es posible apreciar las temperaturas a las que algunos minerales se encuentran en estado de equilibrio (valores de IS entre -0.5 a 0.5). Para este propósito, se elaboraron gráficos bidimensionales de puntos seleccionados, que fueron los manantiales PU2 (84.1°C), PU5 (79.7°C), PU26 (82.5°C) y PU30 (62.6°C) por ser los de mayor temperatura de descarga en el conjunto de emanaciones contiguas al Balneario Los Arcos y detrás del Rastro Municipal, respectivamente; así como PU6 (53.1°C) y PU28 (59.0°C) por ser los de mayor valor dentro de la categoría de mediana temperatura (40-60°C) también de cada conjunto respectivo de manifestaciones.

Para seleccionar los minerales a considerar, se tomó en cuenta la petrografía analizada del área estudiada (apartado 4.3, pág. 77), con el objetivo de representar la mineralogía propicia de formarse en las condiciones locales, a la par que se consideraron los minerales sugeridos por Palmer et al. (2015) y Olguín-Martínez (2022) para aplicación de este método de geotermometría multicomponente. Se consideraron los valores de temperatura de 30, 60, 90, 120, 150 y 180°C, al comprender el rango máximo obtenido por geotermometría catiónica y de sílice.

Al haber sido procesados los datos hidrogeoquímicos de las manifestaciones termales indicadas, se obtuvo para cada caso el listado de especies químicas en el medio acuoso subterráneo, así como los índices de saturación de las distintas fases minerales viables a presentarse. Se encontraron fases de manera subsaturada (IS<0) (solución mineral), en equilibrio (IS=0) y sobresaturada (IS>0) (precipitación mineral) en cada simulación térmica de los 30 a 180°C mencionados, lo cual se muestra en los diagramas de la Fig. 133.

El primer gráfico, perteneciente al manantial PU2 (Fig. 133a), cercano al Balneario Los Arcos y de mayor temperatura de descarga (84.1°C) de las emanaciones muestreadas, permite observar que dentro del estado de equilibrio (IS: -0.5 a 0.5) (recuadro negro punteado) existe un cruce entre las curvas de calcedonia con feldespatos K a 78°C, que es cercano al valor de 72°C obtenido en el geotermómetro de calcedonia conductiva (Tabla 22), que como se ha mencionado, refleja un proceso de dilución.

Respecto a la manifestación termal PU5 (Fig. 133b), la segunda con mayor temperatura de descarga (79.7°C) del conjunto aledaño al Balneario Los Arcos, y tercera más alta del total de manantiales registrados, su gráfico muestra intersección entre la cristobalita y la albita a 77°C, próxima a los 71°C

del geotermómetro de calcedonia conductiva. Otro punto en 103°C entre el feldespato K y la cristobalita, concuerda con los 102°C del geotermómetro de cuarzo conductivo. Finalmente, el encuentro de diópsido con calcedonia en 127°C se asemeja a los 129°C del sistema Na-K-Ca.

Para la emanación PU6 (Fig. 133c), la de mayor temperatura media de descarga (53.1°C) próxima al Balneario Los Arcos, se detecta cruce de la albita con la cristobalita a 69°C, relacionado a los 72°C del geotermómetro de calcedonia conductiva por efecto de dilución. Otra intersección sucede entre los minerales calcedonia y diópsido a 105°C, que sugiere similitud con los 103°C obtenidos por geotermometría de cuarzo conductivo; así como entre diópsido y cristobalita a 102°C, cercanos a la temperatura de 96°C proporcionada por el geotermómetro K/Mg.

En cuanto al manantial PU26 (Fig. 133d), el de mayor temperatura de descarga detrás del Rastro Municipal (82.5°C) y segundo de todos los estudiados, exhibe un encuentro en las curvas de saturación de la albita y feldespato K a 114°C, al que se le encuentra concordancia con los 118°C estimados por el geotermómetro de cuarzo conductivo.

El sitio PU28 (Fig. 133e), de mayor temperatura media de descarga (59.0°C) del conjunto cercano al Rastro Municipal, presenta una concurrencia en las líneas de calcita y calcedonia a 91°C, que refiere al valor de 93°C del geotermómetro de calcedonia conductiva. Otra intersección entre las curvas de calcita y feldespato K a 106°C, se aproxima a los 99°C del geotermómetro K/Mg; así como el punto común entre la calcedonia, feldespato K y albita a 121°C puede representar los 122°C del geotermómetro de cuarzo conductivo, o los 128°C que se aproximan a los 130°C del sistema Na-K-Ca. Finalmente, el cruce de la albita con calcedonia entre 135 a 144°C, puede asemejarse a los 143°C del cálculo Na/K.

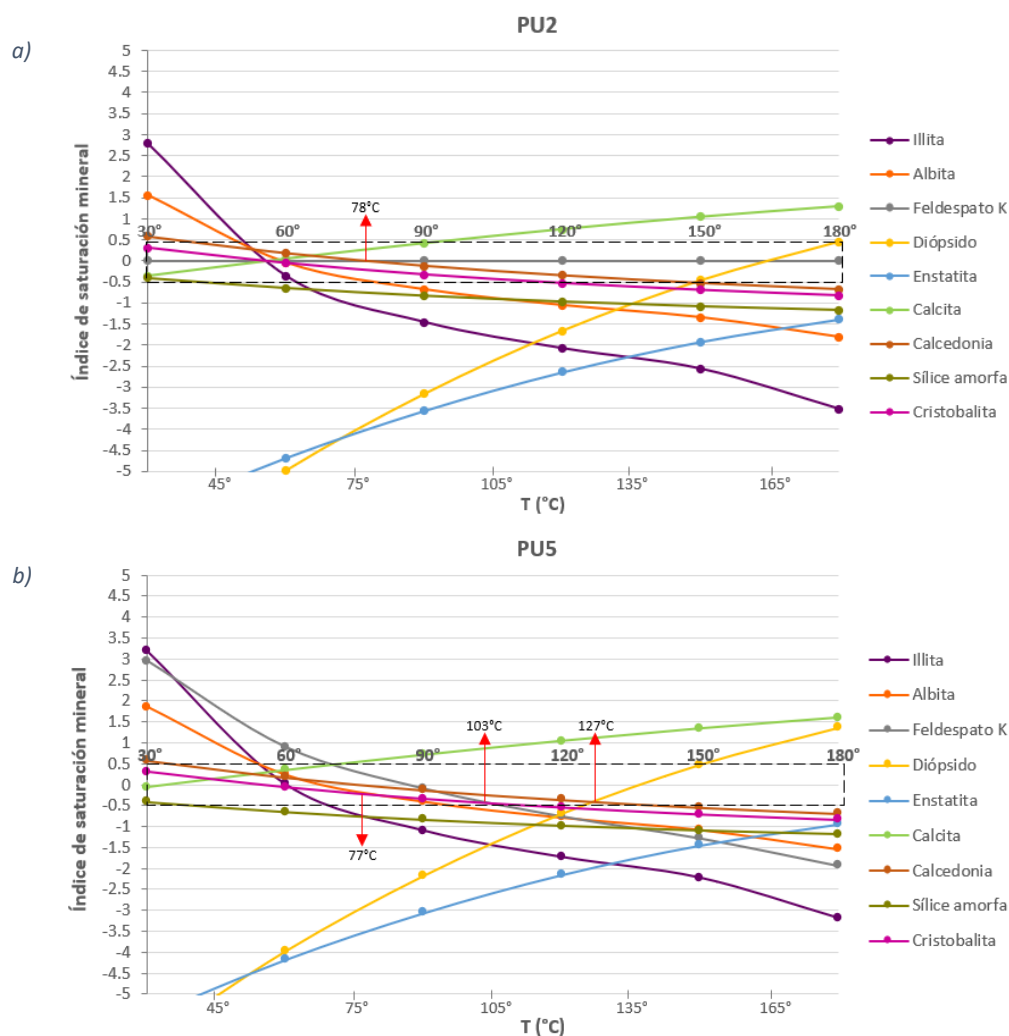
Para finalizar, en el caso del manantial PU30 (Fig. 133f) con la segunda mayor temperatura de descarga (62.6°C) del grupo del Rastro Municipal, se aprecia la confluencia de calcedonia e illita a 75°C, que resulta igual a los 75°C de la geotermometría de calcedonia conductiva; de calcedonia con feldespato K a los 99°C, próximo a los 105°C obtenidos para cuarzo conductivo; y de la misma manera la concurrencia de diópsido con feldespato K en 105.5°C, que hace alusión a los 100°C resultantes en el método K/Mg.

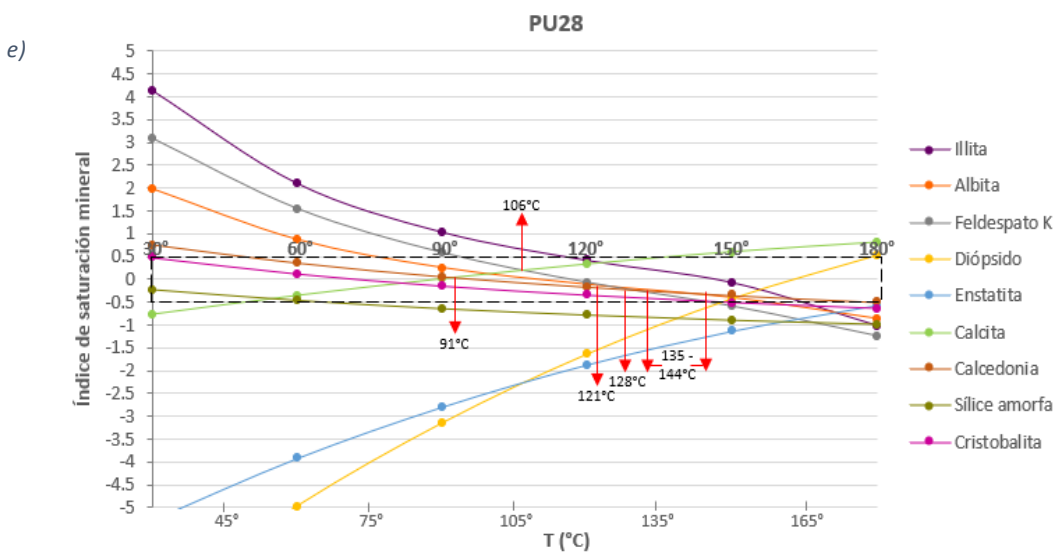
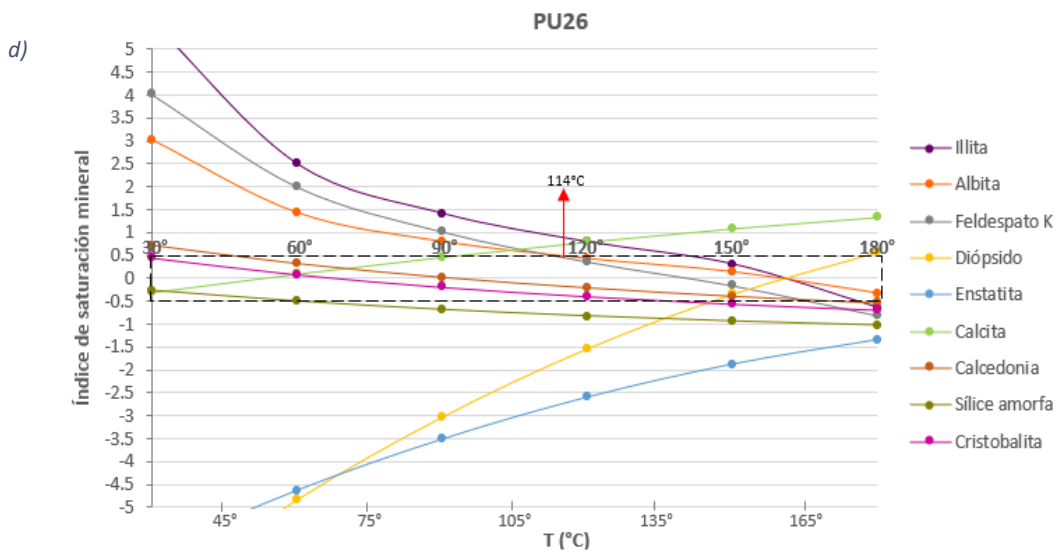
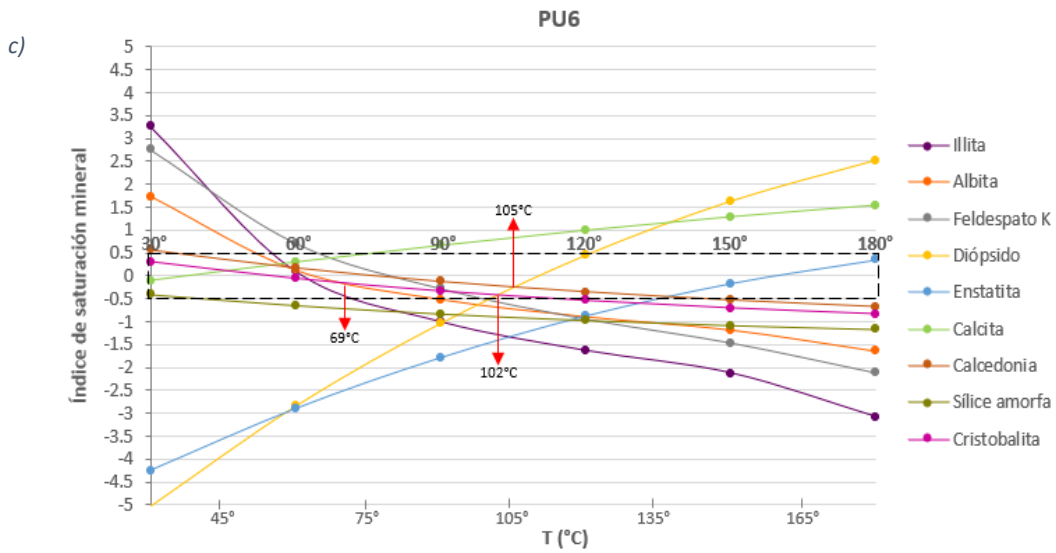
Con lo anterior, se distingue que los manantiales cercanos al Balneario Los Arcos, a pesar de tener por lo general temperaturas de descarga y resto de parámetros fisicoquímicos (indicadores de termalismo) más altos a los de la parte del Rastro Municipal (Tabla 12), resultan con estimaciones geotermométricas multicomponente y catiónicas de cada tipo similares entre sí (Tabla 21, Fig. 133), lo que sugiere que a profundidad los fluidos termales se encuentren con las mismas características de origen, y que las

particularidades superficiales de las zonas, vías de transporte o ascenso termal pudieran establecer la diferencia en las temperaturas de descarga y parámetros fisicoquímicos mostrados.

De igual manera, a partir de los resultados de los métodos de estimación termal, se observa que en tres ocasiones (de un total de seis emanaciones termales comparadas) se obtuvieron temperaturas semejantes entre el método catiónico K/Mg y el multicomponente; en dos casos esta similitud ocurrió con el sistema Na-K-Ca; y en una con el de Na/K. Ello puede estar relacionado a que como se revisó en la sección de geotermometría catiónica, el método K/Mg se considera de confiabilidad para sistemas hidrotermales de baja y mediana temperatura como es el caso de Puruándiro.

No obstante, los menores resultados geotermométricos multicomponente, son los que más veces se correlacionan en mineralogía con los geotermómetros silíceos de calcedonia y cuarzo conductivos, y que también coinciden en sus valores entre la zona del Balneario Los Arcos y Rastro Municipal, lo que asimismo refleja el fenómeno de dilución y último equilibrio de los fluidos termales antes de arribar a la superficie, y sugiere que este proceso hidrogeoquímico ocurre en temperaturas similares entre ambas áreas termales de Puruándiro.





f)

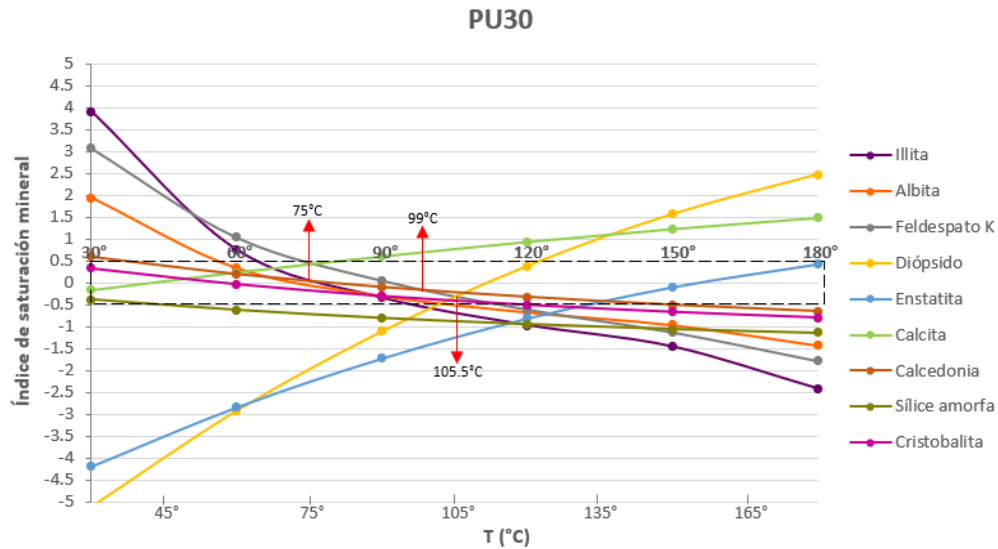


Fig. 133: Índices de saturación (IS) de minerales en muestras de la zona de estudio vs. T de equilibrio de su formación, que sugiere la temperatura de reservorio hidrotermal para manantiales seleccionados.

En recapitulación, además de las diversas semejanzas entre la geotermometría sílicea y multicomponente, se obtiene un empalme aceptable entre la vía geotermométrica catiónica y multicomponente en los valores de: 127-129°C del sitio PU5; de 102-96°C en PU6; 106-99°C, 128-130°C y 144-143°C en PU28; y 105.5-105°C en PU30, por asemejarse al geotermómetro K/Mg (aproximación de último reequilibrio) de 87 a 107°C, a los 135-140°C del diagrama Na-K-Mg (Fig. 130) y a los ~127 a 145°C del gráfico Na-K/Mg-Ca (Fig. 131). Ello en conjunto, ayuda a confirmar la correspondencia de ambos métodos de estimación termal.

Visualizados estos diagramas de índices de saturación, cabe mencionar que debido a que los cationes Ca^{2+} y Mg^{2+} se encuentran en bajas proporciones en fluidos termales por su tendencia a precipitar ante el incremento de temperatura (Nicholson, 1993), es que los datos de índices de saturación de Puruándiro, de minerales que contienen en su fórmula química las componentes cálcica (en calcita, diópsido) y magnésica (en enstatita, diópsido), son principalmente mayores a 0 o tendientes a serlo, lo que indica un comportamiento de precipitación mineral, tras haberse saturado el fluido.

5.6.3 Mineralogía de Alteración Hidrotermal

Al distinguirse a través del análisis petrográfico y de difracción de rayos X (DRX), las alteraciones hidrotermales que poseen las muestras de roca recolectadas en trabajo de campo cercanas a las manifestaciones termales bajo estudio, es necesario conocer el origen de ellas, lo que implica su formación en cuanto al ambiente termal, y el rango térmico en el que suelen ocurrir.

La calcita hidrotermal (CaCO_3) (muestras P22-1A, P22-1B y P22-1D) está presente en ambientes alcalinos (Henley & Ellis, 1983), como sucede en zona de estudio de Puruándiro cuyos fluidos exhiben valores de pH principalmente de 7.5 a 8.66). En la bibliografía se reporta que la depositación de calcita ocurre en un intervalo amplio de temperatura ($\sim 50 - >360^\circ\text{C}$) (Hedenquist et al., 2000) (Fig. 134, recuadro guinda), que está principalmente asociada a cuarzo, illita y esmectita, consiste en un mineral indicador de alteración hidrotermal propilítica (en bordes de pórfidos cupríferos) y argílica (en depósitos epitermales de baja sulfuración), rellena espacios cristalinos y reemplaza a minerales enriquecidos en calcio como plagioclasas cálcicas (Geologiaweb, 2022). Este fenómeno de reemplazo se observa en las muestras analizadas, que contener plagioclasas tipo andesina y labradorita poseen una componente cálcica sustituible.

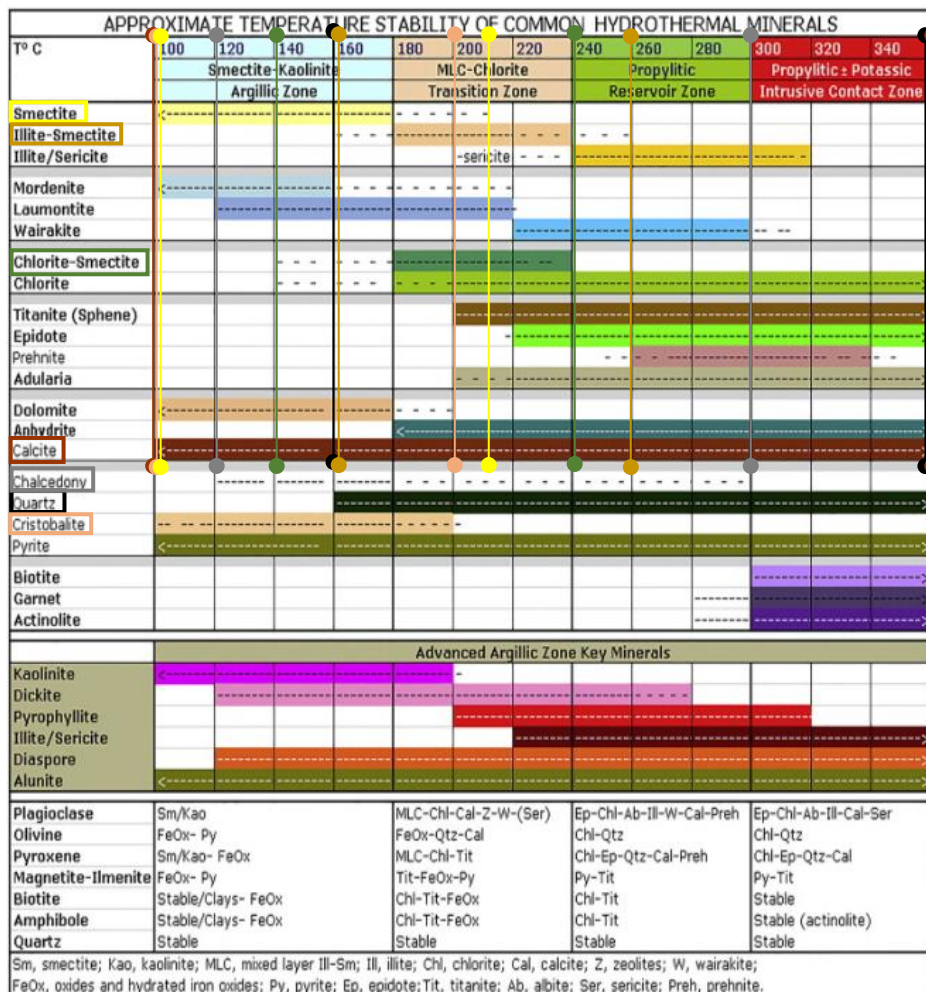


Fig. 134: Resumen de conjuntos de alteración hidrotermal y estabilidad térmica de minerales comunes en sistemas geotérmicos. Los productos de alteración típicos de los principales minerales ígneos, se muestran para las zonas de alteración dominante (Stimac et al., 2015).

Por otro lado, la alteración de sílice amorfa (identificada en las muestras P22-1A, P22-1C, P22-5, P22-7 y P22-8), se forma en ambientes de pH neutro (Henley & Ellis, 1983), como se encuentra en la zona de

estudio con valores pH de 7.06 a 7.5, y se presenta en un rango amplio de temperaturas (160 - >360°C) (Stimac et al., 2015) (Fig. 134, recuadro negro).

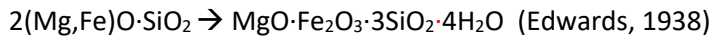
Este tipo de mineralización, se debe que conforme la temperatura del magma disminuye y cristalizan otros minerales, el líquido remanente consiste en cuarzo y agua, cuya solución por lo general fluye a través de grietas o fracturas de las rocas circundantes, donde se enfría y comienza a solidificarse de forma rápida. Por consiguiente, la sílice amorfa suele estar asociada a depósitos minerales en filones o vetas hidrotermales (Geologiaweb, 2021b), como se observó en el análisis petrográfico (pág. 77) de las muestras rocosas colectadas en la zona de Puruándiro.

Otro de los polimorfos del cuarzo identificado en las muestras P22-1A, P22-1C y P22-1D, es la cristobalita; mineral secundario cuya génesis está relacionada a la actividad volcánica y se encuentra casi exclusivamente en rocas ígneas riolíticas, andesíticas y basálticas, en las que se manifiesta como agregados de cuarzo microcristalino (diminutos cristales). Como resultado, suele formarse en vesículas, cavidades o espacios ocupados por gases calientes en algún momento en las rocas huésped, lo cual es una prueba que se forma en una última etapa de mineralización (Kerr, 1965), y por lo tanto, se podría relacionar más a los eventos volcánicos recientes de Puruándiro. Ocurre también en ambientes de pH neutro (Henley & Ellis, 1983) y en un intervalo bajo de temperaturas (100 - 200°C, comúnmente de 120 a 180°C) (Stimac et al., 2015) (Fig. 134, recuadro durazno).

En cuanto a la calcedonia (muestra P22-1A), es un mineral perteneciente a la familia del cuarzo y una variedad criptocristalina (textura de cristales diminutos). Su origen hidrotermal se asocia a diferentes tipos de vetas metalíferas (Kerr, 1965), en donde aparece como relleno de cavidades o fracturas en rocas ígneas y sedimentarias, o como cubierta de otros minerales formados con anterioridad (Región de Murcia, 2018). Se deposita como mineral secundario a partir de soluciones acuosas saturadas en sílice, a manera de estratos, incrustaciones, concreciones o estalactitas (Kerr, 1965). Al ser una variante morfológica del cuarzo tiene la misma composición que éste, y se asocia a un entorno de pH neutro (Henley & Ellis, 1983). Su rango de ocurrencia termal es frecuente de 120 - 180°C, y con menor presencia de 180 - 300°C (Stimac et al., 2015) (Fig. 134, recuadro gris).

Referente al mineral secundario de iddingsita (identificado en todas las muestras petrográficas, excepto P22-7 y P22-8), se conoce que es un agregado policristalino de aspecto marrón rojizo, compuesto por una mezcla de arcillas del grupo de la esmectita y clorita con goetita/hematita, que aparece por alteración de olivino ((Mg,Fe)₂SiO₄), y suele presentarse en bordes o fracturas de este mineral ferromagnesiano (Universidad Complutense de Madrid, 2015). Con la meteorización del olivino en

presencia de agua se forma la iddingsita, o durante el enfriamiento final de la lava a partir de reacción entre gases, agua y olivino, para lo cual el magma del que se origina debe ser rico en vapor de agua (Smith et al., 1987):



Las condiciones de alteración de olivino a iddingsita, son ambientes altamente oxidantes, de baja presión y temperatura de intermedia a alta (por encima de 700°C que podría solidificar el olivino, y por debajo de 1200°C que causaría una reorganización estructural por fusión) (Edwards, 1938). La ocurrencia geológica de la iddingsita se limita a rocas extrusivas básicas como basaltos, o subvolcánicas por inyección de magma cerca de la superficie. Otra de sus características es que, al transformarse de manera constante, no tiene estructura ni composición definidas; como consecuencia, su fórmula química aproximada es $\text{MgO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3\cdot 3\text{SiO}_2\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, donde el MgO puede ser sustituido por CaO, además que a lo largo del proceso de alteración del olivino disminuyen el SiO_2 , FeO y MgO, con un aumento de Al_2O_3 y H_2O (Smith et al., 1987).

Dado que la iddingsita es una mezcla principal de arcillas de la esmectita, clorita y goetita/hematita, resulta factible tener un acercamiento a su entorno de pH a partir de la alteración conjunta de clorita/esmectita encontrada en la Fig. 134, que puede ocurrir en condiciones de pH neutro, pero poco mayor que en el caso del cuarzo (Henley & Ellis, 1983). En cuanto al rango de ocurrencia termal, es posible obtener un panorama de formación de 140 - 240°C, sobre todo de 180 - 220°C. (Stimac et al., 2015) (Fig. 134, recuadro verde).

De igual modo, en la Fig. 134, se encuentran las arcillas esmectita e illita-esmectita, detectadas por medio de Difracción de Rayos X. Estos tipos de arcillas, son comunes en ambientes geotérmicos o hidrotermales, como producto de alteración y, por ende, a manera de minerales secundarios, principalmente en condiciones de 50 a 150°C, con presencia de fluidos neutros y ácidos, en rocas de composición química toleítica, calco-alcalina, silícica y siliciclástica (Palmer et al., 2015).

La esmectita, aunque se encuentra sugerida por el análisis de roca total para todas las muestras examinadas (P22-1B, P22-1C, P22-4, P22-5 y P22-7), es en las muestras P22-1C, P22-5 y P22-7 donde predomina y en la P22-4 se encuentra sólo a manera de trazas. La esmectita, se encuentra en ambientes de pH neutro (Henley & Ellis, 1983) e intervalo térmico medio de formación (principalmente ~50 - 180°C, o bien, ~50 - 215°C) (Stimac et al., 2015) (Fig. 134, recuadro amarillo). Esta arcilla, de forma común se encuentra en rocas alteradas volcánicas y sedimentarias como un mineral de reemplazo o en ocasiones

como relleno de espacios abiertos, dado que se forma en presencia de fluidos hidrotermales relativamente fríos, por ser más estable hasta los 140 o 180°C (Fig. 134), y tanto en fluidos neutros como ácidos. En consecuencia, el grupo de la esmectita se encuentra por lo general, encima o adyacente a la mineralización de depósitos epitermales (Geologiaweb, 2021c).

También fueron identificados algunos interestratificados de illita-esmectita en las muestras P22-1C, P22-4 y P22-5. Esta combinación arcillosa, se forma en un ambiente de pH neutro (Henley & Ellis, 1983) y a un rango de temperatura pequeño de 180 - 220°C, o en menores ocasiones de 160 - 260°C (Stimac et al., 2015) (Fig. 134, recuadro pardo).

La illita-esmectita, se forma durante la diagénesis influenciada por termalismo, en donde se producen reacciones que afectan a los filosilicatos como la illita y materia orgánica; al igual que se dan diferentes reorganizaciones estructurales en la esmectita, como el aumento de carga, y la adsorción y fijación de K⁺ que lleva a la formación de capas de illita entrelazada en interestratificados de illita-esmectita (Huertas et al., 2022), siendo una asociación arcillosa que prevalece a temperaturas mayores (180 - 220°C) (Fig. 134, recuadro pardo), en comparación a las temperaturas de estabilidad de la esmectita antes indicada (~50 - 180°C) (Fig. 134, recuadro amarillo).

Se detectó además, la presencia de la esmectita tipo montmorillonita en las muestras P22-5 y P22-7. Este filosilicato, se forma también a pH neutro (Henley & Ellis, 1983); mientras que su temperatura de ocurrencia es poco variable (100 - 160°C) (Hedenquist et al., 2000). Ello ocurre a través de la alteración de minerales ferromagnesianos y silicatos de rocas ígneas básicas (como andesitas-basálticas de zona de estudio), en condiciones alcalinas (Schlumberger Energy Glossary, 2022)., aunado a que una vez formada, tiene la propiedad de expandirse en contacto con agua (Kerr, 1965).

En cuanto a la illita y caolinita, encontradas en las muestras P22-1C y P22-4 en roca total, éstas no se consideran de alteración hidrotermal en la zona de estudio, dado que no fueron obtenidas ante calentamiento de 550°C en el equipo empleado.

Con lo anterior, y a través de la Fig. 134 se distingue que el total de alteraciones minerales detectadas en la zona de estudio coinciden entre sí en un rango térmico de formación de 160 a 200°C; sin embargo, varias de ellas se observan en los márgenes termales más bajos, por ser en los que se presentan con mayor frecuencia, como la esmectita, calcedonia y cristobalita, que son alteraciones que coinciden en cierto punto con minerales de alteración de un intervalo de temperatura poco mayor como illita-esmectita y clorita-esmectita (componentes de la iddingsita).

Debido a que las alteraciones de calcita y cuarzo (por sílice amorfa) pueden formarse bajo un amplio espectro termal (~50 - >360°C y 160 - >360°C, respectivamente; Fig. 134), se consideran las temperaturas bajas e intermedias de estas mineralizaciones como las que coinciden con el resto de las alteraciones hidrotermales de las muestras rocosas de estudio. Este mayor empalme térmico entre ~50 - 160°C se distingue en la Fig. 134, y comprende el mínimo rango de temperatura dado por el geotermómetro K/Mg de 87 a 107°C (Tabla 21), los 135-140°C del esquema Na-K-Mg (Fig. 130), ~127 a 145°C del diagrama Na-K/Mg-Ca (Fig. 131), y los 127, 102, 106, 128 y 144°C detectados por geotermometría multicomponente.

Por último, si bien en este estudio se reconoce el proceso de dilución y reequilibrio de ~101-112°C (Fig. 132), que el autor Tello (1985) también detecta en las emanaciones de Puruándiro por mezcla con aguas someras de origen meteórico, Jácome et al. (2021) no lo manifiesta debido a que sugiere una temperatura promedio de 100°C como la existente en el sistema a profundidad, y a que su estudio principalmente se encuentra enfocado al ámbito geopatrimonial e identidad en la población. Sin embargo, en esta ocasión se plantea un rango de 125 a 145°C del fluido termal aún sin dilución, una vez analizadas y conjuntadas las tres metodologías expuestas de estimación (Geotermometría Catiónica y de Sílice, Multicomponente, y Mineralogía de Alteración Hidrotermal).

5.7 Esquemas geohidrológico-hidrotermales

De acuerdo con la geología registrada en campo, detallada en cuanto a la unidad andesítica-basáltica (mapa de Fig. 69, pág. 76); así como con la geología señalada por SGM (1999) y CONAGUA (2020) (mapa de Fig. 5, pág. 21), los datos litológicos de pozo, el contexto geohidrológico, y por medio de secciones transversales, se muestra el funcionamiento del sistema geológico-hidrotermal. Los perfiles A-A' (Fig. 136) y B-B' (Fig. 137) se trazaron de manera estratégica sobre el mapa geológico conjuntado (Fig. 135), para comprender los elementos que componen dicho sistema en Puruándiro.

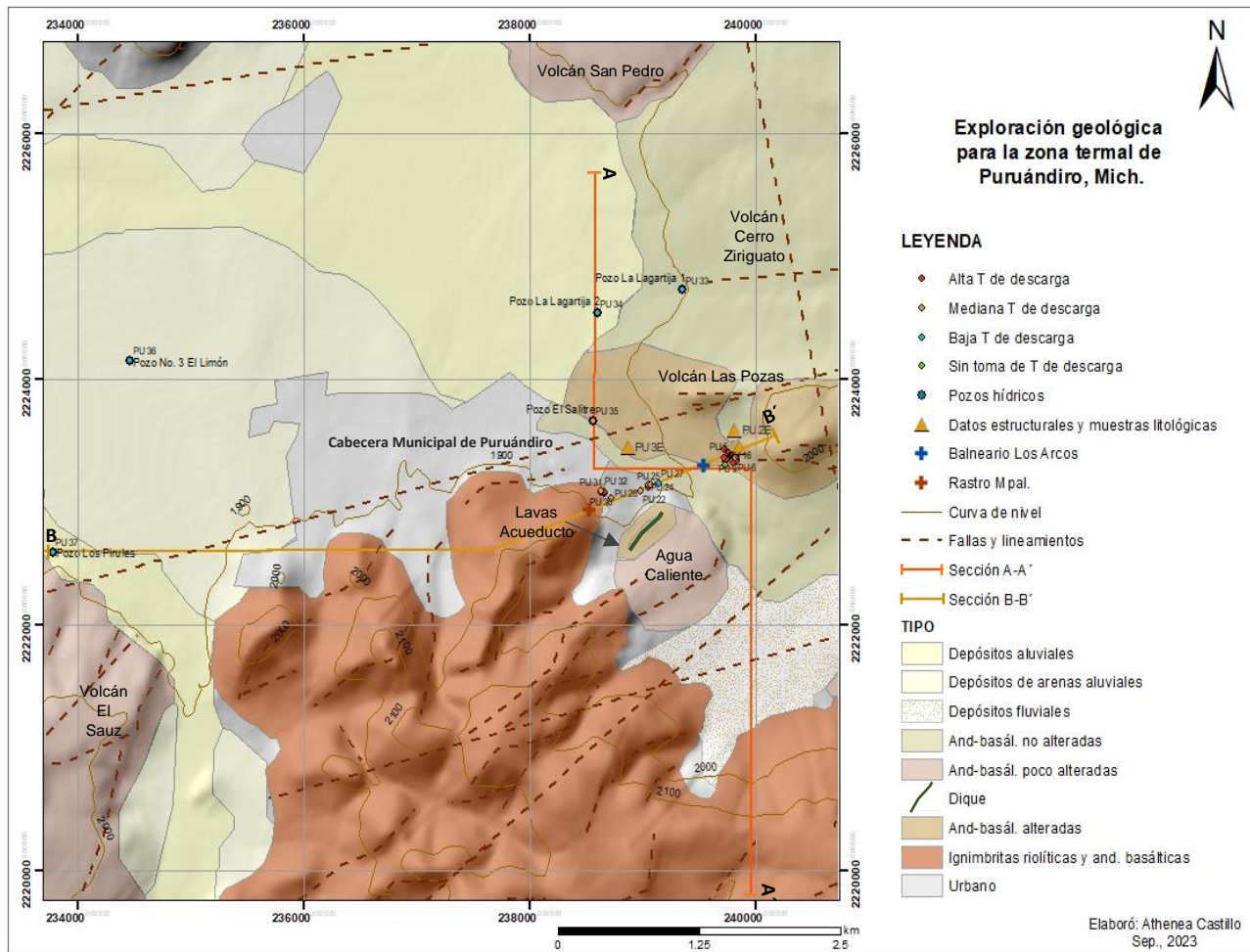


Fig. 135: Mapa geológico del área de estudio, modificado de SMG (1999) con secciones A-A' y B-B'. Sitios de muestreo hidrogeoquímico, divididos por temperatura de descarga y correspondientes a manantiales termal, pozos hídricos y arroyo local.

Sección A-A':

Consiste de un perfil compuesto orientado de manera general N-S (Fig. 136), que en su mayoría se encuentra dentro de la Microcuenca de Puruándiro (definida en apartado 4.1 de Hidrografía y microcuenca, pág. 68, Fig. 59). Se elaboró a escala de acuerdo a datos provistos por la Oficina de Agua Potable y Alcantarillado, respecto a la profundidad de los pozos hídricos, y con referencia a las litologías perforadas por el Pozo El Limón, debido a su cercanía con la presente sección A-A'.

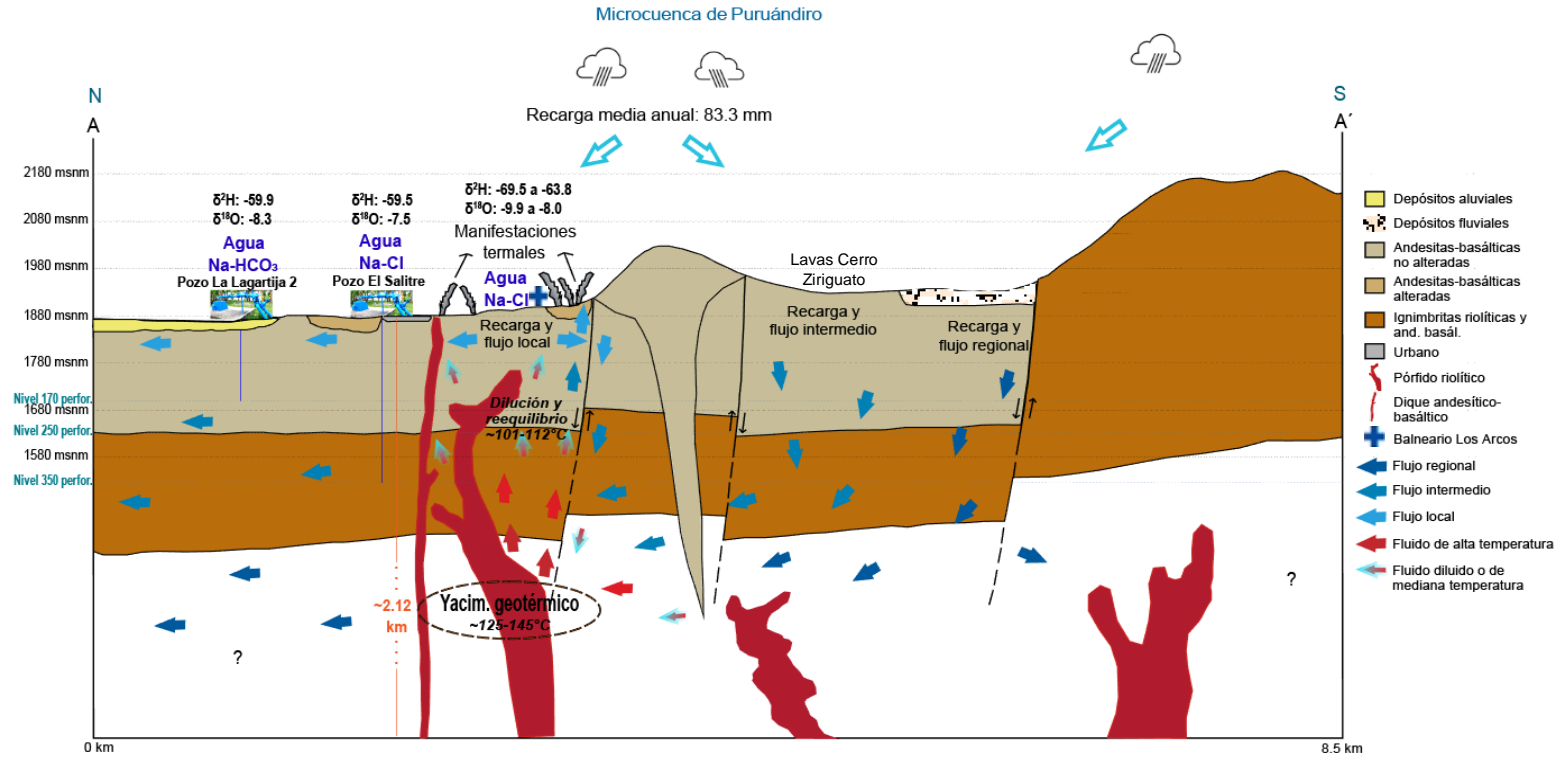


Fig. 136: Sección A-A' que consiste en el modelo conceptual geohidrológico-hidrotermal de la Cabecera Municipal de Puruándiro, con datos de perforación (Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V., 2020), profundidad total de pozos hídricos (Oficina de Agua Potable y Alcantarillado de Puruándiro), y espesores estimados de las unidades geológicas (CONAGUA, 2020).

Recarga hídrica:

Se piensa que la recarga hídrica en esta parte de la región ocurre desde los conos andesítico-basálticos y riolíticos, por ser los altos topográficos a partir de los cuales ocurre la escorrentía por precipitación, es decir, que principalmente ello sucede de S a N, como es mencionado por (CONAGUA, 2020), razón por la que en este perfil esquemático se señala en su mayoría el flujo regional en tal sentido (flechas color azul marino en Fig. 136). La infiltración al subsuelo de dicha precipitación, se ve favorecida por la presencia de fallas normales generadas a partir de las estructuras de los conos volcánicos, lo cual debe contribuir de manera importante al continuo aporte del recurso hídrico a profundidad. El ángulo de inclinación de las fallas, se trazó de acuerdo con la información geológico-estructural de investigaciones realizadas en los alrededores de Puruándiro por Avellán

et al., 2020 y Trujillo et al., 2022, donde se esquematizan este tipo de estructuras con poco ángulo a partir de la verticalidad y con una profundidad promedio de 400 m, por tratarse de fallas que afectan a unidades ígneas jóvenes. Para ello, también se consideró el ángulo de inclinación de 90° del dique registrado en el área de estudio en el punto PU3E (Tabla 8), dado que los cuerpos intrusivos de este tipo son indicadores de fallas y fracturas, por ser éstas los conductos a partir de los cuales afloran en superficie.

Roca transmisora de calor, roca sello y roca almacén:

La sección A-A', así como la posterior B-B', muestran las unidades litológicas, de la más antigua a la más reciente, de ignimbritas riolíticas (no cortada por pozos hídricos de CONAGUA), basaltos (cortada por el pozo El Limón de Perfoconstrucciones Corvi, S. A. de C.V. (2020), con un espesor mínimo de 160 m, por profundidad de 90 a 250 m por máximo perforado), fluvial (no cortada por pozos de CONAGUA), y aluvial (cortada por el pozo El Limón, con un espesor de 90 m, por profundidad de la superficie a 90 m).

De acuerdo también con el contexto ígneo dominante de la región (Mioceno-reciente) y los diques registrados en Puruándiro, se considera que la roca transmisora de calor del sistema geotérmico puede consistir en cuerpos intrusivos de este origen litológico. La roca almacén del acuífero caliente puede consistir en una roca ígnea porosa subyacente a las ignimbritas riolíticas de hace 23.7 Ma (inicios Mioceno) que tan sólo alcanzan ~500 m de espesor (CONAGUA, 2020), o en el pórfido riolítico (SGM, GeoInfoMex, 2023), de mayor edad (Oligoceno) y profundidad que éstas, además de su buena porosidad de 20 a 40% (Servicio Nacional de Estudios Territoriales, 2002); y la roca sello en las andesitas-basálticas de la parte superior del sistema, que son considerados de permeabilidad media por (CONAGUA, 2020).

Sección B-B':

Consiste en un perfil compuesto orientado de manera general con dirección W-NE (Fig. 137), que inicia en el pozo Los Pirules. El corte transversal de la sección, permite observar que las manifestaciones termales se encuentran en una estructura tipo semigraben (depresión tectónica), delimitada por fallas normales que deben favorecer el ascenso del recurso hidrotermal a la superficie, así como la recarga de agua meteórica hacia el subsuelo. Respecto a ello, se aprecia que la recarga hídrica también puede suceder a partir de los conos andesítico-basálticos en dirección NE-W, y riolíticos en W-NE y también NE-W, por ser los altos topográficos de donde comienza la escorrentía por precipitación.

Cabe destacar, que el dato estructural PU1E de falla normal medido en campo en sep-2022 a través de

una horizontal de plano de falla con medición de ángulo pitch de 67° (Tabla 8), coincide de manera precisa en su ubicación con lo observado geomorfológica y estructuralmente a través del perfil B-B', al ser aspectos que sugieren de forma clara la presencia de fallamiento tipo normal en dicho punto.

En ambas secciones (A-A' y B-B'), fue dibujado un dique que llega a superficie, en representación del sitio estructural PU3E de campo (Tabla 8) cercano al extremo Este de la zona urbana, que pertenece a datos de dique y se encuentra próximo al trazo de estas secciones (mapa de Fig. 135): a unos 136 m al Norte de la A-A' y a 357 m aproximadamente de la B-B'. En consecuencia, al haber sido encontrado este tipo de cuerpo intrusivo, se infiere debió haber sido una zona de debilidad y alimentado una erupción en tal ubicación.

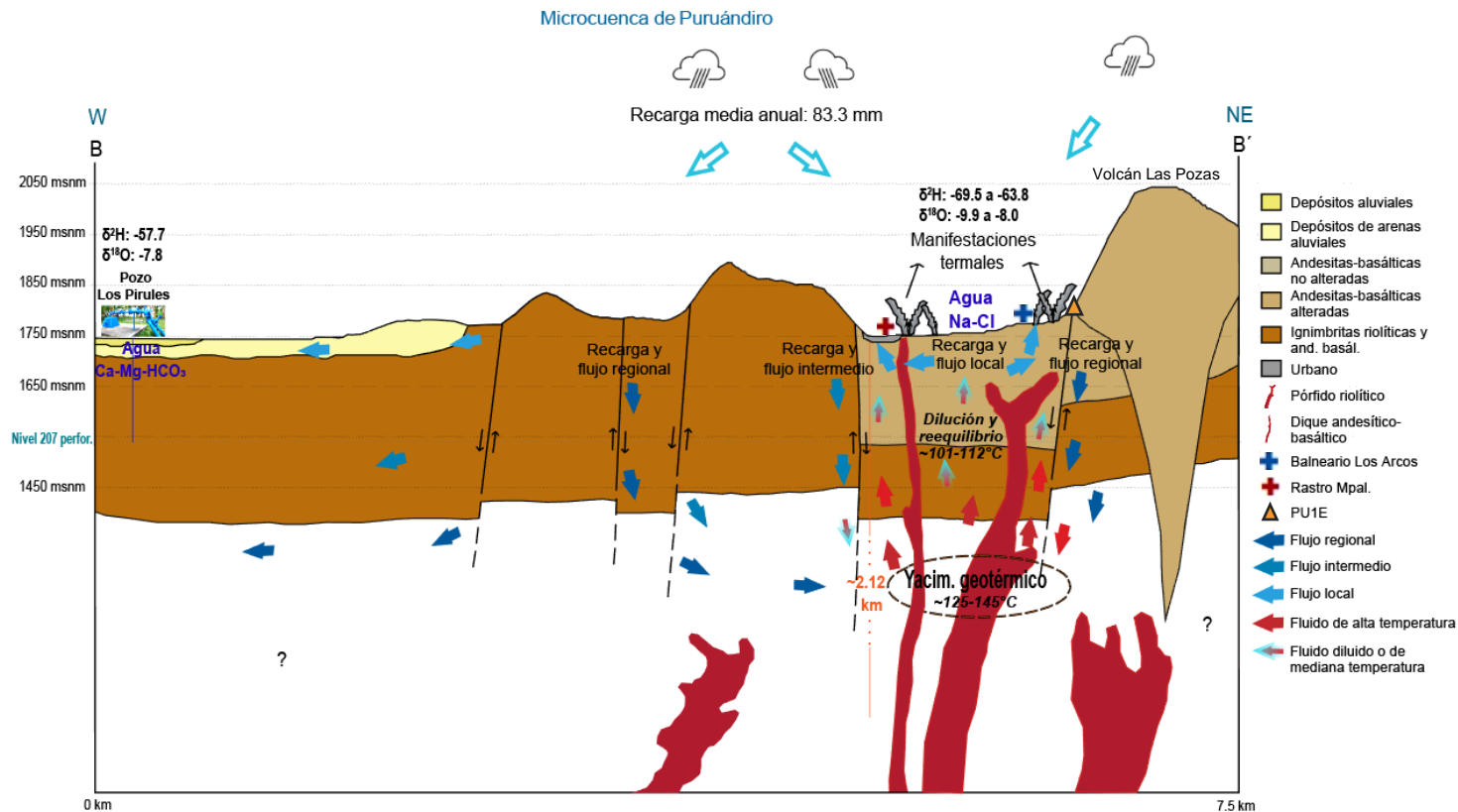


Fig. 137: Sección B-B' que consiste en el modelo conceptual geohidrológico-hidrotermal de la Cabecera Municipal de Puruándiro, con datos de perforación (Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V., 2020), profundidad total del pozo hídrico (Oficina de Agua Potable y Alcantarillado de Puruándiro), y espesores estimados de las unidades geológicas (CONAGUA, 2020).

5.8 Alteraciones y asociaciones hidrotermales

Otro aspecto importante, es que, con base en las alteraciones identificadas, es posible tener un acercamiento al tipo de asociación mineral de alteración del sistema en cuestión, en cuya clasificación interviene su pH y temperatura relativos (mayor o menor). En consecuencia, la mineralogía de alteraciones que exhibe la zona de estudio indican ser de tipo argílica y propilítica externa o sub-propilítica (Fig. 138), a través de los recuadros señalados en colores, donde Ch-Sm es clorita-esmectita por ser de los principales componentes del agregado cristalino de iddingsita encontrado en las muestras de láminas delgadas, Cb es carbonato debido a la calcita, Q es cuarzo por cuarzo microcristalino, Silica es sílice por la sílice amorfa, Chd es calcedonia, Sm es la arcilla esmectita detectada por DRX, al igual que I-Sm por la illita-esmectita correspondiente a un interestratificado arcilloso.

En cuanto a la alteración argílica (Fig. 138), ésta se caracteriza por la formación de sus minerales asociados a temperaturas relativamente bajas (<250 °C) y un rango de pH de casi neutro (pH 5-6) a moderadamente ácido (pH 4-5). Puede considerarse como típica de ambientes epitermales, o por colapso en una etapa posterior de enfriamiento en entorno de un pórfido (masa hipabasal o subvolcánica, por magma o fluidos hidrotermales mineralizados que ascienden por grietas o fallas de bordes planos, y se solidifica formando filones), aunque en ocasiones varía en contextos de formación.

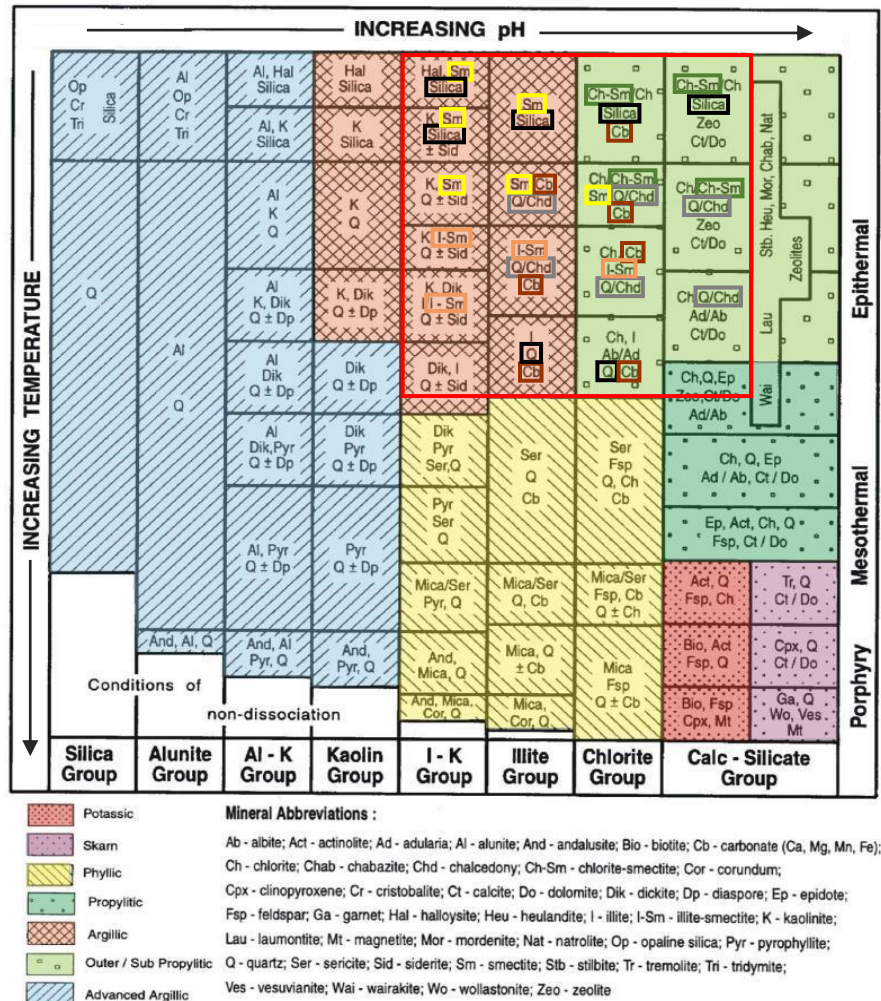


Fig. 138: Asociaciones de minerales de alteración comunes en sistemas hidrotermales (Corbett & Leach, 1997).

Puede considerarse como típica de ambientes epitermales, o por colapso en una etapa posterior de enfriamiento en entorno de un pórfido (masa hipabasal o subvolcánica, por magma o fluidos hidrotermales mineralizados que ascienden por grietas o fallas de bordes planos, y se solidifica formando filones), aunque en ocasiones varía en contextos de formación.

En específico, la alteración argílica intermedia afecta en su mayoría a plagioclasas, alberga la formación de minerales arcillosos de los grupos caolinita y esmectita, principalmente montmorillonita (identificada con predominio en muestras por DRX), una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg de las rocas, y en ellas el feldespato potásico puede estar fresco o parcialmente argilitizado, representando así, un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica (Universidad de Granada, 2014).

Por otro lado, la alteración propilítica externa o sub-propilítica (Fig. 139), puede estar presente en depósitos epitermales, y en general ocurre en rocas encajonantes más marginales a la fuente de intrusión, por lo tanto, induce una zonación gradacional como reflejo de un gradiente termal decreciente a partir de un intrusivo o fuente de calor, hacia afuera (Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 2011). Ocurre en un rango de 200-250°C, que es relativamente bajo, y pH >6 (de neutro a alcalino), con presencia de carbonato y asociaciones de clorita (identificados en láminas delgadas de muestras), hematita y magnetita (detectadas en roca total por DRX), illita-esmectita (arcillas por DRX) y piritita con zeolitas comunes (Geologiaweb, 2021a), ya que la presencia de actinolita (280°- 300°C) puede ser indicadora de alteración propilítica interior (Ospino, 2022).

Ahora bien, la zona epitermal (Fig. 139), se halla a escasa profundidad en referencia a la superficie terrestre, y define así, la parte superior de los sistemas hidrotermales (Nicholson, 1993). Se ha sugerido que se trata de depósitos a partir de fluidos acuosos influenciados por emanaciones ígneas a temperaturas relativamente bajas (~200°C); no obstante, el límite máximo de temperatura aceptado para estos sistemas ha aumentado hasta 300°C (Panteleyev, 1988). En la actualidad, se considera que las condiciones de formación de la mayoría de yacimientos epitermales comprenden entre <150 y 300°C (o eventualmente mayores), y profundidades hasta 1-2 km, con presiones de varios centenares de bares (Heald et al., 1987; Sillitoe, 1988; Reyes, 1990).

La mayoría de los depósitos epitermales conocidos, se ubican alrededor del margen Circum-Pacífico, asociados al termalismo tardío de los sistemas volcánicos operantes en dicho margen desde el Terciario (White et al., 1995). Sin embargo, en su totalidad también se encuentran asociados a márgenes de subducción activos en diferentes épocas geológicas (Silberman et al., 1976; Sillitoe, 1977).

Referente a los depósitos epitermales mexicanos (todos ellos Terciarios) su edad disminuye, a grandes rasgos, hacia el SE, en relación con la migración del vulcanismo ácido de la Sierra Madre Occidental y Sierra Madre del Sur (Damon et al., 1981; Camprubí et al., 2003). En el caso en que se encuentren asociados a vulcanismo básico, éste es de afinidad alcalina o se trata de vulcanismo bimodal basáltico-

andesítico. Steven et al., 1977, sostienen que gran número de depósitos epitermales se asocian a estructuras volcánicas, en especial calderas y complejos andesíticos.

Asimismo, existe un importante control de este tipo de depósitos por parte de fallas regionales en zonas de intenso fracturamiento tensional (Staude, 1993; Ponce & Glen, 2002). Dichas fallas determinan la localización de los depósitos y actúan como guía para emplazamiento de la fuente de calor magmática, necesaria para la actividad hidrotermal (Fournier, 1987), que controla la duración de ésta.

Dado lo anterior, el calor necesario para la circulación convectiva de los fluidos deriva tanto de cuerpos subvolcánicos enfriándose a profundidades cercanas a la superficie (< 2.5-3.0 km), como de plutones emplazados a profundidades significativas (>5 km) (White & Hedenquist, 1990); lo cual para la zona de estudio podría tratarse del primer supuesto, al encontrarse conos volcánicos recientes y cuerpos intrusivos aflorantes en los alrededores de las manifestaciones termales, que por lo tanto, deben tener un origen ígneo joven de poco tiempo de enfriamiento.

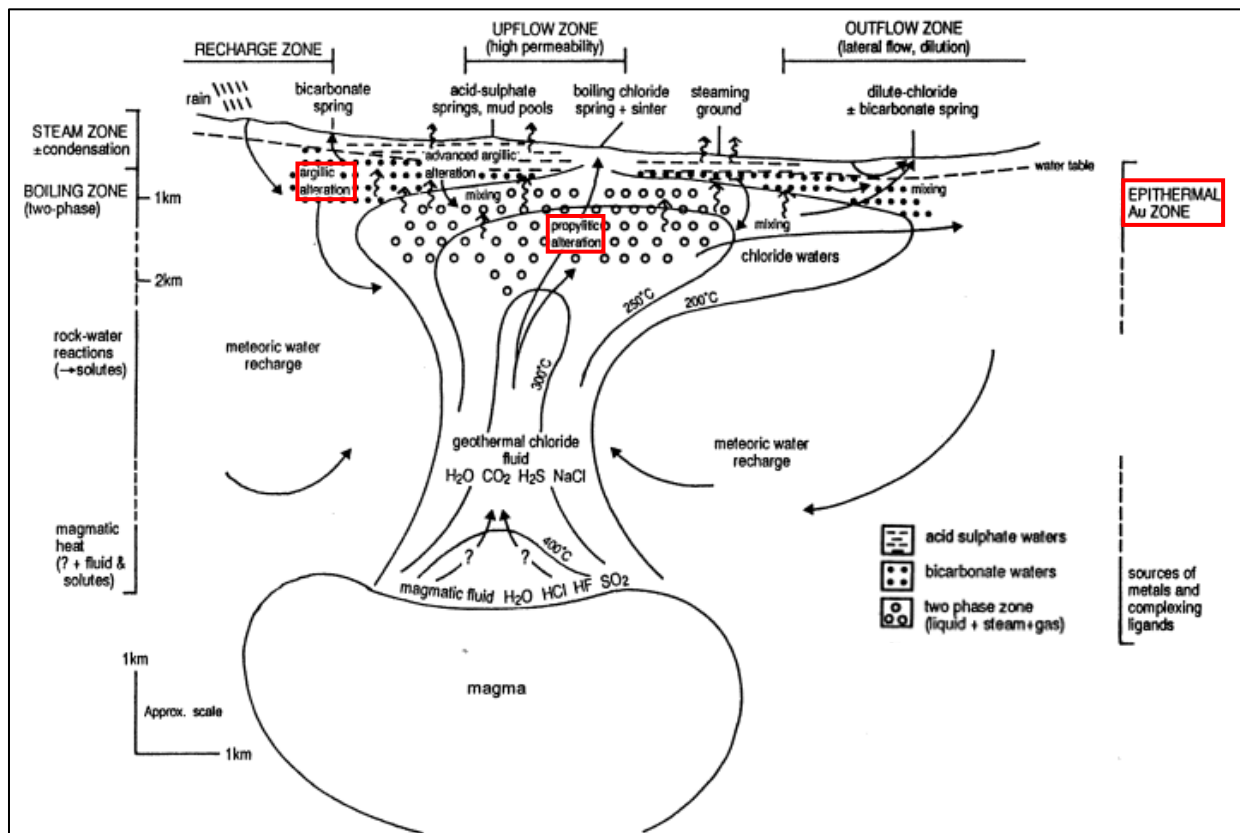


Fig. 139: Diagrama conceptual de un posible sistema geotérmico, sus tipos y zonas de alteración, en entorno de bajo relieve (Nicholson, 1993).

5.9 Clasificación del sistema hidrotermal de acuerdo con las temperaturas estimadas

De acuerdo a las temperaturas del reservorio de la zona de estudio, obtenidas por geotermometría (catiónica, de sílice, y multicomponente), y mineralogía de alteración hidrotermal, que comprenden en términos generales de 125 a 145°C, por ser observado además, el proceso de dilución y reequilibrio de ~101-112°C, se otorga una clasificación del recurso de moderada entalpía (125-225°C), de acuerdo con Hochstein (1988) (Tabla 22), por ser el intervalo en el que se interpreta se encuentra el reservorio de la Cabecera Municipal de Puruándiro.

5.10 Estimación de profundidad de reservorio hidrotermal mediante geotermometría

De acuerdo con (Bagheri et al., 2020), es posible estimar la profundidad de un reservorio geotérmico a partir de los datos geotermométricos de sílice, de acuerdo con la ecuación 1. Así entonces, obtenidos estos cálculos (Tabla 21, pág. 149), la temperatura promedio de equilibrio del sistema hidrotermal de la Cabecera Municipal de Puruándiro conforme al geotermómetro de calcedonia conductiva (con efecto de proceso de dilución señalado en Fig. 132) es de 76.06°C (Tabla 22). Además, al considerar un gradiente geotérmico promedio mundial de 30°C/km (Marques et al., 2010; Uzelli et al., 2017), se puede estimar una profundidad máxima ($P_{m\acute{a}x}$) media de unos 2.12 km (Tabla 22), que se corresponde con las profundidades promedio de 1-2 km de los sistemas epitermales antes mencionados. Este valor se obtuvo a partir de:

$$P_{m\acute{a}x}(\text{km}) = \frac{T_r - T_a}{\Delta G} \dots \dots \text{ecuación 1}$$

donde T_r es la temperatura del reservorio en cada manifestación termal, a partir del geotermómetro de calcedonia conductiva, por ser el mineral polimorfo del cuarzo con el que más se encuentran en equilibrio los manantiales de alta temperatura estudiados (Fig. 132); T_a la temperatura media anual del aire en Puruándiro (10-15°C) (Legates & Willmott, 1990), que se considerará en 12.5°C; y ΔG el gradiente geotérmico (30°C/km). Por lo tanto, la profundidad de circulación se estimó con base en: las temperaturas variables del reservorio (T_r) y las constantes T_a y ΔG .

Tabla 22: Profundidades estimadas del reservorio geotérmico de la Cabecera Municipal de Puruándiro, a partir del geotermómetro de calcedonia conductiva.

Clave de campo	Calcedonia conductiva	$P_{m\acute{a}x}$ (km) Calcedonia conductiva
PU1	76	2.12
PU2	72	1.98
PU3	72	1.98
PU4	72	1.98
PU5	71	1.95
PU6	72	1.98
PU7	66	1.78
PU8	73	2.02
PU9	68	1.85
PU10	77	2.15
PU11	71	1.95
PU12	67	1.82
PU13	69	1.88
PU14	72	1.98
PU15	75	2.08
PU16	77	2.15
PU17	78	2.18
PU18	73	2.02
PU19	77	2.15
PU20	78	2.18
PU21	80	2.25
PU22	84	2.38
PU23	85	2.42
PU24	82	2.32
PU25	78	2.18
PU26	89	2.55
PU28	93	2.68
PU29	72	1.98
PU30	75	2.08
PU31	81	2.28
PU32	83	2.35
	76.06	2.12
	Media	

5.11 Tipo de play geotérmico

Existe una tendencia que los yacimientos dominados por conducción (como forma de transferencia de calor) albergan recursos de baja a mediana entalpía, y suelen categorizarse como pasivos debido a la ausencia de un rápido flujo convectivo de fluidos, o por una dinámica de flujo de corto plazo, por lo que están ubicados predominantemente en entornos de placas tectónicas pasivas donde prácticamente no se produce tectonismo o vulcanismo reciente (Moeck, 2014).

Por el contrario, los reservorios dominados por convección incluyen los sistemas denominados viables o activos (Gianelli & Grassi, 2001), que en su mayoría son de alta temperatura ($>200^{\circ}\text{C}$), se encuentran a menos de 3,000 m, y adyacentes a márgenes tectónicos, o en regiones de tectonismo o vulcanismo activo (Nukman & Moeck, 2013; Bogie et al., 2005); o bien, con plutonismo joven (<3 Ma), o en zonas con elevado flujo de calor por adelgazamiento de la corteza durante procesos de tectónica extensional (Faulds et al., 2009; Faulds et al., 2010). En ellos, el calor se transporta de manera eficiente desde la profundidad, hacia depósitos someros o la superficie, por movimiento ascendente del fluido geotérmico a lo largo de vías permeables; aunado a que formaciones porosas de alta permeabilidad y lateralmente extensas fungen como rocas almacén primarias. Tal es el caso de la zona de estudio, al contener fallas y fracturas como vías de intercambio de fluidos meteórico-geotérmicos, así como a la unidad de ignimbritas riolíticas de porosidad importante, debajo del paquete andesítico-basáltico de permeabilidad media que actúa como roca sello del sistema.

Las configuraciones tectónicas favorables para los plays geotérmicos dominados por convección incluyen: (I) arcos magmáticos sobre zonas de subducción en márgenes convergentes; (II) márgenes divergentes en entornos oceánicos o intracontinentales; (III) márgenes transformantes con fallas de rumbo; e (IV) islas oceánicas intraplaca formadas por magmatismo de punto caliente. En estos contextos, ocurren los plays tipo magmático, plutónico y extensional, siendo el segundo y con reciente vulcanismo (Fig. 140) el que se asemeja al reservorio geotermal de la zona de estudio, al poseer diques andesítico-basálticos aflorantes en superficie (Tablas 8 y 9) y un cuerpo de pórfido riolítico sugerido por el SGM, GeolInfoMex (2023), que alude a la presencia

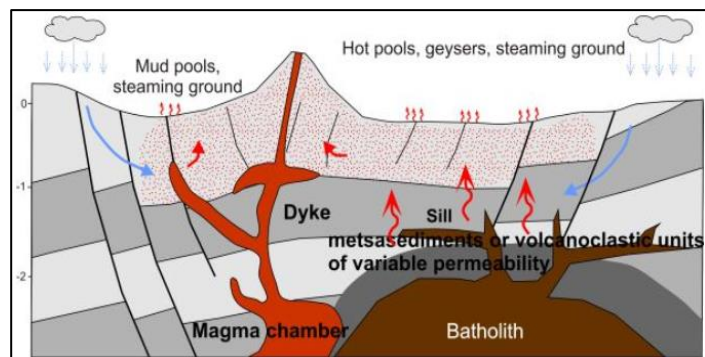


Fig. 140: Modelo genérico de play geotérmico plutónico asociado a vulcanismo reciente (Moeck, 2013), que se asemeja al sistema termal de la zona de estudio.

de intrusivos a profundidad por actividad magmática; al igual que alberga diversos conos volcánicos y en una amplia extensión a la unidad basáltica de 1.68 Ma (SGM, 1999) que señala un vulcanismo joven, y que se asemeja al ejemplo empleado por (Moeck, 2013) para la descripción del play geotérmico plutónico con magmatismo de poca edad, controlado por la interacción entre rocas ígneas y fallas.

Larderello, Italia, es conocido por su vulcanismo reciente (hasta 500-50,000 años) con erupciones freáticas ocasionales (Bertini et al., 2006). Su capa dominada por líquido, se encuentra sobre una intrusión granítica emplazada en el Plioceno (1.3-3.8 Ma), que junto con fundidos de un evento magmático del Pleistoceno (0.3-0.2 Ma) proporcionan la fuente de calor principal; mientras que fallas normales pliocénico de bajo ángulo controlan la recarga de agua meteórica al sistema (Moeck, 2013); del mismo modo en cómo también se presenta este tipo de estructuras en la zona de estudio (esquemas geohidrológico-hidrotermales; Figs. 136 y 137), a partir de información y observaciones de campo.

Aun cuando el yacimiento hidrotermal de estudio en Puruándiro (~125 a 145°C) ha resultado ser de moderada entalpía (125-225°C) conforme a Hochtein (1988) (Tabla 5), sus características geológicas de reciente vulcanismo, intrusivos ígneos, fallas y fracturas, lo clasifican como un sistema en su mayoría convectivo, como lo enuncia Moeck (2014), al destacar que este tipo de reservorios ocurren en áreas de tectonismo o vulcanismo reciente (lavas basálticas en Puruándiro de 1.68 Ma), plutonismo joven <3 Ma (como en zona de estudio por diques andesítico-basálticos que cortan a la unidad basáltica de 1.68 Ma y entonces ser de menor edad relativa que ésta) y flujo de calor elevado causado por la tectónica extensional. Además, el autor sustenta que los plays convectivos se encuentran controlados por actividad ígnea en zonas volcánicas, o por fallas en regiones extensionales, o ambos, como en el caso de cuerpos intrusivos en zonas de fallas (análogo al yacimiento de Larderello, Italia y al área de estudio de Puruándiro mediante los diques, fallas y fracturamiento registrados) (Fig. 141, recuadro color rojo).

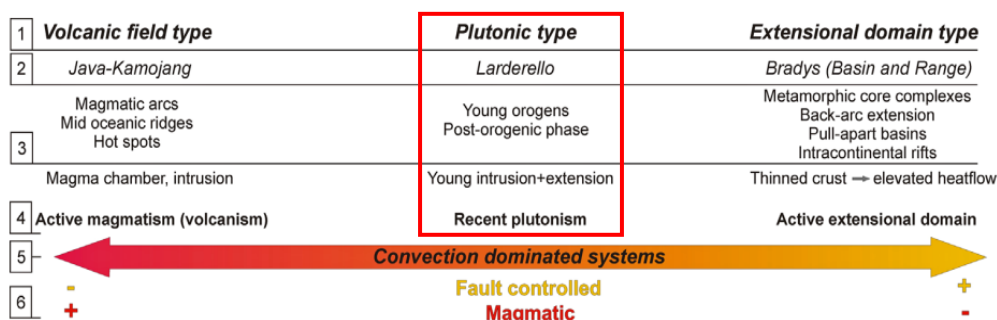


Fig. 141: Sistemas de plays geotérmicos dominados por convección, basados en controles de actividad ígnea de magmatismo (tipo volcánico con localidad típica de Java, Indonesia), plutonismo reciente (tipo intrusivo con localidad típica de Larderello, Italia), y ausencia ígnea pero extensión activa (tipo de dominio extensional con localidad típica Basin and Range, oeste de EUA) (Moeck, 2014)

1 – Tipo de play, 2 – Localidad típica, 3 – Configuración de placas tectónicas, 4 – Hábitat geológico de reservorios geotérmicos potenciales, 5 – Tipo de transferencia de calor, 6 – Controles geológicos.

En general, los plays geotérmicos plutónicos pueden coexistir con los de tipo magmático (fuente termal intensa poco profunda, en forma de cámara magmática joven), y poseen calor a partir de una roca cristalina enriquecida en elementos generadores de éste, o un cuerpo intrusivo joven aún en enfriamiento. Es común se ubiquen a lo largo de márgenes convergentes continental-continental y oceánico-continental, con plutonismo reciente, donde los altos montañosos circundantes brindan altas tasas de recarga meteórica, impulsando un sistema hidrotermal con posible vapor (Moeck, 2013).

5.12 Propuesta de usos geotérmicos conforme a temperaturas estimadas

Obtenida la temperatura máxima promedio de 125 a 145°C del reservorio hidrotermal de la Cabecera Municipal de Puruándiro, y de acuerdo con el apartado 1.6 de Principales actividades económicas, pág. 17, en donde se describe que los cultivos importantes de la zona son maíz, sorgo, trigo, frijol, alfalfa, fresa, camote, calabaza, cebolla y jitomate, al igual que se tienen ciertos invernaderos de plantas; que la ganadería se caracteriza por cría bovina, porcina, caprina, ovina, caballo, mular, aves de corral y la apicultura; y que la industria incluye fábricas de alimentos, rompopo, hielo, calzado, materiales de construcción (tubos, adoquín, tabique), es que se proponen los siguientes usos directos factibles:

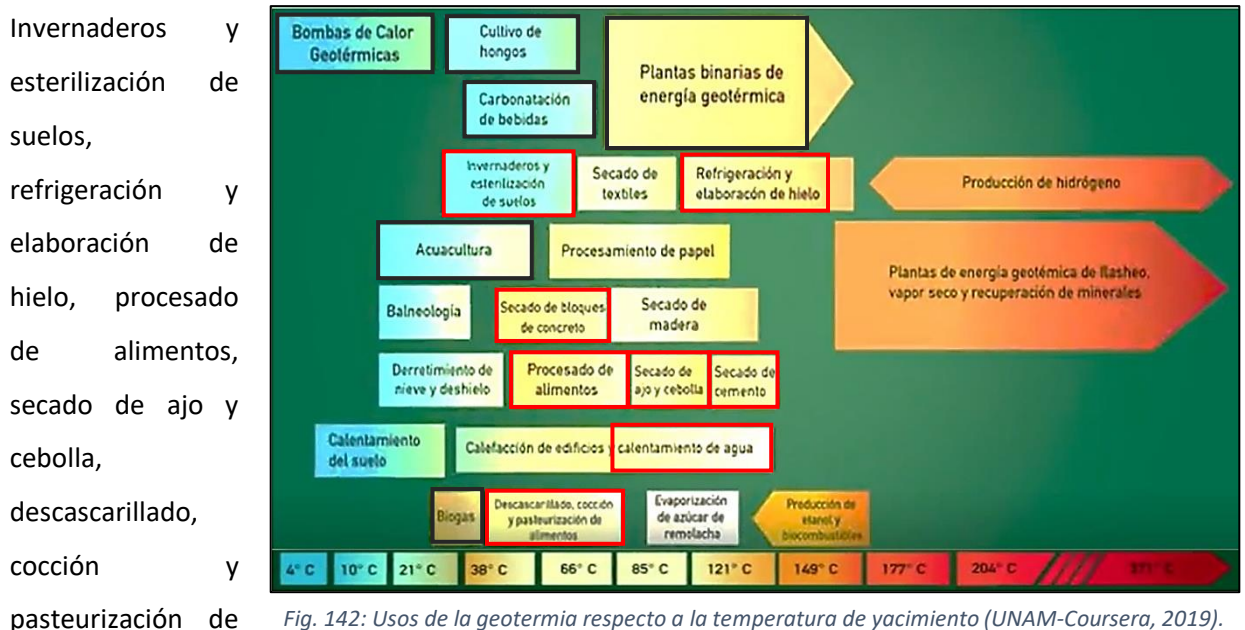


Fig. 142: Usos de la geotermia respecto a la temperatura de yacimiento (UNAM-Coursera, 2019).

alimentos, secado de bloques de concreto y de cemento, y calentamiento de agua (Fig. 142, recuadros color rojo); así como, secado rápido de productos agrarios, secado de forraje verde y hortalizas, lavado y secado de lana, calefacción de invernaderos y establos (Tabla 23, recuadros color rojo).

Sin embargo, otros usos no basados en las actuales actividades económicas de la comunidad, pueden ser aplicables, dada la temperatura obtenida y la tecnología que lo permite. Los principales de éstos son:

Bombas de calor geotérmicas (para calefacción y refrigeración), cultivo de hongos, carbonatación de bebidas (proceso para efervescencia y gas), acuicultura (cultivo y producción de organismos acuáticos), biogás (producción energía eléctrica o de calor en hornos, estufas, secadoras y calderas), e incluso plantas binarias para energía geotérmica a partir de 80-85°C (Fig. 142, recuadros color negro); o bien, refinado de azúcar, cultivo de setas, piscicultura y acuicultura, calefacción por bomba de calor y generación eléctrica mediante ciclos binarios (Tabla 23, recuadros color naranja).

Tabla 23: Algunas aplicaciones de la energía geotérmica en función de la temperatura del recurso (Pous & Jutglar, 2004).

CATEGORÍA	TEMPERATURA (°C)	ALGUNAS APLICACIONES
Alta entalpía	180	Evaporación de soluciones concentradas
		Pulpa de papel
	170	Obtención de agua pesada
		Secado de tierra de diatomeas
160	Secado de madera y algas	
150	Fabricación de alúmina (proceso Bayer)	
Mediana entalpía	140	Secado rápido de productos agrarios
	130	Refinado de azúcar
		Extracción de sales por cristalización
	120	Obtención de agua destilada
	110	Secado de forraje verde y hortalizas
100	Lavado y secado de lana	
Baja entalpía	90	Secado de pescado
	80	Calefacción convencional doméstica y residencial
	70	Límite inferior de refrigeración por absorción
	60	Calefacción de invernaderos y establos
	50	Cultivo de setas
	40	Calefacción por suelo radiante
	30	Biodegradación, fermentación, piscinas
	20	Piscicultura y acuicultura
Calefacción por bomba de calor		
NOTA: No se incluye la generación de energía eléctrica para la que puede utilizarse agua a 150°C (en ciclos de vapor de agua) u 85°C (en ciclos binarios).		

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

- Las manifestaciones termales estudiadas exhiben una clasificación de agua clorurada sódica (Na-Cl) y salobre (por alto contenido de sólidos totales disueltos-STD); tienen temperaturas de descarga de 40.5 a 84.1°C, y un pH de 7 a 8 que las categoriza como aguas neutras a ligeramente alcalinas. Sus bajas concentraciones de Ca y Mg, son un indicativo de la existencia de un reservorio hidrotermal en el área de investigación, al ser característico de los sistemas geotérmicos que estos elementos tengan poca solubilidad y precipiten de forma mineral.
- Las evidencias químicas indican que el termalismo en la zona de Puruándiro está dominado por la interacción agua-roca a profundidad (elevados parámetros fisicoquímicos de STD y CE, enriquecimiento isotópico de ^{18}O , curva de disolución de roca del gráfico Cl vs. B, presencia de los elementos traza As, B, Li, Rb, y del ion F^- , y su relación con las estructuras de fallas y fracturas para su transporte), por lo que las aguas termales salobres responden a alta carga iónica debido a sales en solución. En específico, los manantiales PU17, 18, 20, 21, 23, 26 y 30, se consideran los más representativos del fenómeno hidrotermal, por tener de manera simultánea altos valores de CE y STD.
- Las aguas con posible influencia termal, correspondientes al arroyo local (PU27) y pozo hídrico El Salitre (PU35), presentan también aguas Na-Cl y prácticamente salobres por sus altos sólidos totales disueltos (1,056 y 966.4 ppm, respectivamente), próximos al límite permisible de 1,000 ppm para agua de abastecimiento humano; así como alta concentración de As, B, Cl^- y Li^+ , y Rb en caso del arroyo. Manifiestan temperaturas de descarga de 22.5 y 46.1°C, de manera respectiva, y un pH cercano a 8 (ligeramente alcalino).
- El resto de pozos hídricos muestreados, manifiestan aguas bicarbonatadas sódicas (Na-HCO_3) y bicarbonatadas cálcico-magnésicas (Ca-Mg-HCO_3), indicativas de reciente infiltración o que se encuentran en la periferia de la zona termal, por lo que son de características frías y de tipo subterránea potable, dados sus menores valores de conductividad eléctrica-CE (0.59 a 1.51 mS/cm) respecto a los manantiales calientes (1.58 a 2.03 mS/cm). Tienen temperaturas de descarga de 26.0 a 38.8°C, y pH promedio de 7.5 a 8.
- La zona de manantiales aledaña al Balneario Los Arcos (PU1 a PU21), manifiesta al 80% de ellos con un rango alto de temperatura de descarga (60.7-84.1°C); en contraste con la zona detrás del Rastro Municipal (PU22 a PU26; PU28 a PU32), en la que 40% de manifestaciones tienen altas temperaturas de descarga (61.0-82.5°C).

- Los sitios de mayor temperatura de descarga ($T > 60^{\circ}\text{C}$) se localizan contiguos o en zonas de lineamientos estructurales, junto con alta CE (1.58 a 1.94 mS/cm) y STD (1,011 a 1299 ppm), tanto en la zona del Rastro Municipal, como en la del Balneario Los Arcos. En específico, el manantial PU21, manifiesta el menor grado de dilución (alto contenido de Cl^-), la CE y STD más elevados, una $T > 60^{\circ}\text{C}$, pertenece al conjunto de manifestaciones próximas al Balneario Los Arcos, y se localiza muy próximo a un lineamiento estructural.
- El análisis de isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$), evidencia que los pozos hídricos resultan cercanos en sus valores a la Línea Meteorica Mundial y principalmente Local (México), debido a la naturaleza bicarbonatada del agua subterránea infiltrada a partir de la precipitación, que, además, tiene menor CE y STD que el agua termal; a excepción del pozo El Salitre (PU35) que manifiesta enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ por influencia termal, debido a su cercanía con el área de manantiales. Así también, los manantiales termales y arroyo local registrados, de aguas cloruradas sódicas, manifiestan un corrimiento hacia valores más positivos de $\delta^{18}\text{O}$ (enriquecimiento en el isótopo pesado, que resulta en una pendiente de 2.55 de acuerdo con la ecuación de regresión lineal de los datos, que al ser menor a 5 se debe al fraccionamiento isotópico de las rocas del subsuelo por interacción con fluidos calientes, lo que consiste en una evidencia de un reservorio geotérmico en la zona.
- Los rasgos de alteración hidrotermal observados en las rocas de muestra de mano son: textura de cierto grado deleznable, cristales de olivino color ocre (no verde original), puntos con oxidación, y mineralización secundaria silíceo que rellena espacios y fracturas, lo que representa la acción del agua caliente en las rocas del área, y ayuda a reconocer en superficie las zonas con mayor actividad o ascenso termal.
- Los minerales de alteración identificados por medio de la técnica de difracción de rayos X son las arcillas esmectita, illita-esmectita y montmorillonita, y a través de análisis petrográfico la cristobalita, calcedonia, sílice amorfa, calcita e iddingsita (clorita-esmectita y goetita/hematita), que en conjunto indican un rango de formación entre ~ 50 a 160°C , y de acuerdo con la literatura son característicos de los tipos de alteración argílica y propilítica externa o sub-propilítica, que refieren a un depósito de zona epitermal, con fluidos influenciados por emanaciones ígneas a temperaturas relativamente bajas de < 150 a 300°C y profundidades de 1 a 2 km; hecho que concuerda con la estimación en el presente estudio de la profundidad de circulación de las aguas termales, en una media de 2.12 km (1.8-2.7 km).
- Con la integración del aspecto geológico y geoquímico, se puede decir que el tipo de sistema geotérmico está dominado por convección como forma de transferencia de calor, y por fallas como

elementos estructurales, y que es de tipo plutónico con reciente vulcanismo, conforme a la clasificación de plays geotérmicos.

- Las concentraciones de As en los pozos El Salitre y El Limón, de B en El Salitre y La Lagartija 2 y de F en El Salitre, se encuentran por arriba o muy próximas al límite máximo permisible indicado por la normatividad mexicana e internacional para agua de abastecimiento humano.
- Los lineamientos se pueden relacionar a fallas de tipo regional de orientaciones NE-SW, NW-SE y ENE-WNW. Dada la abundancia en la zona estudiada y alrededores próximos, de estructuras NE-SW, y a que se observa que las NW-SE cortan a estas primeras, se asume un régimen tectónico distensivo regional en el que el fallamiento más antiguo es el NE-SW.
- El aspecto estructural es de importancia en Puruándiro, con la presencia del semigraben en el que se encuentran los manantiales termales estudiados y que forma fallas normales. Estas fallas funcionan como conductos que favorecen el transporte hidrotermal a superficie, que incluye elementos como As, B, Li y Rb. Dados estos rasgos estructurales, y a partir del aspecto hidrogeoquímico, se interpreta que el agua caliente Na-Cl del reservorio a profundidad asciende, se mezcla y diluye con fluidos más fríos, someros y de origen meteórico, por lo que la familia Na-Cl está relacionada con hidrotermalismo y fallas o fracturamiento.
- Dada la cercanía de Puruándiro con los sitios termales que rodean el Lago de Cuitzeo, la geomorfología de éste último que consiste en una importante zona de debilidad cortical E-W (falla regional), y la estimación en este estudio de la temperatura a profundidad del reservorio de Puruándiro que es menor a la de Cuitzeo (estudio externo previo), el hidrotermalismo de Puruándiro pudiera consistir en un ramal de calor remanente proveniente de los alrededores del Lago de Cuitzeo; sin embargo, se requieren más estudios con los cuales poder definir esta conclusión.
- De acuerdo con la temperatura estimada del reservorio de Puruándiro entre 125 y 145°C (mediana entalpía), obtenida a partir de los tres métodos de estimación empleados (geotermometría catiónica, de sílice, y multicomponente), y conforme a las principales actividades económicas de la localidad, los usos directos viables para aprovechamiento del recurso geotérmico son: refrigeración y elaboración de hielo, cocción y pasteurización de alimentos, secado de productos agrarios y bloques de concreto y cemento, calentamiento de agua, lavado y secado de lana, calefacción de invernaderos y establos. Además, conforme a la temperatura estimada de Puruándiro, su termalismo puede ser utilizado en otras actividades que resultarían de importancia para el desarrollo económico y social de la región, como son las bombas de calor geotérmicas para refrigeración, cultivo de hongos y setas, refinado de

azúcar, carbonatación de bebidas, piscicultura y acuicultura, biogás y plantas de ciclo binario para generación de energía eléctrica a partir de 80-85°C.

- Las evidencias químicas indican que los manantiales conjuntos al Balneario Los Arcos pudieran tener mayor relación con el ascenso termal a partir del reservorio geotérmico; sin embargo, es necesario complementar esta hipótesis con estudios geofísicos, que además sirvan como sustento para una posible perforación exploratoria.

Recomendaciones

- Por efectos de salubridad respecto a los elementos As, B, Fe y el ion F⁻ en el agua de los pozos El Salitre, El Limón y La Lagartija 2, se sugiere un estudio temporal que corrobore las altas concentraciones, con lo cual las entidades gubernamentales pertinentes le puedan dar seguimiento y llevar a cabo una toma de decisiones. Así también, se recomienda advertir a la población de no consumir agua en el arroyo local que cruza el área de manantiales termales, por ser un espacio natural al aire libre en el que se encuentran altas concentraciones de estos cuatro componentes.
- Dada la falta de información geológica, se sugiere un estudio geológico, cartográfico y de datación de mayor detalle en la zona de estudio y alrededores próximos, que complemente la descripción de las unidades geológicas precise lo indicado por el SGM (1999) y CONAGUA (2020).
- En complemento a la interpretación de cuerpos intrusivos como fuente de calor, se recomienda un muestreo y análisis de gases disueltos (condensados) e isotopía de ellos (p. ej. CO₂, H₂S, NH₃, N₂, H₂, CH₄, He, Ar), en las manifestaciones de moderado a alto grado de burbujeo (PU2, 5, 12, 15, 17, 18, 29), para confirmación de este origen termal, o reconocimiento también de un aporte mantélico o radiogénico, que ayude a definir en términos de ingeniería un posible futuro tipo de explotación; así como una medición de diversos gases difusos (CH₄, CO₂, H₂S, Rn, Hg) en puntos próximos a manantiales con poca o nula vegetación para no interferencia, donde se observen condiciones de porosidad o permeabilidad para su difusión, o donde se deduzca la presencia de fallas o fracturas no visibles, para lograr una mejor delimitación del sistema.
- Para una caracterización complementaria en dimensiones y estructura, se sugieren estudios geofísicos electromagnéticos y de resistividad eléctrica (variaciones en las propiedades de las rocas por presencia de fluidos salinos y calientes), gravimetría (fallas y fracturas), magnetometría (minerales magnéticos relacionados a estructuras geológicas o rocas intrusivas a profundidad) y sondeos eléctricos verticales (identificación de acuífero con agua caliente, por rocas más conductivas y de resistividades bajas), que permitan modelar con mayor precisión el sistema geotermal o proyectarlo

en más de una dimensión, y puntualizar sitios de anomalías termales para perforación de pozos exploratorios y de explotación.

Bibliografía

Álvarez, C.; Diaz Zegarra, G.; Hollman Hurtado, L.; Macuso Ruggieri, S. (2014). Universidad Nacional de Quilmes. Unidad de Fisicoquímica. Cromatografía de Intercambio Iónico. <http://ufq.unq.edu.ar/Docencia-Virtual/BQblog/Cromatografia%20de%20intercambio%20ionico.pdf>

Arias, A.; Dini, I.; Casini, M.; Fiordelisi, A.; Perticone, I.; Dell’Aiuto, P. (2010). Geoscientific Feature Update of the Larderello-Travale Geothermal System (Italy) for a Regional Numerical Modeling. Proceedings World Geothermal Congress; Bali, Indonesia. 1–11.

Arnórsson, S.; Gunnlaugsson, E.; Svavarsson, H. (1983). The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 567–577.

Arnórsson, S.; Gíslason, S.; Gestsdóttir, K.; Óskarsson, N. (1989). Chlorine and boron in natural waters in Iceland. Proceedings of the 6th International Symposium on Water-Rock Interaction, Malvern, England, 37–40.

Arnórsson, S.; Andrésdóttir, A. (1995). Processes controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20), 4125–4146.

ASTM International, W. C. PA. (2016). ASTM E178-16a, Standard Practice for Dealing with Outlying Observations. DOI: 10.1520/E0178-16A.

Universidad Complutense de Madrid, Departamento de Petrología y Geoquímica (2015). Atlas de Rocas Ígneas: <https://petroigne.wordpress.com/minerales/minerales-de-alteracion/iddingsita/>

Avellán, D.R.; Cisneros-Máximo, G.; Macías, J.L.; Gómez-Vasconcelos, M.G.; Layer, P.W.; Sosa-Ceballos, G.; Robles-Camacho, J. (2020). Eruptive chronology of monogenetic volcanoes northwestern of Morelia – Insights into volcano-tectonic interactions in the central-eastern Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, México. *Journal of South American Earth Sciences*, 1-23.

avogadro.co. (2005). Titration - apparatus, technique, calculation. <https://web.archive.org/web/20060110213347/http://www.avogadro.co.uk/miscellany/titration/titreset.htm>

Ballantyne, J.; Moore, J. (1988). Arsenic geochemistry in geothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica*, 52(2), 475–483.

Bagheri, R. (2020). Isotope hydrology and geothermometry of the thermal springs, Damavand volcanic region, Iran. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 389, 1–15.

Ban, M.; Hasenaka, T.; Delgado, H.; Takaoka, N. (1992). K–Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacán–Guanajuato volcanic field, México. *Geofísica Internacional*, 31 (4), 467–473.

Bertini, G.; Casini, M.; Gianelli, G.; Pandelli, E. (2006). Geological structure of a long-living geothermal system, Larderello, Italy. *Terra Nova*, 18, 163–169.

Bingham, F. (1970). Characteristics of boron absorption by excised barley roots. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 34, 613–617.

Birkle, P.; Bundschuh, J.; Sracek, O. (2010). Mechanisms of arsenic enrichment in geothermal and petroleum reservoirs fluids in Mexico. *Water Research*, 44, 5605–5617.

Bischoff, J.; Seyfried, W. (1978). Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C. *American Journal of Science*, 278, 838–860.

Bloss, F.D.; Casas, J.M. (1970). *Introducción a los métodos de cristalografía óptica*. Omega. Barcelona.

Bogie, I.; Lawless, J.; Rychagov, S.; Belousov, V. (2005). Magmatic-related hydrothermal systems: Classification of the types of geothermal systems and their ore mineralization. Rychagov, S. (Ed.), *Geothermal and Mineral Resources of Modern Volcanism Areas, Proceedings of the International Kuril-Kamchatka Field Workshop, July 16–August 6*. http://web.ru/conf/kuril_kam2005/art3.pdf

Browne P.R.L. (1970). Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields. *Geothermics*, 2, 564–570.

Bull, W.B. (1991). *Geomorphic Responses to Climate Change*. Oxford University Press. En: *Ambientes aluviales*. <http://www.criba.edu.ar/geolarg/aluvial.html>

Bundschuh, J.; Maity, J.; Mushtag, S.; Vithanage, M.; Seneweera, S.; Schneider, J.; Bhattacharya, P.; Khan, N.; Hamawand, I.; Guilherme, L.; Reardon-Smith, K.; Parvez, F.; Morales-Simfors, N.; Ghaze, S.; Pudmenzky, H.; Kouadio, L.; Chen, C. (2017). Medical geology in the framework of the sustainable development goals. *Science of the Total Environment*, 581, 87–104.

Campos-Romero, A. (1995). Aspectos generales de los recursos geotérmicos y la experiencia de El Salvador en su utilización. XXV Curso Latinoamericano de Economía y Planificación Energética. Ministerio de Minas y Energía, Instituto de Economía Energética de El Salvador.

Camprubí, A.; Ferrari, L.; Cosca, M.; Cardellach, E.; Canals, À. (2003). Ages of epithermal deposits in Mexico: regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism. *Economic Geology*, 98, 1029–1037.

Canet, C.; Trillaud, F.; Prol-Ledesma, R.M.; González-Hernández, G.; Peláez, B.; Hernández-Cruz, B.; Sánchez-Córdova, M.M. (2015a). 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.

Canet, C.; Hernández-Cruz, B.; Jiménez-Franco, A.; Pi, T.; Peláez, B.; Villanueva-Estrada, R.E.; Alfonso, P.; González-Partida, E.; Salinas, S. (2015b). 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.

Canul, R. (1986). Vulcanología de la zona termal de Puruándiro, Michoacán. *Geotermia*, 3(2), 255-264.

Carbotecnia. (Noviembre de 2020). Fluoruros. ¿Qué son los fluoruros y cómo afectan en el agua? <https://www.carbotecnia.info/aprendizaje/quimica-del-agua/que-son-los-fluoruros-y-como-afectan-en-el-agua/>

Carbotecnia. (Abril de 2022). pH ¿Qué es y cómo afecta en el agua? <https://www.carbotecnia.info/aprendizaje/quimica-del-agua/que-es-el-ph-del-agua/>

Carrillo Sánchez, C. B. (2021). Caracterización Hidrogeoquímica de las manifestaciones geotérmicas en el Lago de Chapala, Jalisco, México. Tesis Maestría en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. 1–111.

CeMIEGeo. (2019). Geotermia en México. <http://www.cemiegeo.org/index.php/geotermia-en-mexico>

Cerpa. (2018). Caracterización del potencial geotérmico a partir de análisis geoquímicos de fuentes termales, en el Volcán Cerro Machín, Colombia. Tesis. Colombia: Universidad EIA. https://repository.eia.edu.co/bitstream/handle/11190/2250/CerpaAngie_2018_CaracterizacionPotencialGeotermico.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Chadha, D. K. (1999). A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeology Journal*, 7, 431–439.

Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(1–2), 22–32.

Chow, T.; Earl, J.; Reed, J.; Hansen, N; Orphan, V. (1978). Barium content of marine sediments near drilling sites: A potential pollutant indicator. *Marine Pollution Bulletin*, 97–99.

Clark, I. (2015). *Groundwater Geochemistry and Isotopes*. CRC Press, Taylor & Francis Group. Florida. 1–437.

Cleveland Clinic. (2022). Productos químicos domésticos. <http://www.clevelandclinic.org/health/shic/html/s11397.asp?index=11397#:~:text=Los%20productos%20qu%C3%ADmicos%20espec%C3%ADficos%20en,la%20nariz%2C%20y%20la%20garganta>.

CLIMATE-DATA.ORG. (2021). <https://es.climate-data.org/america-del-norte/mexico/michoacan-de-ocampo/puruandiro-766118/>

CLIMATE-DATA.ORG. (2019). <https://es.climate-data.org/america-delnorte/mexico/jalisco/tala-216926/>

CONABIO. (2017). Regionalización Los Azufres. http://www.conabio.gob.mx/conocimiento/regionalizacion/doctos/rhp_063.html#:~:text=Temperatura%20media%20anual%208%2D20,1%20000%2D1%20500%20mm.

CONAGUA. (2014). Atlas del Agua en México. <http://www.conagua.gob.mx/conagua07/publicaciones/publicaciones/sgp-17-14.pdf>

CONAGUA. (2017). Organismo de Cuenca Lerma Santiago Pacífico. <https://www.gob.mx/conagua/acciones-y-programas/organismo-de-cuenca-lerma-santiago-pacifico>

CONAGUA, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas (2020). ACTUALIZACIÓN DE LA DISPONIBILIDAD MEDIA ANUAL DE AGUA EN EL ACUÍFERO PASTOR ORÍZ - LA PIEDAD (1605), ESTADO DE MICHOACÁN.

Corbett, G. J.; Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration, and Mineralization. *Special publications of the Society of Economic Geologists*. 6, 1-318.

Craig, H. (1961a). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science AAAS*, 133(3465), 1702–1703. <https://www.jstor.org/stable/1708089>

Craig, H. (1961b). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133(3467), 1833–1834. [10.1126/science.133.3467.1833](https://doi.org/10.1126/science.133.3467.1833)

Craig, H. (1963). The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. En *Nuclear geology en geothermal areas* (págs. 17-53). Spoleto: Tongiorgi. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare.

Christesen, O. (1983). Trace element distribution in an active hydrothermal system, Roosevelt Hot Springs thermal area, Utah. *Journal of Volcanological Geothermal Research*, 16, 99–129.

Cienciabit: Ciencia y Tecnología. (2018). Rojo de Metilo. Indicador pH. <https://www.youtube.com/watch?v=O08G0aTQHxU>

Custodio, E.; Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea* (Vol. 1, pp. 1005-1091). Barcelona: Ediciones Omega.

- Dalrymple G.B.; Grove M.; Lovera O.M.; Harrison T.M.; Hulen J.B.; Lanphere M.A. (1999). Age and thermal history of the Geysers plutonic complex (felsite unit), Geysers geothermal field, California: a $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U-Pb study. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 285–298.
- D'Amore, F.; Scandiffio, G.; Panichi, C. (1983). Some observations on the chemical classification of groundwaters. *Geothermics*, 12(2/3), 141–148.
- Damon, P.; Shafiqullah, M.; Clark, K. (1981). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Revista Del Instituto de Geología U.N.A.M*, 5, 131–139.
- Demant, A. (1978). Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 172-187.
- Directiva Europea de la Unión Europea. (2005). The EU Drinking Water Directive: the boron standard and scientific uncertainty. *Europ. Environ.*, 15, 1-12.
- Domenico, P. A.; Schwartz, W. (1998). *Physical and Chemical Hidrogeology*. Segunda Edición: John Wiley & Sons, Inc.
- Dorronsoro Díaz, C.; Dorronsoro Fernández, C.; García Navarro, A. (2012). ESTUDIO DE LOS MINERALES CON EL MICROSCOPIO PETROGRÁFICO. *OpticalMine*. <http://edafologia.ugr.es/optmine/index.htm>
- Dotsika, E.; Poutoukis, D.; Kloppmann, W.; Raco, B.; Psomiadis, D. (2011). Chapter 15: Distribution and Origin of Boron in Fresh and Thermal Waters in Different Areas of Greece. *Water Security in the Mediterranean Region. Science for Peace and Security Series C: Environmental Security*. El Mansouri, B. Scozzari, A. (Ed.), Springer Science+Business Media, pp. 209–228.
- Duchi, V.; Minissale, A.; Prati, F. (1987). Chemical composition of thermal springs, cold springs, streams and gas vents in the Mt Amiata geothermal region (Tuscany, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 321–332.
- Durov, S. A. (1948). Natural waters and graphic representation of their composition. *Dokl Akad Nauk*, 59, 87–90.
- Ecured. (2017). [https://www.ecured.cu/Puru%C3%A1ndiro_\(M%C3%A9xico\)](https://www.ecured.cu/Puru%C3%A1ndiro_(M%C3%A9xico))
- Edwards, A. (1938). The Formation of Iddingsite. *American Mineralogist*, 23(4), 277–281.
- Ellis, A. (1979). Chemical geothermometry in geothermal systems. *Geothermics*, 25, 219–226.
- Ellis, A.; Sewell, J. (1963). Boron in rocks and waters of New Zealand hydrothermal areas. *New Zealand Journal of Science*, 6, 589–606.
- Enciclopedia de los Municipios y Delegaciones de México. (2018). Puruándiro - Michoacán de Ocampo. Estado de Michoacán de Ocampo. <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM16michoacan/municipios/16071a.html>
- Enel Green Power. (2021). La energía geotérmica. <https://www.enelgreenpower.com/es/learning-hub/energias-renovables/energia-geotermica>
- Environmental Systems Research Institute (ESRI). (2014). Cómo funciona Kriging—ArcGIS Pro | Documentación. <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/latest/tool-reference/3d-analyst/how-kriging-works.htm>
- Environmental Systems Research Institute (ESRI). (2016). ¿Qué es un Kriging bayesiano empírico? Help | ArcGIS Desktop. <https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.4/extensions/geostatistical-analyst/what-is-empirical-bayesian-kriging-.htm>
- Espinoza-Ojeda, O.M.; Sánchez-Sánchez, P.T.; Israde-Alcántara, I.; Villanueva-Estrada, R. E.; Castillo-Ramírez, A. (2023). Michoacán, un gran potencial de energía geotérmica en México. *En proceso de someter*, 1–20.

Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, U. (9 de Noviembre de 2011). Alteración Hidrotermal: Potásica y Propilítica. Laboratorio: Introducción a Yacimientos Minerales: file:///C:/Users/Athenea/Downloads/Clase_3_Intro_a_Yacimientos_Minerales_Otono_2011.pdf

Faulds, J.; Bouchot, V.; Moeck, I.; Oguz, K. (2009). Structural controls of geothermal systems in Western, Turkey. *GRC Transactions*, 33, 375–383.

Faulds, J.; Coolbaugh, M.; Bouchot, V.; Moeck, I.; Oguz, K. (2010). Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: Developing successful exploration strategies in extended terranes. *World Geothermal Congress 2010, Bali, Indonesia*. 11 p.

Ferrari, L.; Orozco-Esquivel, T.; Manea, V.; Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523, 122–149.

Ferrus & Bratos, *Odontología especializada*. (septiembre de 2010). ¿Qué es la fluorosis dental? <https://www.clinicaferrusbratos.com/odontologia-general/que-es-la-fluorosis-dental/>

Frezzotti, M. L.; Ferrando, S.; Tecce, F.; Castelli, D. (2012). Water content and nature of solutes in shallow-mantle fluids from fluid inclusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 351–352, 70–83.

Fournier, R. (1977). Chemical Geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41–50.

Fournier, R. (1981). *Application of Water Geochemistry to Geothermal Exploration and Reservoir Engineering*. John Wiley & Sons (Ed.), *Geothermal System: Principles and Case Histories*.

Fournier, R. (1987). Conceptual models of brine evolution in magmatic-hydrothermal systems. *U.S. Geological Survey*, 1350, 1487–1506.

Fournier, R.; Marshall, W. (1983). Calculation of amorphous silica solubilities at 25° to 300°C and apparent cation hydration numbers in aqueous salt solutions using the concept of effective density of water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(3), 587–596.

Fournier, R.; Potter, R. (1979). Magnesium correction to Na-K-Ca geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1543–1550.

Fournier, R.; Potter, R. (1982). Revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Bulletin of Geothermal Resource Council*, 11(10).

Fournier, R.; Truesdell, A. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1255–1275.

Gao, S.; Tanji, K.; Goldberg, S. (1998). *Reactivity and Transformation of Arsenic. Agroecosystems and the Environment-Sources, Control, and Remediation of Potentially Toxic, Trace Element Oxyanions*. L. M. Dudley and J. C. Guitjens (Ed.), *Pacific Division of the Am. Assoc. Adv. Sci.* pp. 17–38.

Garduño-Monroy, V. H.; Pérez-Lopez, R.; Israde-Alcántara, I.; Rodríguez-Pascua, M. A.; Szykaruk, E.; Hernández-Madrigal, V. M.; García-Zepeda, M. L.; Corona-Chávez, P.; Ostroumov, M.; Medina-Vega, V. H.; García-Estrada, G.; Carranza, O.; López-Granados, E.; Mora Chaparro, J. C. (2009). Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 48(3), 319-335.

Geologiaweb. (2018). Calcedonia: Significado, propiedades y usos. <https://geologiaweb.com/minerales/calcedonia/>

Geologiaweb. (2021a). Alteraciones hidrotermales. <https://geologiaweb.com/geologia-general/alteraciones-hidrotermales/>

Geologiaweb. (2021b). Cuarzo: Propiedades, características y usos. https://geologiaweb.com/minerales/cuarzo/#Cuarzo_hidrotermal_vetas_de_cuarzo

Geologiaweb. (2021c). Esmeclita: Propiedades, características y usos. <https://geologiaweb.com/minerales/esmeclita/>

Geologiaweb. (2022). https://geologiaweb.com/minerales/calcita/#Calcita_hidrotermal_cristal_del_calcita

Gianelli, G; Grassi, S. (2001). Water-rock interaction in the active geothermal system of Panetelleria, Italy. *Chemical Geology*, 181(1/4), 113–130.

Giaramita, M. J.; Sorensen, S. S. (1994). Primary fluids in low-temperature eclogites: evidence from two subduction complexes (Dominican Republic, and California, USA). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 279–292.

Giggenbach, W. (1986). Graphical Techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge waters. Chemistry Division, Department of Scientific and Industrial Research. 8th NZ Geothermal Workshop, Petone, New Zealand, 37–43.

Giggenbach, W. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749–2765.

Giggenbach, W. (1991). Chemical techniques in geothermal exploration. En *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development: series of technical guides on the use of geothermal energy* (pp. 119–142). UNITAR/UNDP.

Giggenbach, W. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113, 495–510.

Giggenbach, W.; Goguel, R. (1989). Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. Pentone, New Zealand: DSIR report CD 2401. 4th edition.

Giggenbach, W.; Gonfiantini, R.; Jangi, B.; Truesdell, A. (1983). Isotopic and Chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, North-West Himalaya, India. *Geothermics*, 12(2/3), 199–222.

Giggenbach, W.; Stewart, M. (1982). Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. *Geothermics*, 11(2), 71–80.

Gíslason, S.; Arnórsson, S. (1993). Dissolution of primary basaltic minerals in natural waters: Saturation state and kinetics. *Chemical Geology*, 105, 117–135.

Goguel, R. (1983). The rare alkalies in hydrothermal alteration at Wairakei and Broadlands geothermal fields, N.Z. *Geochim. Cosmochim.*, 47, 429–437.

Gómez-Tuena, A.; Mori, L.; Straub, S. (2012). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-Science Reviews*, 183, 153–181.

Gómez-Vasconcelos M.G.; Garduño-Monroy, V.H.; Macías, J.L.; Layer, P.W.; Benowitz; J.A. (2015). The Sierra de Mil Cumbres, Michoacán, México: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 128-147.

González Hita, L.; Mejía González, M. (2013). Informe Final: Espectroscopía láser aplicada al análisis de isótopos estables de hidrógeno y oxígeno en muestras de agua natural. Su empleo en el acuífero de la Comarca Lagunera y el acuífero profundo del Valle de México. <http://repositorio.imta.mx/bitstream/handle/20.500.12013/1395/TH->

Harder H. (1974). Boron. En *Handbook of Geochemistry* (pp. 501–503). K. H. Wedepohl. Springer-Verlag.

Heald, P.; Foley, N.; Hayba, D. (1987). Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, 1, 1–26.

Hedenquist, J.; Arribas, A; González, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, 13(2), 45–77.

Hem. (1985). *Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water*. Alexandria, VA: Department of the Interior, U.S. Geological Survey.

Henley, R.; Ellis, A. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Science Reviews*, 19(1), 1–50.

Hidrología, Universidad de Salamanca. (2010). Valores perm-porosidad. https://hidrologia.usal.es/Complementos/Valores_perm_porosidad.pdf

Higiene Ambiental. (Abril de 2009). Exceso de boro en el agua potable de Las Palmas. <https://higieneambiental.com/tratamiento-de-aguas-y-legionella/exceso-de-boro-en-el-agua-potable-de-las-palmas#:~:text=Ingerir%20grandes%20cantidades%20de%20boro,los%20ri%C3%B1ones%20y%20el%20cerebro.>

Hiriart Le Bert, G.; Gutiérrez Negrín, L.; Quijano León, J.; Ornelas Celis, A.; Espíndola, S.; Hernández, I. (2011). Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía.

Hochstein, M. (1988). Assessment and modelling of geothermal reservoirs (small utilization schemes). *Geothermics*, 17(1), 15–49.

Hochstein, M.; Zhongke, Y.; Ehara, S. (1990). The Fuzhou geothermal system (PR China), modelling study of a low temperature fracture-zone system. *Geothermics*, 19 (1), 43–60.

Hounslow, A. (1995). *Water Quality Data. Analysis and Interpretation*. Taylor & Francis Group. 1-417.

Huera Guzmán, J. (2019). Escalas Logarítmicas con ejemplos. Neurochispas. <https://www.neurochispas.com/wiki/escalas-logaritmicas/>

Huertas, J. et al. (2022). Transformaciones microtexturales de esmectita a illita. Universidad de Málaga: <https://riuma.uma.es/xmlui/handle/10630/24546>

IGA & IRENA. (2023). *Global Geothermal Assessment*. Abu Dhabi. 1-136.

IGME. (2011). Hidrogeología y propiedades de los acuíferos. <http://www-naweb.iaea.org/naweb/ih/documents/LIBRO%20ISOTOPOS/PDF%20Isotopos-IV/Seccion%20IV-%201.pdf>

INEGI. (1984). Conjunto de datos vectoriales de la carta de Aguas superficiales. Escala 1:250,000. Serie I.

InfoAgro. (Noviembre de 2017). ¿Qué es la conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos? <https://mexico.infoagro.com/que-es-la-conductividad-electrica-y-los-solidos-totales-disueltos/>

Insumos de Laboratorio Norte. (8 de Noviembre de 2019). Verde de bromocresol. <https://www.facebook.com/norteinsumoslab/posts/verde-de-bromocresol-sol-005-pv-biopackverde-de-bromocresol-indicador-pa-biopack/1411551369000017/>

Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña. (2021). ¿Qué es un yacimiento geotérmico? Tipos de yacimientos geotérmicos.

Instituto Nacional del Cáncer. (2021). Sustancias en el ambiente que causan cáncer. Arsénico. Departamento de Salud y Servicios Humanos, Gobierno de EUA: <https://www.cancer.gov/espanol/cancer/causas->

prevencion/riesgo/sustancias/arsenico#:~:text=La%20ingesti%C3%B3n%20prolongada%20de%20agua,los%20sistemas%20inf%C3%A1tico%20y%20hematopoy%C3%A9tico

Jácome Paz, M. P., Gómez Piña, V. M., Prol Ledesma, R. M., González Romo, I., Estrada Murillo, A., Hernández Hernández, M. A., González Alfaro, A., & Gómez Torres, M. (2021). Geoheritage in Thermal Springs of Puruándiro, Michoacán, México. *Geoheritage 2021* 13:3, 13(3), 1–25. <https://doi.org/10.1007/S12371-021-00584-6>

Janik, C.; Truesdell A.; Goff, F.; Shevenell, L.; Stallard, M.; Trujillo, P.; Counce, D. (1991). A geochemical model for the Platanares geothermal systems, Honduras. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 45, 125–146.

Kabata, A.; Pendias, H. (1984). Elements of group III. II. Boron. En *Trace elements in soils and plants* (pp. 127–134). CRC Press, Inc.

Karingithi, C. W. (2009). Chemical geothermometers for geothermal exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources at Lake Naivasha, Kenya. Kenya Electricity Generating Co., Ltd, Geothermal Training Programme, Geothermal Development Company. 1-12.

Kerr, P. (1965). *Mineralogía Óptica* (3ra ed.). McGraw-Hill Book Company. 1-433.

Khoma, O. (2020). Escala de la calidad del agua. <https://es.dreamstime.com/escala-de-calidad-del-agua-que-muestra-el-total-s%C3%B3lidos-disueltos-tds-medidos-en-partes-por-mill%C3%B3n-ppm-para-diversas-fuentes-image184908949>

Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M. N.; Salinas, S. (2016). Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 318, 114-133.

Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114-133.

Laboratorio de Técnicas Instrumentales UVa. (2019). Cromatografía iónica. <https://laboratoriotecnicasinstrumentales.es/analisis-quimicos/cromatografa-inica>

Laboratorio de Técnicas Instrumentales UVa. (2020). Espectroscopía de Plasma ICP-OES. <https://laboratoriotecnicasinstrumentales.es/analisis-quimicos/espectroscopa-de-plasma-icp-oes>

Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología (LINAN). (2014). Difracción de rayos-X. http://www.linan-ipicyt.mx/Difraccion_de_rayos_X.html

La Piedad y mi región. (2019). Monografía Puruándiro. <https://lapiedadymiregion.wordpress.com/2009/01/07/monografia-puruandiro-wikipedia/>

Lee, K. (2001). Classification of geothermal resources by exergy. *Geothermics*, 30, 431–442.

Legates, D.; Willmott, C. (1990). Temperatura Media Anual del Aire en Centroamérica. Resolución de 30 Minutos. r-hydronet, University of New Hampshire. <https://www.r-hydronet.sr.unh.edu/grids/temperature/ca.spanish.html>

Lenntech Water Treatment. (2021). Water Conductivity. <https://www.lenntech.com/applications/ultrapure/conductivity/water-conductivity.htm>

Magaña, N. (2002). Factibilidad Técnico-Financiera de la producción de jitomate hidropónico bajo invernadero en Puruándiro, Michoacán. Universidad Autónoma de Chapingo.

Mandal, B.; Suzuki, K. (2002). Arsenic round the world: a review. *Talanta*, Elsevier, 58, 201–235.

Marques, J. (2010). The role of geosciences in the assessment of low-temperature geothermal resources (N-Portugal): a review. *Geosciences Journal*, 14, 423–442.

Martínez, A. (2020). Estudio hidroquímico e isotópico de los manantiales termales del Estado de México. Toluca. Universidad Autónoma del Estado de México. http://ri.uaemex.mx/bitstream/handle/20.500.11799/109504/Tesis_TAKMF_FINAL_Julio%202020%20RI.pdf?sequence=1

Martínez-Márquez, G.A. (noviembre de 2017). Geoquímica Preliminar del Prospecto Geotérmico Volcán Mombacho, Nicaragua. Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG). Diplomado de especialización en geotermia-2017. San Salvador: Universidad de El Salvador. Facultad de Ingeniería y Arquitectura. Unidad de Posgrados. <https://ri.ues.edu.sv/id/eprint/15981/1/Geoqu%c3%admica%20preliminar%20del%20prospecto%20geot%c3%a9mico%20Volcan%20Mombacho,%20Nicaragua.pdf>

McFarland & Dozier. (2010). Problemas del agua potable: El hierro y el manganeso. Cooperativa de Texas. Sistema Universitario Texas A&M: <https://texaswater.tamu.edu/resources/factsheets/I5451sironandman.pdf>

McInnes, B.I.; Gregoire, M.; Binns, R.A.; Herzig, P.M.; Hannington, M.D. (2001). Hydrous metasomatism of oceanic sub-arc mantle, Lihir, Papua New Guinea: petrology and geochemistry of fluid-metasomatised mantle wedge xenoliths. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1–2), 169–183.

McKibben M.; Williams, A.; Elders W.; Eldridge C. (1987). Saline brines and metallogenesis in a modern sediment-filled rift: The Salton Sea geothermal system, California, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2, 563–578.

Mendoza-Rangel, E.; Hernández-Ayala, C. (2004). La protección ambiental en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geotermia*, 17(1), 1–8. <https://biblat.unam.mx/hevila/Geotermia/2004/vol17/no1/1.pdf>

Meteorología y climatología de Navarra. (s.f.). <http://meteo.navarra.es/definiciones/koppen.cfm>

Meteorologiaenred. (2019). Tipos de cuarzo. https://www.meteorologiaenred.com/tipos-de-cuarzo.html#Cuarzo_hidrotermal

Michard, G. (1979). Géothermomètres chimiques. BRGM, (2 serie) III(2), 183–189.

Michard, G.; Roekens E. (1983). Modelling of the chemical composition of alkaline hot waters. *Geothermics*, 12, 161–169.

Ministerio de Industria y Energía (MIE). (1985). Análisis metodológico de las técnicas geoquímicas empleadas en prospección geotérmica. 417 p.

Mifflin, M. (1968). Hydrogeology. Geological Society of America, 69–78.

Minería en Línea. (9 de Abril de 2019). Rocas y Minerales. Cristobalita. https://mineriaenlinea.com/rocas_y_minerales/cristobalita/

Moeck, I. (2013). Classification of geothermal plays according to geological habitats. Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada. IGA Academy Report (pp. 1–10).

Moeck, I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882. <https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>

Morales-Simfors, N.; Bundschuh, J. (2022). Arsenic-rich geothermal fluids as environmentally hazardous materials – A global assessment. *Science of the Total Environment*, 817, 1–24.

Morán-Ramírez, J. (2020). Curso Básico de Hidrogeoquímica Aplicada (Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica UNAM).

- Morell, I.; Pulido-Bosch, A.; Daniele, L.; Cruz, J. V. (2008). Chemical and isotopic assessment in volcanic thermal waters: Cases of Ischia (Italy) and São Miguel (Azores, Portugal). *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(22), 4386-4399.
- Neale, Z. (2020). Inductively coupled plasma optical emission spectroscopy (ICP-OES) Overview. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=InFhIHPZYIc>
- Nehring, N. (1980). *Geochemistry of Steamboat Springs, Nevada*. USGS Open File Rept., 80–887.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids*. Springer-Verlag, 1–255.
- Nukman, M.; Moeck, I. (2013). Structural controls on a geothermal system in the Tarutung Basin, north central Sumatra. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74, 86–96.
- OCLSP. (2021). Base de datos de unidades de riego. Dirección de Infraestructura Hidroagrícola.
- Olguín-Martínez, M. G.; Peiffer, L.; Dobson, P. F.; Spycher, N.; Inguaggiato, C.; Wanner, C.; Hoyos, A.; Wurl, J.; Makovsky, K. (2022). PyGeoT: A tool to automate mineral selection for multicomponent geothermometry. *Geothermics*, 104, 1–17.
- Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO). (1985). Sobre la utilización de la clasificación de las aguas de riego del U.S. Laboratory Salinity (USLS). *Geogaceta*, 37, 111–113. <https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/Geo37/Geo37-28.pdf>
- Organización Mundial de la Salud (OMS). (1993). Estándares de la OMS para agua potable. <https://www.oas.org/dsd/publications/classifications/Armoniz.EstandaresAguaPotable.pdf>
- Organización Mundial de la Salud (OMS). (7 de Diciembre de 2022). Arsénico. <https://www.who.int/es/news-room/fact-sheets/detail/arsenic>
- Ospino, M. (2022). Explorock Soluciones Geológicas. Tipos de Alteraciones Hidrotermales <https://www.explorock.com/tipos-alteraciones-hidrotermales/>
- OZ PERU GROUP S.A.C. (2015). Conductímetro. <https://www.oz-peru.com/conductimetro/>
- Palmer, C.; Ohly, S.; Smith, R.; Neupane, G.; McLing, T.; Mattson, E. (2015). Mineral Selection for Multicomponent Equilibrium Geothermometry. *Geothermal Resources Council*, 38, 1–7.
- Panteleyev. (1988). A Canadian Cordilleran Model for Epithermal Goldsilver Deposits. *Ore Deposit Models: Geoscience Canada Reprint Series*, 31-43.
- Pasquarè, G.; Ferrari, L.; Tibaldi, A.; Garduño, V. H.; Vezzoli, L. (1988). Geology of the central sector of Mexican volcanic belt, states of Guanajuato and Michoacán: Geological Society of America. *Map and Chart Series*, 72, 20.
- Pérez-Orozco, J.D.; Sosa-Ceballos, G.; Garduño-Monroy, V.H; Avellán, D.R. (2018). Felsic-intermediate magmatism and brittle deformation in Sierra del Tzirate (Michoacán-Guanajuato Volcanic Field). *Journal of South American Earth Sciences*, 81-96.
- Perfoconstrucciones Corvi, S.A. de C.V. (2020). Registro Eléctrico de parámetros múltiples de Pozo “Ejido San Antonio Carano No. 3 El Limón”, Puruándiro, Mich. Guadalajara.
- Ponce, D.; Glen, J. (2002). Relationship of epithermal gold deposits to large-scale fractures. *Economic Geology*, 97, 3–9.

- Porras Velázquez, A. (2015). Diplomado en Análisis de Información Geoespacial. <https://centrogeo.repositorioinstitucional.mx/jspui/bitstream/1012/165/1/21-Analisis Estructural- Diplomado en Análisis de Información Geoespacial.pdf>
- Pous, J., & Jutglar, L. (2004). *Energía Geotérmica*. Barcelona: Ediciones CEAC, Energías Alternativas y Medio Ambiente 1–271.
- Powell, T.; Cumming, W. (2010). SPREADSHEETS FOR GEOTHERMAL WATER AND GAS GEOCHEMISTRY. Stanford University. Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, February 1-3. 1–10. <https://pete.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/2010/powell.pdf>
- Prol-Ledesma, R. (2002). *El calor de la Tierra* (3rd ed.). Fondo de Cultura Económica. 99 pp.
- QuercusLab. (Junio de 2018). Efectos de la temperatura en la medida del pH. <https://quercuslab.es/blog/efectos-de-la-temperatura-en-la-medida-del-ph/>
- Rahaman, M. S.; Rahaman, M. M.; Mise, N.; Sikder, M. (2021). Environmental arsenic exposure and its contribution to human diseases, toxicity mechanism and management. *Environmental Pollution*, 289.
- Ramírez-Urbe, I.; Siebe, C.; Salinas, S.; Guilbaud, M. N.; Layer, P.; Benowitz, J. (2019). 14C and 40Ar/39Ar radiometric dating and geologic setting of young lavas of Rancho Seco and Mazcuta volcanoes hosting archaeological sites at the margins of the Pátzcuaro and Zacapu lake basins (central Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 388, 1-22.
- Ramos, Q.; Armienta, M.; Aguayo, A.; Cruz, O. (2021). Evaluation of the interactions of arsenic (As), boron (B), and lead (Pb) from geothermal production wells with agricultural soils. *Ecotoxicology and Environmental Safety*, 211.
- Rango, T.; Vengosh, A.; Dwyer, G.; Bianchini, G. (2013). Mobilization of arsenic and other naturally occurring contaminants in groundwater of the Main Ethiopian Rift aquifers. *Water Research*, 47, 5801–5818.
- Rebeles, G. (2016). *Compilación de la composición isotópica de aguas naturales en México*. Memorias del XXIII Congreso Anual (págs. 1-7). Morelia, Mich.: Asociación Geotérmica Mexicana. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/Mexico/2016/21-IIE-Rebeles-Final.pdf>
- Rebollo, L. (2012). *Hidrogeología. Clasificación hidrogeológica de las formaciones rocosas. Comportamiento del medio frente al agua subterránea*. Departamento de Geología, Universidad de Alcalá. Licenciatura en Ciencias Ambientales.
- Rebollo, L. (2013). *Hidrogeología. Propiedades hidráulicas elementales de los medios sólidos*. Departamento de Geología, Universidad de Alcalá. Licenciatura en Ciencias Ambientales. https://portal.uah.es/portal/page/portal/GP_EPD/PG-MA-ASIG/PG-ASIG-67044/TAB42351/T2-Propiedades%20hidr%E1ulicas%20elementales.pdf
- Región de Murcia. Integra Digital. (2018). *Naturaleza. Geología*. Calcedonia. https://www.regmurcia.com/servlet/s.SI?sit=c,365,m,108&r=ReP-26905-DETALLE_REPORTAJESABUELO
- Reyes, A. (1990). Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 43, 279–309.
- Reyes, N.; Siebe, C.; Oryaëlle, M.; Noelle, M. (2018). Geology and radiometric dating of Quaternary monogenetic volcanism in the western Zacapu lacustrine basin (Michoacán, México): implications for archeology and future hazard evaluations. *Bulletin of Volcanology*, 1-22.
- Robertson, D.; Fruchter, J.; Lundwick, J.; Wilkenson, C. (1978). Chemical characterization of gases and volatile heavy metals in geothermal effluents. A Novelty Becomes a Resource; *Geothermal Resources Council Trans*, 2, 579–582.

- Romero, V.; Norris, F.; Ríos, J.; Cortés, I.; González, A.; Gaete, L.; Tchernitchin, A. (2017). Consecuencias de la fluoración del agua. *Revista Med Chile*, 240-249. <https://scielo.conicyt.cl/pdf/rmc/v145n2/art12.pdf>
- Scala S.A de C.V., Departamento Ambiental. (2012). Construcción del Centro Mexicano de Energía Renovable. Resumen Ejecutivo. <http://sinat.semarnat.gob.mx/dgiraDocs/documentos/gto/resumenes/2012/11GU2012U0001.pdf>
- Scambelluri, M.; Philippot, P. (2001). Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 55(1–4), 213–227.
- Scambelluri, M.; Piccardo, G.B.; Philippot, P.; Robbiano, A.; Negretti, L. (1997). High salinity fluid inclusions formed from recycled seawater in deeply subducted alpine serpentinite. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(3–4), 485–499.
- Schlumberger Energy Glossary. (2022). Energy Glossary en Español. Montmorillonite: <https://glossary.slb.com/es/terms/m/montmorillonite>
- Schlumberger Energy Glossary. (2023). Energy Glossary en Español. Alteración hidrotermal: https://glossary.slb.com/es/terms/h/hydrothermal_alteration
- Secretaría de Salud. (1994). Diario Oficial de la Federación. Modificación a la Norma Oficial Mexicana NOM-014-SSA2-1994, Para la prevención, detección, diagnóstico, tratamiento, control y vigilancia epidemiológica del cáncer cérvico uterino. <https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/10397/NOM-014-SSA2-1994.pdf>
- Secretaría de Salud. (2022). Diario Oficial de la Federación. NORMA Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-2021, Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de la calidad del agua. https://www.dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5650705&fecha=02/05/2022#gsc.tab=0
- Segovia, N.; Barragán, R.; Tello, E.; Alfaro, R.; Mena, M.; Pulinets, S.; Leyva, A. (2005). Geochemical Exploration at Cuitzeo Basin Geothermal Zone (Mexico). *Journal of Applied Sciences*, 5(9), 1658–1664.
- Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales (SEMARNAT). (2015). Regiones Hidrológicas. Atlas Digital Geográfico. http://gisviewer.semarnat.gob.mx/aplicaciones/Atlas2015/agua_RH.html
- Servicio Nacional de Estudios Territoriales. (2002). Hidrogeología. <https://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00001/doc00001-seccion%20g%203.pdf>
- Servicio Geológico Mexicano (SGM): Pérez Flores, E., Mauvois Guitteaud, R., Menguelle López, J., Moreno Vázquez, J. L., Soto Araiza, R. G., & López Qjeda, J. A. (1999). Carta Geológico-Minera Qro. F14-10, 1:250,000 (p. 1).
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2017). El microscopio petrográfico. https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Informacion_complementaria/El-microscopio-petrografico.html
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2018). Geotermia. Aplicaciones de la geología. https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Aplicaciones_geologicas/Geotermia.html
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2021a). GeoInfoMex, El Banco de Datos del SGM. <https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/>
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2021b). Petrografía. <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Rocas/Petrografia.html>
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2023). GeoInfoMex. <https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/#>
- Sharp, Z. D. (2017). Principles of Stable Isotope Geochemistry (2da ed.). DOI: <https://doi.org/10.25844/h9q1-0p82>

Siebe, C.; Pereira, G.; Dorison, A.; Reyes-Guzmán, N.; Ramírez-Urbe, I.; Quezada-Ramírez, O. (2023). *Arqueología y vulcanismo reciente de la cuenca lacustre de Zacapu (Michoacán, México)*. Guía de campo. Universidad Nacional Autónoma de México.

Siever, R. (1962). Silica solubility, 00-200° C, and the diagenesis of siliceous sediments. *The Journal of Geology*, 70, 127–150.

Silberman, M.; Stewart, J.; McKee, E. (1976). Igneous activity, tectonics and hydrothermal precious-metal mineralization in the Great Basin during Cenozoic time. *AIIME Transactions*, 260, 253–263.

Sillitoe, R. (1977). Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review, *Volcanic processes in ore genesis*. Institution of Mining and Metallurgy-Geological Society of London, 99-116.

Sillitoe, R. (1988). Environments, styles and origins of gold deposits in western Pacific island arcs. *Bicentennial Gold 88: Geological Society of Australia*, 22, 127–138.

SINA-CONAGUA. (2021). Cuencas (nacional).

<https://sina.conagua.gob.mx/sina/tema.php?tema=cuencas&ver=mapa>

SINA-CONAGUA. (2022). Regiones hidrológicas (nacional).

<http://sina.conagua.gob.mx/sina/tema.php?tema=regionesHidrologicas>

Smedley, P.; Edmunds, W.; Pelig-Ba, K. (1996). Mobility of arsenic in groundwater in the Obuasi area of Ghana. *Environmental Geochemistry and Health (McCall Ed.; Vol. 113)*. Geological Society Special Publication.

Smedley, P.; Kinniburgh, D. (2002). A review of the source, behaviour and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, 17, 517–568.

Smith, K., Milnes, A.; Eggleton, R. (1987). Weathering of basalt: formation of iddingsite. *Clays and Clay Minerals*, 35(6), 418–428. <https://hmong.es/wiki/Iddingsite>

SNET. (2006). Glosario. <https://portafolio.snet.gob.sv/digitalizacion/pdf/spa/doc00245/doc00245-seccion%20g.pdf>

Sorey, M. (1985). Evolution and present state of the hydrothermal system in Long Valley caldera. *J. Geophys. Res.*, 90(B13), 219–228.

Soriano, P. (2007). Rocas sedimentarias. Clasificación, distribución y características. http://personales.upv.es/psoriano/pdf/geo/G07_RocasSedimentarias.pdf

Staude. (1993). Gold, silver, and base metal epithermal mineral deposits around the Gulf of California, Mexico: relationship between mineralization and major structures. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 69-78.

Steven, T.; Lipman, P.; Fisher, F.; Blenlewski, C.; Meeves, H. (1977). Mineral resources of study areas contiguous to the Uncompahgre Primitive area, San Juan Mountains, southwestern Colorado. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1391-E, 126.

Stiff, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of Petroleum Technology*, 3(10), 15–17.

Stimac, J.; Goff, F.; Goff, C. (2015). Intrusion-Related Geothermal Systems. *The Encyclopedia of Volcanoes* (2nd ed., pp. 799–822). Elsevier Inc.

Tello, E. (1985). Evaluación geoquímica de la zona geotérmica de Puruándiro, Mich. Informe 32-85. CFE. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios Geotérmicos. Dpto. de Exploración.

Truesdell. (1991). Effects of physical process on geothermal fluids. Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development. pp. 71-92. Roma: NITAR/UNDP Centre of Small Energy Resources.

Trujillo-Hernández, N.; Hugo Garduño-Monroy, V.; Jiménez-Haro, A.; Gómez-Ályarez, F.; Manuel Nájera-Blas, S., Israde-Alcántara, I.; Layer, P. (2022). Estratigrafía volcánica de la porción suroeste del Lago de Cuitzeo y su relación con la formación de la caldera tipo graben de Chucándiro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 39(1), 100-115.

Trumpy, E.; Manzella, A. (2017). Geothopica and the interactive analysis and visualization of the updated Italian National Geothermal Database. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 54, 28–37 (Doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jag.2016.09.004>).

Unión Europea (UE). (1998). Estándares de la UE para agua potable. <https://www.oas.org/dsd/publications/classifications/Armoniz.EstandaresAguaPotable.pdf>

UNAM- Coursera. (2019). Curso Introducción a la Geotermia.

Universidad Complutense de Madrid. (2017). Cromatografía Iónica (IC). <https://www.ucm.es/tecnicasgeologicas/cromatografia-ionica>

Universidad de Alicante. (2020). DIFRACCIÓN DE RAYOS X. Servicios Técnicos de Investigación. <https://sstti.ua.es/es/instrumentacion-cientifica/unidad-de-rayos-x/difraccion-de-rayos-x.html>

Universidad de California. Comité Consultores. (1972). Sobre la utilización de la clasificación de las aguas de riego del U.S. Laboratory Salinity (USLS). *Geogaceta*, 37, 111–113. <https://sge.usal.es/archivos/geogacetas/Geo37/Geo37-28.pdf>

Universidad de California Davis. (2022). 17.5: Solubilidad y pH. LibreTexts. [https://espanol.libretexts.org/Quimica/Qu%C3%ADmica_General/Mapa%3A_Qu%C3%ADmica_General%3A_Principios%2C_Patrones_y_Aplicaciones_\(Averill\)/17%3A_Equilibrios_de_solubilidad_y_complejaci%C3%B3n/17.05%3A_Solubilidad_y_pH](https://espanol.libretexts.org/Quimica/Qu%C3%ADmica_General/Mapa%3A_Qu%C3%ADmica_General%3A_Principios%2C_Patrones_y_Aplicaciones_(Averill)/17%3A_Equilibrios_de_solubilidad_y_complejaci%C3%B3n/17.05%3A_Solubilidad_y_pH)

Universidad de Chile. Facultad de Ciencias Físicas y Materiales. (2011). Alteración Hidrotermal: Conceptos generales. https://www.u-cursos.cl/ingenieria/2011/2/GL4401/1/material_docente/detalle?id=385397

Universidad de Granada. (2001). Conductividad eléctrica del agua. [https://fccs.es/documentos/05_documentos_por_temas/Estandares%20de%20calidad%20de%20las%20aguas%20Tablas%20de%20estandares\(3\)/Salinidad_del_agua_de_riego.pdf](https://fccs.es/documentos/05_documentos_por_temas/Estandares%20de%20calidad%20de%20las%20aguas%20Tablas%20de%20estandares(3)/Salinidad_del_agua_de_riego.pdf)

Universidad de Granada. (2014). Alteraciones hidrotermales. Detalles de algunos tipos de alteración hidrotermal. <https://www.ugr.es/~minechil/apartado14.htm>

Universidad de Valencia. (2018). 1.- Fundamentos de las valoraciones | ANÁLISIS VOLUMÉTRICO. https://www.uv.es/qanaldetect/volumetrias/1_fundamentos_de_las_valoraciones.html

University of Maryland Extension. (18 de Mayo de 2018). ¿Es Su Agua Potable Otra Fuente de Sodio? <https://extension.umd.edu/resource/es-su-agua-potable-otra-fuente-de-sodio>

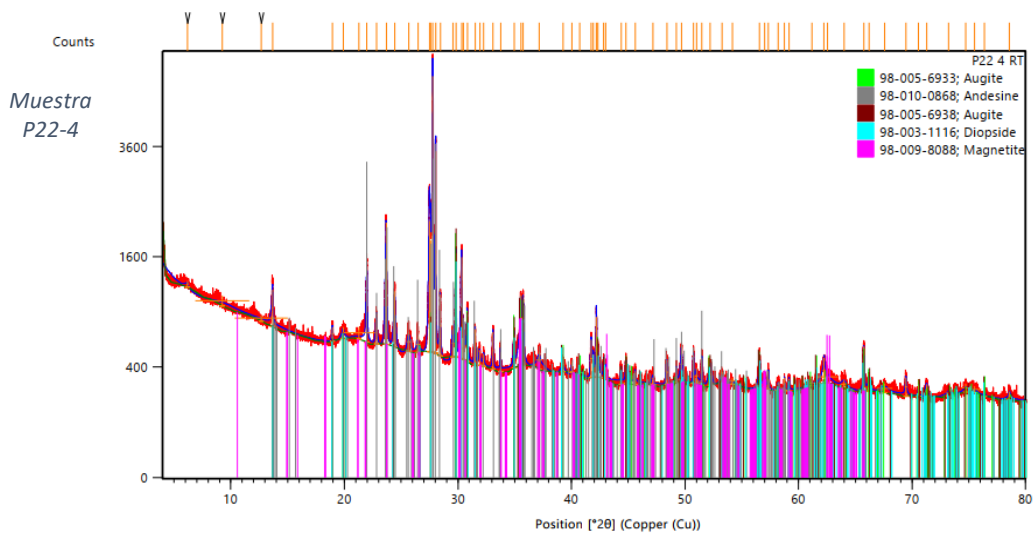
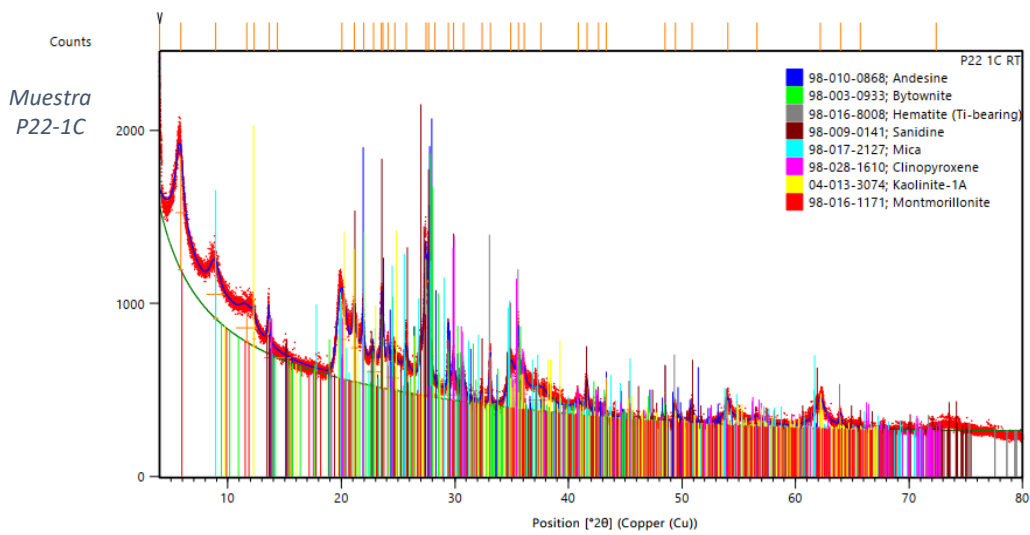
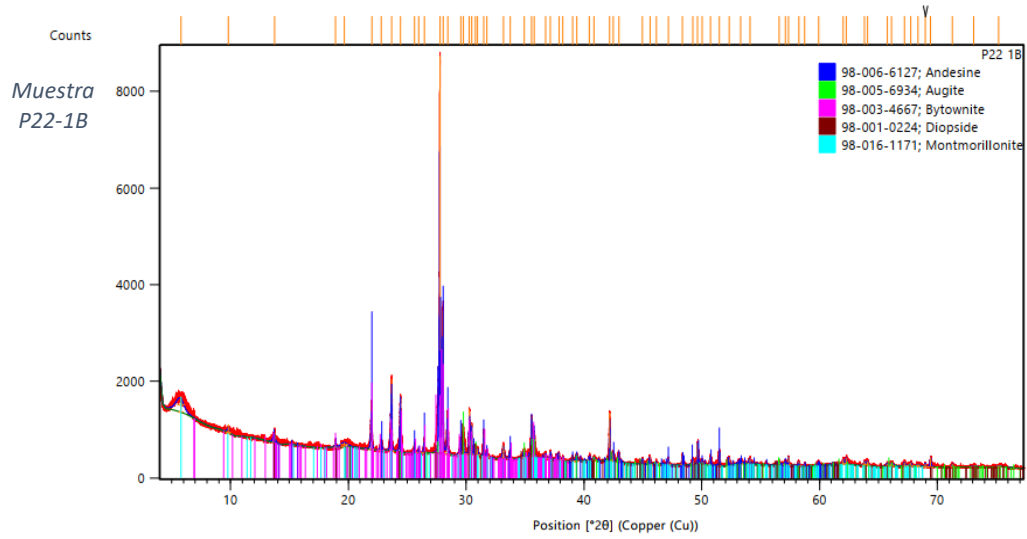
Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED-Madrid). (2019). Difracción de rayos X, Ley de Bragg. https://www.intecca.uned.es/difusionigccu/grado/CRISTAMINE/paginas_contenidos/Cristalografia/difraccion_03.html

Uzelli, T. (2017). Conceptual model of the Gülbahce geothermal system, Western Anatolia, Turkey: based on structural and hydrogeochemical data. *Geothermics*, 68, 67–85.

- Villagómez, M. (2003). http://pep.ieepo.oaxaca.gob.mx/recursos/multimedia/rocas_minerales/publi_rocas/piedra-rosa.htm
- Villanueva Estrada, R. E. (2019). Mapa de provincias geotérmicas de México a partir de la geoquímica de fluidos y distribución de acuíferos: Herramientas para la exploración y desarrollo de recursos geotérmicos convencionales. Proyecto P02. Reporte técnico de la etapa 08. 1–81.
- Wassenaar, L. I.; Van Wilgenburg, S. L.; Larson, K.; Hobson, K. A. (2009). A groundwater isoscape (δD , $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3), 123-136.
- Waterboards. (2018). Folleto Informativo Conductividad Eléctrica/Salinidad. https://www.waterboards.ca.gov/water_issues/programs/swamp/docs/cwt/guidance/3130sp.pdf
- Weather Spark. (2021). <https://es.weatherspark.com/y/4539/Clima-promedio-en-Puru%C3%A1ndiro-M%C3%A9xico-durante-todo-el-a%C3%B1o>
- Webster, J. (1999). The source of arsenic (and other elements) in the Marbel-Matingao river catchment, Mindanao, Philippines. *Geothermics*, 28, 11–95.
- Wentworth, C. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 337–392.
- White, D. (1970). Geochemistry Applied to the Discovery, Evaluation and Exploitation of Geothermal Energy Resources. *Geothermics*, 2 (Special Issue), 58–80.
- White, W. (1974). Stable Isotopes. *Geochemistry*. Chapter 9, pp. 361–420.
- White, N.; Hedenquist, J. (1990). Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36, 445–474.
- White, N.; Leake, M.; McCaughey, S.; Parris, B. (1995). Epithermal gold deposits of the southwest Pacific. *Journal of Geochemical Exploration*, 54, 87–136.
- World Health Organization. (2001). WHO Arsenic Compounds, Environmental Health Criteria (2nd ed., Vol. 224).
- Xu, T.; Hou, Z.; Jia, X.; Spycher, N.; Jiang, Z.; Feng, B.; Na, J.; Yuan, Y. (2016). Classical and integrated multicomponent geothermometry at the Tengchong geothermal field, Southwestern China. *Environmental Earth Sciences*, 75, 1–10.
- Younger, P. (2007). *Groundwater in the Environment. An Introduction*. Malden, MA: Blackwell Publishing.
- YuBrain, Ciencia Química. (05 de Abril de 2021). ¿Qué es un indicador ácido base? <https://www.yubrain.com/ciencia/quimica/que-es-un-indicador-acido-base/>
- Zarcinas, B.A.; Cartwright, B. (1987). Acid dissolution of soils and rocks for the determination of boron by Inductively coupled plasma atomic emission spectrometry. *Analyst*, 112(8), 107–1112.
- Zarhloule, Y.; Rimi, A.; Boughriba, M.; Barkaoui, A.; Lahrach, A. (2010). The Geothermal Research in Morocco: History of 40 Years. World Geothermal Congress. Bali, Indonesia.

ANEXO 1

> Difractogramas de análisis de roca total mediante Difracción de Rayos X



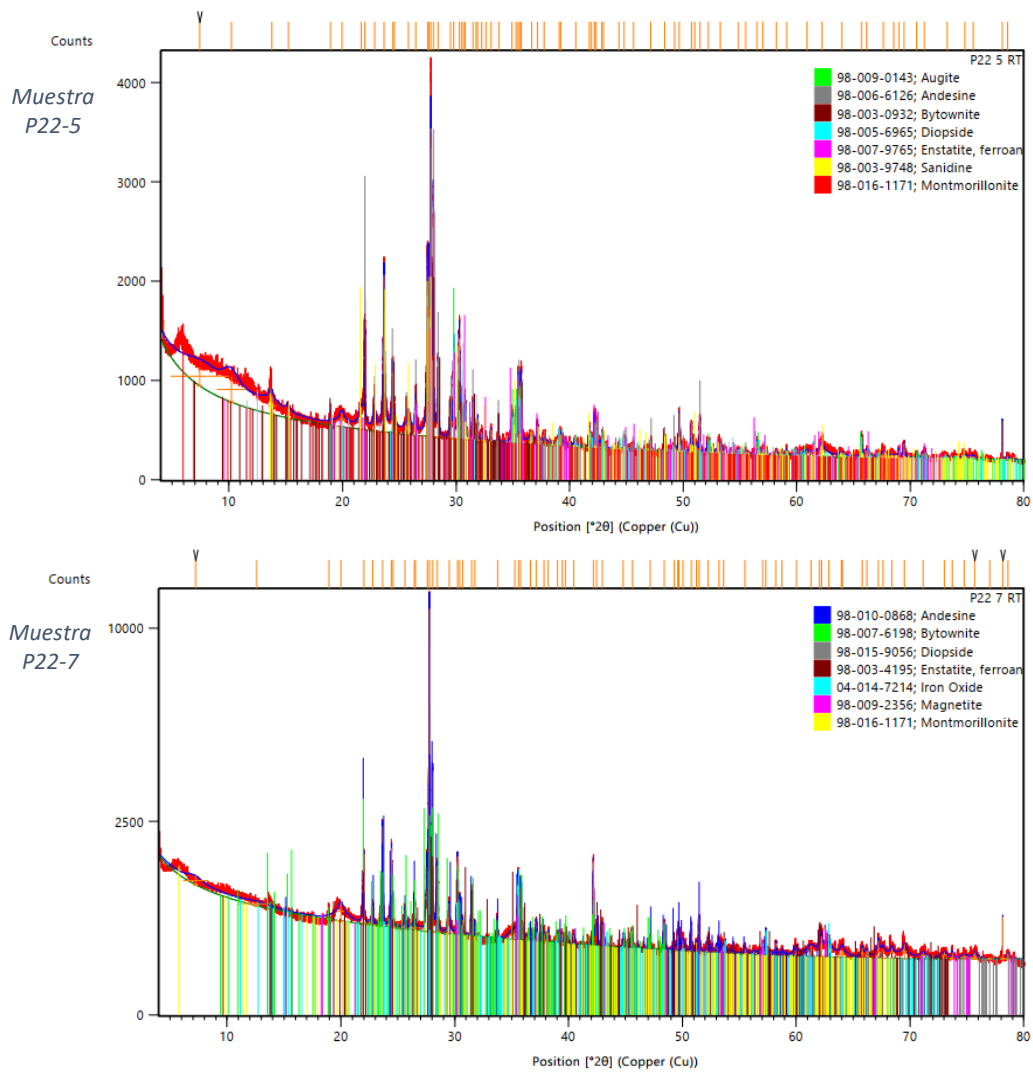
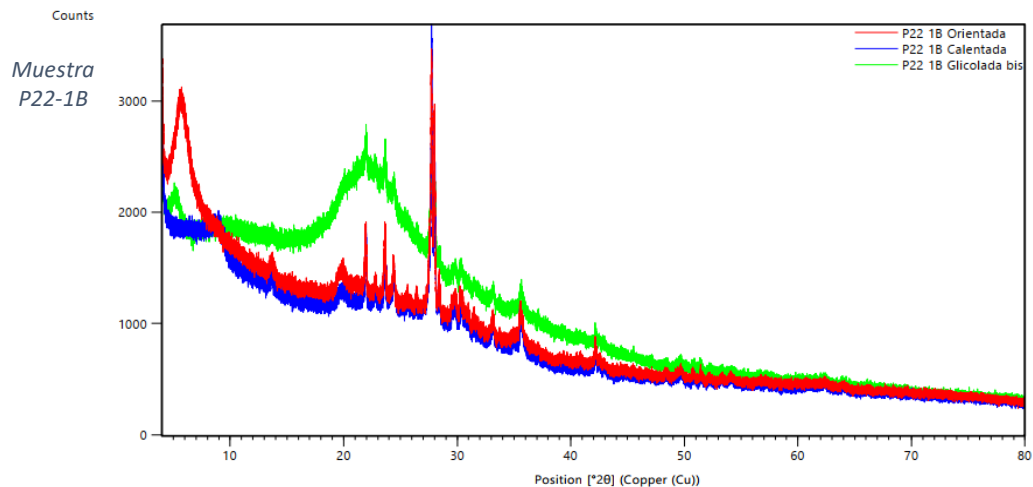


Fig. 143: Difractogramas del análisis de roca total para muestras P22-1B, P22-1C, P22-4, P22-5 y P22-7.

> Difractogramas de análisis de separación e identificación de arcillas mediante Difracción de Rayos X



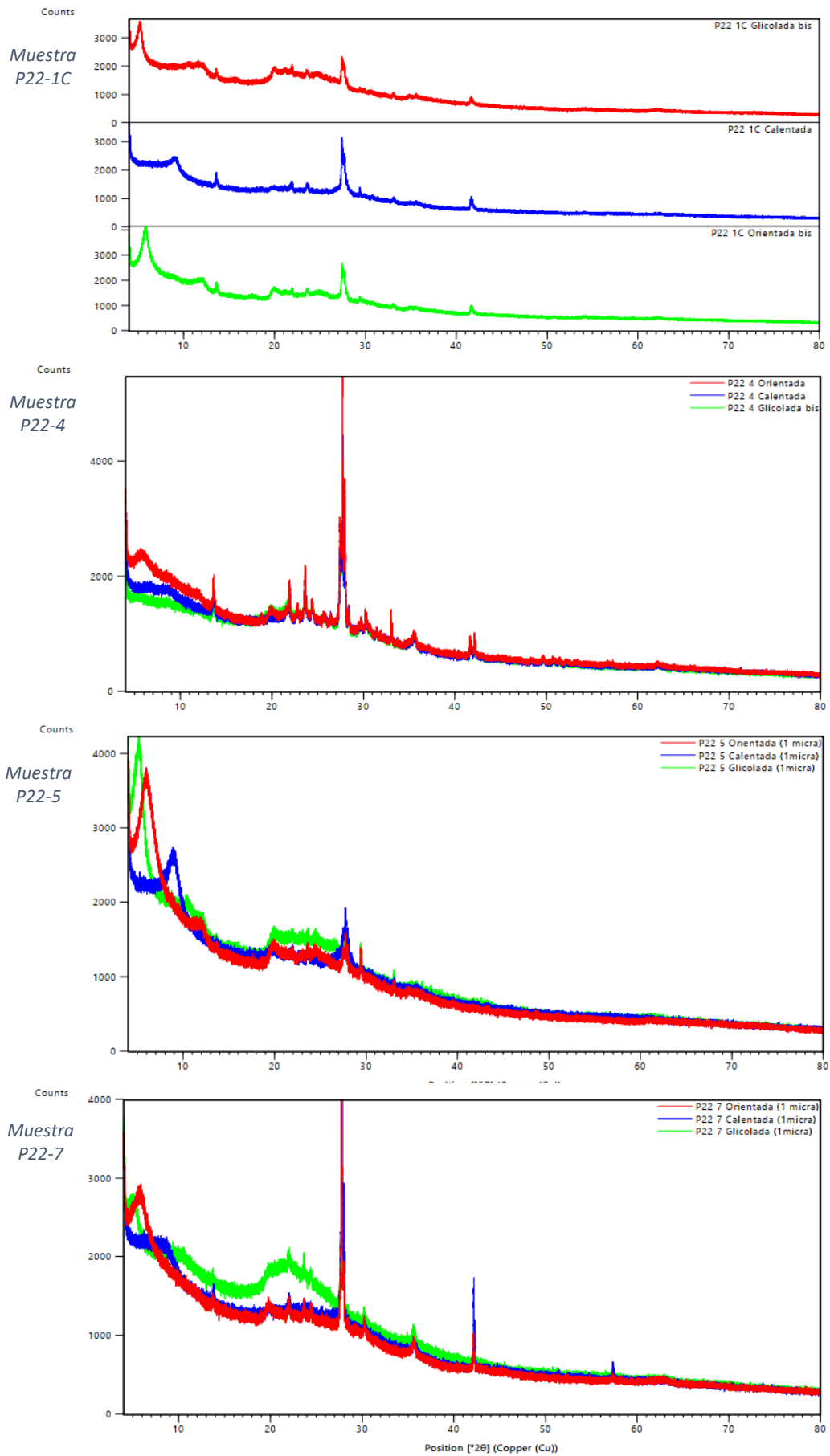


Fig. 144: Difractogramas del análisis de separación e identificación de arcillas para muestras P22-1B, P22-1C, P22-4, P22-5 y P22-7.

ANEXO 2

> Inventario de manifestaciones termales y pozos hídricos muestreados

PU1: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239718, 2223426
- Altitud: 1896 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 76.4°C de descarga, 7.23 pH, 1.75 mS/cm de CE, 0.88 ppt/1120.0 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con moderado vapor y burbujeo, así como sedimento café oscuro.



PU2: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239762, 2223395
- Altitud: 1896 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 84.1°C de descarga, 7.55 pH, 1.78 mS/cm de CE, 0.89 ppt/1139.2 ppm de STD.
- Observaciones: Poza profunda delimitada, con alto grado de vapor y burbujeo, así como sedimento café.



PU3: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239784, 2223377
- Altitud: 1908 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 76.9°C de descarga, 7.55 pH, 1.58 mS/cm de CE, 0.90 ppt/1011.2 ppm de STD.
- Observaciones: Poza circular delimitada, con poco vapor y burbujeo, así como sedimento gris.



PU4: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239781, 2223376
- Altitud: 1908 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 76.2°C de descarga, 7.53 pH, 1.79 mS/cm de CE, 0.89 ppt/1145.6 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor y burbujeo, sedimento gris-café y conexión de tubería.



PU5: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239772, 2223368
- Altitud: 1909 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 79.7°C de descarga, 7.81 pH, 1.78 mS/cm de CE, 0.89 ppt/1139.2 ppm de STD.
- Observaciones: Poza cuadrada delimitada, con alto grado de vapor y burbujeo, sedimento gris.



PU6: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239809, 2223357
- Altitud: 1907 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 53.1°C de descarga, 7.72 pH, 1.80 mS/cm de CE, 0.90 ppt/1152.0 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, sin burbujeo, muy poco vapor, tapete bacteriano flotante rojizo-naranja-amarillento y sedimento café.



PU7: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239814, 2223358
- Altitud: 1906 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 44.8°C de descarga, 8.02 pH, 1.79 mS/cm de CE, 0.89 ppt/1145.6 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, sin vapor ni burbujeo evidente, sedimento amarillento.



PU8: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239818, 2223352
- Altitud: 1906 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 69.4°C de descarga, 7.57 pH, 1.81 mS/cm de CE, 0.91 ppt/1158.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor y burbujeo, tapete bacteriano rojizo y verde.



PU9: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239824, 2223341
- Altitud: 1904 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 72.2°C de descarga, 7.95 pH, 1.76 mS/cm de CE, 0.88 ppt/1126.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza profunda delimitada, con poco vapor y burbujeo, sedimento café oscuro.



PU10: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239827, 2223329
- Altitud: 1906 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 70.7°C de descarga, 7.57 pH, 1.75 mS/cm de CE, 0.88 ppt/1120.0 ppm de STD.
- Observaciones: Poza profunda delimitada, con muy poco vapor y burbujeo, tapete bacteriano verde, sedimento café oscuro-gris.



PU11: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239800, 2223318
- Altitud: 1904 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 73.8°C de descarga, 7.81 pH, 1.79 mS/cm de CE, 0.90 ppt/1145.6 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor y burbujeo, tapete bacteriano rojizo y naranja con verde.



PU12: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239808, 2223370
- Altitud: 1903 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 69.0°C de descarga, 7.82 pH, 1.75 mS/cm de CE, 0.88 ppt/1120.0 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, alto grado de vapor y burbujeo, tapete bacteriano verde, sedimento gris.



PU13: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239815, 2223368
- Altitud: 1905 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 68.5°C de descarga, 7.31 pH, 1.76 mS/cm de CE, 0.88 ppt/1126.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor, burbujeo y tapete bacteriano verde, sedimento café.



PU14: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239793, 2223377
- Altitud: 1904 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 60.9°C de descarga, 7.33 pH, 1.81 mS/cm de CE, 0.91 ppt/1158.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor, burbujeo y tapete bacteriano naranja, sedimento café.



PU15: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239801, 2223380
- Altitud: 1904 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 68.0°C de descarga, 7.70 pH, 1.76 mS/cm de CE, 0.88 ppt/1126.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con moderado vapor, poco burbujeo en esquina y tapete bacteriano verde, sedimento gris.



PU16: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239729, 2223301
- Altitud: 1883 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 8.13 pH, 1.92 mS/cm de CE, 0.96 ppt/1228.8 ppm de STD.
- Observaciones: Poza natural alargada, origen de un angosto arroyo que conlleva a otras manifestaciones termales. Sin vapor ni burbujeo evidente, con tapete bacteriano flotante verde.



PU17: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239724, 2223326
- Altitud: 1890 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 60.7°C de descarga, 7.67 pH, 1.94 mS/cm de CE, 0.98 ppt/1241.6ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con alto grado de vapor y poco burbujeo, rodeada de considerable vegetación.



PU18: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239736, 2223373
- Altitud: 1903 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 75.7°C de descarga, 7.81 pH, 1.87 mS/cm de CE, 0.94 ppt/1196.8 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con alto grado de vapor y burbujeo, tapete bacteriano verde, sedimento café claro y conexión de tubería.



PU19: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239744, 2223350
- Altitud: 1904 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 69.8°C de descarga, 7.34 pH, 1.91 mS/cm de CE, 0.95 ppt/1222.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con vapor moderado y poco burbujeo, tapete bacteriano verde-amarillento, sedimento café oscuro.



PU20: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239739, 2223346
- Altitud: 1905 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 63.0°C de descarga, 7.63 pH, 1.91 mS/cm de CE, 0.96 ppt/1222.4 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor y burbujeo, tapete bacteriano amarillento y verde, sedimento café oscuro.



PU21: Contiguo a Balneario Los Arcos

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239717, 2223359
- Altitud: 1904 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 66.6°C de descarga, 7.36 pH, 2.03 mS/cm de CE, 1.00 ppt/1299.2 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con poco vapor y burbujeo, tapete bacteriano verde, sedimento café oscuro y manguera colectora dentro.



PU22: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238976, 2223089
- Altitud: 1894 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 49.8°C de descarga, 8.10 pH, 1.90 mS/cm de CE, 0.95 ppt/1216.0 ppm de STD.
- Observaciones: Manantial semicircular de ~10x10 m diámetro, con poco vapor y burbujeo, sedimento gris y algunos residuos sólidos alrededor.



PU23: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239048, 2223122
- Altitud: 1895 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 62.0°C de descarga, 8.66 pH, 1.88 mS/cm de CE, 0.94 ppt/1203.2 ppm de STD.
- Observaciones: Manantial sin vapor, con burbujas rodeadas por espuma, poca costra bacteriana verde amarillenta en rocas, sedimento gris.



PU24: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239047, 2223136
- Altitud: 1894 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 40.5°C de descarga, 8.66 pH, 1.88 mS/cm de CE, 0.94 ppt/1203.2 ppm de STD.
- Observaciones: Manantial sin vapor ni burbujeo, poca costra bacteriana verde en rocas, sedimento gris.



PU25: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239072, 2223135
- Altitud: 1893 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 47.4°C de descarga, 8.01 pH, 1.86 mS/cm de CE, 0.93 ppt/1190.4 ppm de STD.
- Observaciones: Manantial sin vapor, poco burbujeo y costra bacteriana rojiza en rocas, sedimento gris.



PU26: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239136, 2223149
- Altitud: 1891 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 82.5°C de descarga, 7.51 pH, 1.92 mS/cm de CE, 0.96 ppt/1228.8 ppm de STD.
- Observaciones: Manantial pequeño, con poco vapor y burbujeo esporádico, tapete bacteriano rojizo, sedimento gris.



PU27: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239136, 2223150
- Altitud: 1890 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 22.5°C de descarga, 7.99 pH, 1.65 mS/cm de CE, 0.83 ppt/1056.0 ppm de STD.
- Observaciones: Arroyo sin evidencia de termalismo, ubicado entre manantiales termales del conjunto ubicado detrás del Rastro Municipal y del Balneario Los Arcos, establecido como punto de comparación química respecto a ellos.



PU28: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238723, 2223033
- Altitud: 1894 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 59.0°C de descarga, 7.06 pH, 1.89 mS/cm de CE, 0.95 ppt/1209.6 ppm de STD.

- Observaciones: Manantial de poco vapor esporádico, sin burbujeo, con tapete bacteriano flotante amarillento y residuos sólidos alrededor.



PU29: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238663, 2223068
- Altitud: 1891 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 61.0°C de descarga, 7.42 pH, 1.88 mS/cm de CE, 0.94 ppt/1203.2 ppm de STD.
- Observaciones: Manifestación circular, con vapor moderado, burbujeo al centro, tapete bacteriano naranja y un poco verde.



PU30: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238659, 2223079
- Altitud: 1890 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 62.6°C de descarga, 7.63 pH, 1.88 mS/cm de CE, 0.94 ppt/1203.2 ppm de STD.
- Observaciones: Poza delimitada, con muy poco vapor y burbujeo, tapete bacteriano naranja y un poco verde, conexión de tubería, material de ladrillos y llantas alrededor.



PU31: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238630, 2223081
- Altitud: 1887 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 52.3°C de descarga, 7.31 pH, 1.92 mS/cm de CE, 0.96 ppt/1228.8 ppm de STD.
- Observaciones: Manantial semicircular, con moderado vapor y burbujeo, algunas burbujas rodeadas por espuma, sedimento café oscuro y manguera en borde.



PU32: Detrás de Rastro Municipal

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238630, 2223092
- Altitud: 1888 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 57.6°C de descarga, 7.61 pH, 1.91 mS/cm de CE, 0.96 ppt/1222.4 ppm de STD.
- Observaciones: Zanja delimitada, que conduce a poza con plancha de concreto para estancia, con poco vapor, sin burbujeo.



PU33: Pozo La Lagartija 1

- Posición geográfica UTM Zona 14: 239352, 2224725
- Altitud: 1814 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 38.8°C de descarga, 8.16 pH, 0.65 mS/cm de CE, 0.32 ppt/416.0 ppm de STD.
- Observaciones: Pozo de agua potable para abastecimiento, 105 m de profundidad, nivel estático en 17 m y dinámico en 78-79 m, flujo de 16.6 L/s.



PU34: Pozo La Lagartija 2

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238596, 2224535
- Altitud: 1877 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 33.4°C de descarga, 7.70 pH, 1.17 mS/cm de CE, 0.59 ppt/748.8 ppm de STD.
- Observaciones: Pozo de agua potable para abastecimiento, 171 m de profundidad, nivel estático en 25 m y dinámico en 120 m, flujo de 13.5 L/s.



PU35: Pozo El Salitre

- Posición geográfica UTM Zona 14: 238556, 2223657
- Altitud: 1882 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 46.1°C de descarga, 7.91 pH, 1.51 mS/cm de CE, 0.76 ppt/966.4 ppm de STD.
- Observaciones: Pozo de agua potable para abastecimiento, 350 m de profundidad, nivel estático y dinámico sin posibilidad de sondear por alta temperatura a profundidad, flujo de 10.0 L/s.



PU36: Pozo El Limón

- Posición geográfica UTM Zona 14: 234460, 2224150
- Altitud: 1883 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 26.0°C de descarga, 7.11 pH, 0.67 mS/cm de CE, 0.34 ppt/428.8 ppm de STD.
- Observaciones: Pozo de agua potable para abastecimiento, 150 m de profundidad, nivel estático sin revisión actual de autoridades y dinámico en 80 m, flujo principal de 8.0 L/s.



PU37: Pozo Los Pirules

- Posición geográfica UTM Zona 14: 233778, 2222594
- Altitud: 1883 msnm
- Parámetros fisicoquímicos: 26.9°C de descarga, 7.83 pH, 0.70 mS/cm de CE, 0.35 ppt/448.0 ppm de STD.
- Observaciones: Pozo de agua potable para abastecimiento, 207 m de profundidad, nivel estático en 30 m y dinámico en 129 m (con actividad de riego sube a 119 m), flujo de 20.8 L/s.

