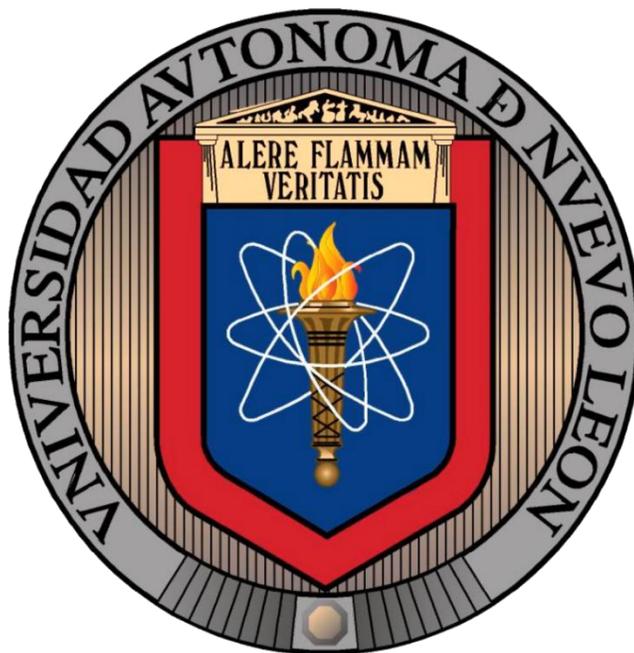


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**

**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**T E S I S**

**“CONTEXTO TECTÓNICO DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS  
NEOGÉNICOS DEL NORTE DE ZACATECAS”**

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA OBTENER EL GRADO DE MAestrÍA EN  
CIENCIAS GEOLÓGICAS**

**PRESENTA**

**KATTY GRISEL CANO GONZÁLEZ**

**LINARES, N.L.**

**ABRIL, 2025**



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“CONTEXTO TECTÓNICO DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS  
NEOGÉNICOS DEL NORTE DE ZACATECAS”**

QUE PRESENTA

**KATTY GRISEL CANO GONZÁLEZ**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR EL TÍTULO DE

**MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

VO. BO.

**DIRECTOR DE TESIS**

**DR. CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA**



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**  
**FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



LA TESIS

**“CONTEXTO TECTÓNICO DE LOS CAMPOS VOLCÁNICOS  
NEOGÉNICOS DEL NORTE DE ZACATECAS”**

QUE PRESENTA

**KATTY GRISEL CANO GONZÁLEZ**

HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA OPTAR EL TÍTULO DE

**MAESTRÍA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

VO. BO.

**COMITÉ DE TITULACIÓN**

---

**DR. CÉSAR FRANCISCO RAMÍREZ PEÑA**

**DIRECTOR DE TESIS**

---

**DR. GABRIEL CHÁVEZ CABELLO**

**CO-DIRECTOR DE TESIS**

---

**DR. JOSÉ JORGE ARANDA GÓMEZ**

**CO-DIRECTOR DE TESIS**

Por este medio declaro bajo protesta, haber realizado esta tesis de manera personal y haber utilizado únicamente los medios, procedimientos y asesorías descritas en la misma.

---

**KATTY GRISEL CANO GONZÁLEZ**

# ÍNDICE

|  | Paginas   |
|--|-----------|
| <b>CAPÍTULO 1 GENERALIDADES</b>  | <b>1</b>  |
| 1.INTRODUCCIÓN   | 1         |
| 1.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO   | 2         |
| 1.3 TRABAJOS PREVIOS   | 3         |
| 1.4 OBJETIVOS  | 4         |
| 1.5 METODOLOGÍA  | 4         |
| 1.5.1 Recopilación bibliográfica   | 5         |
| 1.5.2 Trabajo de campo   | 5         |
| 1.5.3 Laboratorio  | 5         |
| 1.5.4 Procesado e interpretación   | 6         |
| <b>CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA REGIONAL</b>  | <b>7</b>  |
| 2.1 INTRODUCCIÓN   | 7         |
| 2.2 CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO   | 7         |
| 2.2.1 Bloque de San Julián   | 8         |
| 2.2.2 Bloque de Concepción del Oro   | 10        |
| 2.2.3 Bloque de Matehuapil   | 10        |
| 2.3 PROVINCIA EXTENSIONAL BASIN AND RANGES   | 11        |
| 2.4 PROVINCIA CUENCAS Y SIERRAS EN MÉXICO  | 12        |
| <b>CAPÍTULO 3 GEOLOGÍA LOCAL</b>   | <b>15</b> |
| 3.1 INTRODUCCIÓN   | 15        |
| 3.2 LOCALIDAD BAJÍO DE AHUICHILA   | 15        |
| 3.3 LOCALIDAD LA TASAJERA  | 16        |
| 3.4 LOCALIDAD LAS MESAS  | 19        |
| 3.5 LOCALIDAD MESILLAS   | 21        |
| <b>CAPÍTULO 4 RESULTADOS: PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA,<br/>DIFRACCIÓN DE RAYOS “X” (DRX) Y GEOCRONOLOGÍA</b> | <b>26</b> |
| 4.1 INTRODUCCIÓN   | 26        |

|   |               |
|---|---------------|
| <b>4.2 PETROGRAFÍA</b>                                    | <b>26</b>     |
| <b>4.2.2 Localidad Bajío de Ahuichila</b>                 | <b>26</b>     |
| <i>4.2.2.1 Petrografía de rocas volcánicas</i>            | <i>27</i>     |
| <i>4.2.2.2 Petrografía de xenolitos</i>                   |               |
| <b>4.2.3 Localidad La Tasajera</b>                        | <b>28</b>     |
| <i>4.2.3.1 Petrografía de rocas volcánicas</i>            | <i>28</i>     |
| <b>4.2.4 Localidad Las Mesas</b>                          | <b>30</b>     |
| <i>4.2.4.1 Petrografía de rocas volcánicas</i>            | <i>30</i>     |
| <b>4.2.5 Localidad Mesillas</b>                           | <b>31</b>     |
| <i>4.2.4.1 Petrografía de rocas volcánicas</i>            | <i>31</i>     |
| <b>4.3 GEOQUÍMICA</b>                                     | <b>32</b>     |
| <b>4.4 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS</b>                         | <b>33</b>     |
| <b>4.4.1. Elementos Mayores</b>                           | <b>33</b>     |
| <b>4.4.2 Elementos Traza</b>                              | <b>33</b>     |
| <b>4.5 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN</b>   | <b>35</b>     |
| <b>GEOQUÍMICA</b>   |               |
| <b>4.5.1 Diagramas de rierras raras (REE)</b>             | <b>37</b>     |
| <b>4.5.2 Diagramas de multielementos</b>                  | <b>38</b>     |
| <b>4.5.3 Diagramas de discriminación tectonomagmática</b> | <b>39</b>     |
| <b>4.6 DIFRACCIÓN DE RAYOS “X”</b>                        | <b>40</b>     |
| <b>4.6.1 Localidad Bajío de Ahuichila</b>                 | <b>40</b>     |
| <b>4.6.2 Localidad La Tasajera</b>                        | <b>41</b>     |
| <b>4.6.3 Localidad Las Mesas</b>                          | <b>42</b>     |
| <b>4.6.2 Localidad Mesillas</b>                           | <b>43</b>     |
| <b>4.7 GEOCROLOGÍA U-Pb EN ZIRCONES</b>                   | <b>44</b>     |
| <b>4.7.1 Localidad Mesillas</b>                           | <b>45</b>     |
| <i>4.7.1.1 Muestra MS2-04</i>                             | <i>45</i>     |
| <i>4.7.1.2 Muestra MS2-01</i>                             | <i>46</i>     |
| <b>4.7.2 Localidad Las Mesas</b>                          | <b>47</b>     |
| <i>4.7.2.1 LM-01</i>                                      | <i>47</i>     |
| <br><b>CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN</b>                           | <br><b>49</b> |
| <b>5.1 INTRODUCCIÓN</b>                                   | <b>49</b>     |
| <b>5.2 ESTATIGRAFÍA</b>                                   | <b>49</b>     |

|  |           |
|--|-----------|
| 5.2.1 Localidad Bajío de Ahuichila               | 49        |
| 5.2.2 Localidad La Tasajera                      | 50        |
| 5.2.3 Localidad Las Mesas                        | 51        |
| 5.2.4 Localidad Mesillas                         | 52        |
| 5.3 GEOQUÍMICA ROCA TOTAL                        | 53        |
| 5.3.1 Caracterización de las fuentes magmáticas  | 55        |
| 5.3.2 Geoquímica de xenolitos                    | 58        |
| 5.4 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA                | 59        |
| <br>   |           |
| <b>CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> | <b>63</b> |
| <br>   |           |
| <b>REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS</b>                | <b>65</b> |
| <br>   |           |
| <b>ANEXO I METODOLOGÍA</b>                       |           |
| <b>ANEXO II TABLAS DE DATOS GEOQUÍMICOS</b>      |           |

| <b>Figura</b>     | <b>Descripción</b>   | <b>Página</b> |
|-------------------|--|---------------|
| <b>Figura 1.1</b> | Imagen de localización y principales vías de acceso al área de estudio. Imágenes satelitales tomadas de Google Earth (2021). Localización geográfica y marco geológico del área de estudio. Localidades: 1: Bajío de Ahuichila, 2. La Tasajera, 3. Las Mesas, 4. Mesillas.   | <b>2</b>      |
| <b>Figura 2.1</b> | Distribución regional de las estructuras que conforma la Cordillera Norteamericana den Estados Unidos y México (Tomada de Ramírez-Peña, 2017)  | <b>8</b>      |
| <b>Figura 2.2</b> | Mapa geológico estructural de Ramírez-Peña, 2017. En este mapa se muestran las principales estructuras que conforman los bloques San Julián, Concepción del Oro y Matehuapil.  | <b>9</b>      |
| <b>Figura 2.3</b> | Extensión de la provincia Basin and Ranges en Norteamérica (Wernicke, 1992; Aranda-Gómez, 2000).   | <b>11</b>     |
| <b>Figura 2.4</b> | Localización de los campos Volcánicos de la Provincia de Cuencas Y sierras, la Provincia Extensional del Golfo de California, el Cinturón Volcánico Mexicano y la PAOM. Dividido los campos volcánicos en Mioceno Medio - Oligoceno Tardío (recuadros en azul) y Mioceno Traído – Cuaternario (recuadros en negro). Adaptado de Valdez-Moreno (2001).  | <b>14</b>     |
| <b>Figura 3.1</b> | Imágenes donde que muestra: a) aspecto geomorfológico del Cerrito Prieto, compuesto de roca volcánica donde se desarrollan b) juntas columnares hexagonales. En c), d) y e) se muestra la apariencia de los xenolitos de lherzolita de espinela (encerrado en color amarillo) y cristales de kaersutita (encerrado color rojo).  | <b>16</b>     |
| <b>Figura 3.2</b> | Figura 3.2 Columna estratigráfica de la localidad La Tasajera, donde se resalta a la sucesión clástica y volcánica   | <b>17</b>     |
| <b>Figura 3.3</b> | Fotografías de campo que muestran las estructuras observadas en la localidad La Tasajera. a) se ilustra un derrame de basaltos con dirección de flujo hacia el SW, b) contraste entre la roca intemperizada color ocre y roca fresca color gris, en la que se observan vesículas rellenas con carbonato de calcio, c) exposición de los distintos conglomerados en la zona central del área, d) conglomerado cementado por material limo-arenoso y caliche, e) conglomerado compuesto por fragmentos de intrusivo, basalto y esporádicos fragmentos de la formación Taray, f) posible cuello volcánico caracterizado por la presencia de diferentes tipos de xenolitos; i) xenolito de cuarzo microcristalino, ii) xenolito de roca con textura porfirítica, iii) xenolito de granitoide con textura fanerítica. | <b>18</b>     |
| <b>Figura 3.4</b> | Columna estratigráfica de la localidad Las Mesas.  | <b>19</b>     |
| <b>Figura 3.5</b> | Imágenes donde se ilustran diversas características de las litologías expuestas en la localidad de Las mesas. a) Panorámica del área donde   | <b>20</b>     |

|                   |   |           |
|-------------------|---|-----------|
|                   | se observa la morfología de meseta coronada por las rocas volcánicas, b) contacto entre las rocas volcánicas con una toba bien consolidada color rojizo, c) arenisca con estratificación paralela, d) contacto de sedimento volcanoclástico con arenisca, e) roca volcánica con superficie intemperizada donde exhibe vesículas sin relleno, g) xenocrystal de cuarzo embebido en la roca volcánica   |           |
| <b>Figura 3.6</b> | Columna estratigráfica de la localidad de Mesillas  | <b>22</b> |
| <b>Figura 3.7</b> | Imagen que muestra a) panorámica del área, b) contacto de las rocas volcánicas con la base (toba), c) dique clástico inyectado en la toba de la base, d) arenisca con canales de conglomerado, e) contacto irregular de arenisca calcárea coloración rojiza con toba mal consolidada de coloración blanca, f) xenolitos de diferentes composiciones g) cristales de kaersutita (krs) xenolito de SiO <sub>2</sub> .   | <b>24</b> |
| <b>Figura 4.1</b> | Fotomicrografías donde se observa: a) matriz inequigranular compuesta de microfenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, b) xenocrystal de olivino con corona de reacción desarrollada por ortopiroxenos en NII, y c) un cristal de olivino con presencia de lamelas de deformación; d) xenolito de lherzolita con espinela intersticial.   | <b>27</b> |
| <b>Figura 4.2</b> | Fotomicrografías donde se observa: a) matriz protogranular resaltando los cristales de espinela en NII, b) clinopiroxeno con “bordes esponjados”.   | <b>28</b> |
| <b>Figura.4.3</b> | Fotomicrografías de basaltos de la localidad La Tasajera donde se observa: a) asociación de clinopiroxenos (cpx) y plagioclasa (plg) en NX, b) glomérulos porfíricos de olivino (Ol), plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx), c) glomérulo de plagioclasa (amarillo) y fenocristales de olivino (Ol e) fenocrystal de olivino (Ol) parcialmente reabsorbido por la mesostasis, d) alteración parcial de olivino (Ol) a iddingsita en el borde del mineral.  | <b>29</b> |
| <b>Figura 4.4</b> | Fotomicrografías de las rocas volcánicas en la localidad Las Mesas donde se observa: a) matriz con textura intersticial compuesta de microfenocristales de plagioclasa. También, se observan olivinos idingitizados y reabsorbidos por la matriz, así como fenocristales de plagioclasas, b) y c) se observan xenocristales de plagioclasa con estructuras de desequilibrio y cuarzo (Qz) con bordes de reacción, inmersos en una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa, c) un xenocrystal de cuarzo con borde de reacción compuesto por piroxenos. | <b>31</b> |
| <b>Figura 4.5</b> | Fotomicrografías de rocas volcánicas de la localidad Mesillas donde se muestra: a) matriz con textura traquítica compuesta de microfenocristales de plagioclasa, acompañada de xenocristales de cuarzo con bordes de reacción y plagioclasas con texturas de desequilibrio, b) xenocrystal de plagioclasa con bordes corroídos y textura de parrilla, c) xenocrystal de cuarzo con borde de reacción, d) xenocrystal de kaersutita con borde opaco, mostrando su clivaje en dos direcciones.  | <b>32</b> |

|                    |   |           |
|--------------------|---|-----------|
| <b>Figura 4.6</b>  | Diagrama de clasificación TAS (LeBas, 1989) utilizado para la identificación de tipos de rocas volcánicas en función de su composición química ( $\text{SiO}_2$ vs álcalis) para las muestras de las cuatro localidades del área de estudio. Se incluye la línea que separa los campos alcalino y subalcalino, propuesta por Irvin y Baragar, 1971.   | <b>36</b> |
| <b>Figura 4.7</b>  | Diagrama de tierras raras (REE) donde se muestran los patrones de las cuatro localidades normalizado a condrita utilizando los valores reportados por Sun y McDonough (1989). Los patrones en color rojo corresponden a los xenolitos de la localidad del Bajío de Ahuichila. Este diagrama permite evaluar la fraccionación entre elementos de tierras raras ligeras y pesadas de las muestras.  | <b>38</b> |
| <b>Figura 4.8</b>  | Diagrama de multielementos donde se muestran los patrones de las cuatro localidades normalizado a condrita utilizando los valores reportados por Sun y McDonough (1992). La escala utilizada es de 0.1 a 100 en base logarítmica.   | <b>39</b> |
| <b>Figura 4.9</b>  | Diagramas de discriminación utilizados para inferir el entorno tectónico donde se generaron s y las características geoquímicas de los magmas del norte de Zacateca. a) Diagrama Zr/Y vs Zr (Pearce y Norry, 1979), empleado para diferenciar magmas generados en distintos ambientes tectónicos. b) Diagrama V vs Ti/100 (Shervais, 1989), útil para la clasificación de basaltos según su afinidad tectonomagmática.  | <b>40</b> |
| <b>Figura 4.10</b> | Difractograma de la muestra BA-01 de la localidad Bajío de Ahuichila.   | <b>41</b> |
| <b>Figura 4.11</b> | Difractograma de seis muestras (Clave: MT-01, MT-02, MT-04, MT-05 y MT-06 de la localidad La Tasajera   | <b>42</b> |
| <b>Figura 4.12</b> | Difractograma de la muestra LM-03 Y LM-05 de la localidad Las Mesas   | <b>43</b> |
| <b>Figura 4.13</b> | Difractograma de las muestras MS-02 y MS-03 de la localidad Mesillas  | <b>44</b> |
| <b>Figura 4.14</b> | Distribución de edades y concentraciones de elementos en las muestras MS2-04, MS2-02 de la localidad Mesillas y la muestra LM-01 de la localidad Las Mesas. a) Gráfico de la relación entre la mejor edad estimada (Best age, Ma) y la concentración de U (ppm). Las líneas punteadas indican el rango de concentraciones de U consideradas confiables (100 a 1000 ppm). B) Gráfico de la relación de la mejor edad estimada (Best age, Ma) y la relación Th/U (ppm), utilizado para evaluar posibles variaciones en la composición y procesos de alteraciones del U y Th de las muestras | <b>45</b> |
| <b>Figura 4.15</b> | a) Diagrama de concordia tipo Wetherill, para la muestra MS2-04 en el que se identificaron dos grupos de edades correspondientes al Cenozoico: Eoceno y Oligoceno. b) Diagrama de concordia que representa la población más joven, cuya edad de $30.74 \pm 0.47$ Ma concuerda con la obtenida en el diagrama Tuff-Zirc.   | <b>46</b> |

|                    |  |    |
|--------------------|--|----|
| <b>Figura 4.16</b> | a) Diagrama de concordia tipo Wetherill, para la muestra MS2-02, e el que se muestra una edad de intersección de 26.25 Ma. b) Diagrama Tuff-Zirc que presenta una edad de $26.94 \pm 0.25 - 0.46$ Ma, altamente concordante con la obtenida en el diagrama de concordia.   | 47 |
| <b>Figura 4.17</b> | a) Diagrama de concordia tipo Wetherill, para la muestra LM-01, que muestra una edad de $30.29 \pm 0.41$ , b) Diagrama Tuff-Zirc. que muestra una edad de $30.29 \pm 0.36 - 0.82$ .  | 48 |
| <b>Figura 5.1</b>  | a) Diagrama de tierras raras (REE) normalizados a condrita según los valores reportados por Sun y McDonough (1989), b) Diagrama multielementos normalizados a manto primitivo. En estos diagramas se incluye el campo para rocas plio-cuaternarias continentales tomados de Aranda <i>et al.</i> (2005), para evaluar las diferencias composicionales.   | 54 |
| <b>Figura 5.2</b>  | Diagramas de variación geoquímica de las rocas volcánicas del área de estudio utilizados para evaluar la interacción del magma y la corteza continental, así como la profundidad de fusión en la fuente mantélica. a) Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de las rocas volcánicas, tomado de Pearce (2008). b) Diagrama Nb/Yb vs TiO <sub>2</sub> /Yb de las rocas volcánicas, tomado de Pearce (2008). Los valores de corteza continental inferior (LCC), media (MCC), y superior (UCC, Por sus siglas en ingles Lower Continental Crust, Middle Continental Crust y Upper Continental Crust, fueron tomados de Rudnick y Gao (2003). | 56 |
| <b>Figura 5.3</b>  | Diagramas de procesos petrogenéticos para las rocas basálticas según Wanke <i>et al.</i> (2019) a) Diagrama Ba/Nb vs Nb. b) Diagrama Dy/Yb vs. Zr/Nb, empleando para identificar variaciones en la profundidad de fusión y la fraccionación del manto. Abreviaciones: OIB, Basaltos isla oceánica; E-MORB, Basaltos enriquecidos de dorsales oceánicas; N-MORB, Basaltos normales de dorsales oceánicas valores tomados de Sun y McDonough (1989).   | 57 |
| <b>Figura 5.4</b>  | Diagramas para identificación de fuentes de procedencia; a) Diagrama (La/Sm) <sub>N</sub> vs. (Gd/Yb) <sub>N</sub> empleado para inferir la profundidad de fusión y el grado de fraccionarían del manto. Los valores se encuentran normalizados a condrita de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de variación La/Yb vs. Nb/La, utilizado para evaluar la profundidad a la cual se fundieron los magmas. (Smith <i>et al.</i> , 1999).   | 58 |
| <b>Figura 5.5</b>  | Modelo geológico-petrogenético esquemático (sin escala) del área de estudio en el norte de Zacatecas. a) Etapa 1 (Eoceno); Magmatismo asociado a la subducción activa en el margen occidental de México, caracterizado por el emplazamiento del Cinturon de Concepción del Oro (CICO), b) Etapa 2 (Oligoceno 30- 26 Ma): desarrollo de cuencas extensionales con presencia de material volcano-sedimentario en distintas zonas del norte de Zacatecas. c) Etapa 3 (Post. Oligoceno): A partir de los ~26 Ma, el magmatismo vinculado a la extensión tectónica generó la fomación de mesteas volcánicas, que sobreyacen a   | 62 |

las secuencias vulcanoclásticas previamente depositadas. Localidades:  
1. Mesillas, 2 Las Mesas, 3. . La Tasajera, 4. Bajío de Ahuichila.

| <b>Tabla</b>     | <b>Descripción</b>   | <b>Página</b> |
|------------------|--|---------------|
| <b>Tabla 4.1</b> | <b>Resultados analíticos de elementos mayores (% peso) y traza (ppm) para las rocas volcánicas del norte de Zacatecas. Los valores indicados como &lt;, significa que su concentración es menor al límite de detección</b> | <b>34</b>     |
| <b>Tabla 4.2</b> | <b>Porcentaje de minerales por difracción de rayos X (DRX) de la muestra BA-01 de la localidad Bajío de Ahuichila.</b>   | <b>40</b>     |
| <b>Tabla 4.3</b> | <b>Porcentaje de minerales por difracción de rayos X (DRX) de las muestras MT-01, MT-02, MT-04, MT-05 y MT-06 de la localidad La Tasajera.</b>   | <b>41</b>     |
| <b>Tabla 4.4</b> | <b>Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX) de la muestra LM-03 y LM-05 localidad Las Mesas</b>  | <b>42</b>     |
| <b>Tabla 4.5</b> | <b>Porcentaje de minerales por difracción de rayos X (DRX) de las muestras MS-02 y MS-03 de la localidad Mesillas.</b>   | <b>43</b>     |
| <b>Tabla 5.1</b> | <b>Valores utilizados para la clasificación de magmas primarios para las cuatro localidades.</b>   | <b>53</b>     |

## CAPÍTULO 1

### GENERALIDADES

#### 1.1 INTRODUCCIÓN

El análisis geológico, geoquímico y geocronológico de rocas volcánicas es un tema de gran relevancia en la Geología, ya que permite interpretar la evolución de ambientes tectónicos en el pasado geológico. Los basaltos son las rocas volcánicas más comunes en la corteza terrestre, ya que conforman la mayor parte de la corteza oceánica. Este tipo de rocas suele formarse cuando lavas máficas ascienden desde el manto y se emplazan/extravasan en la corteza; en general contienen entre 45-53% de sílice y entre 5-8% de álcalis (**Wilson, 1989**). Mineralógicamente están constituidos por: plagioclasa cálcica y piroxeno (generalmente augita) ± olivino, entre otros (**Mullen, 1983; Wilson, 1989; Gill, 2010**). Además, es común que las lavas máficas, transporten a la superficie fragmentos accidentales de rocas (xenolitos) provenientes de zonas profundas inaccesibles a un muestreo directo. Estos xenolitos pueden ser derivados del manto superior y/o de las partes profundas de la corteza continental (*p.ej.* **Ruíz et al., 1983; Cameron et al., 1992; Aranda et al., 1993; Solari et al., 2021**). El estudio de xenolitos puede, entre otras cosas, ayudar a identificar diferentes tipos de basamentos, así como dar a conocer información sobre el manto, lo cual es de suma importancia en estudios tectónicos regionales.

En la zona norte del estado de Zacatecas, afloran de manera esporádica rocas volcánicas máficas que forman estructuras tipo meseta, y que de manera preferencial se ubican sobre las trazas de lineamientos tectónicos regionales. Cabe mencionar que, a la fecha de escritura de esta tesis, no existen reportes de estudios geológicos o geoquímicos de relevancia sobre estas rocas.

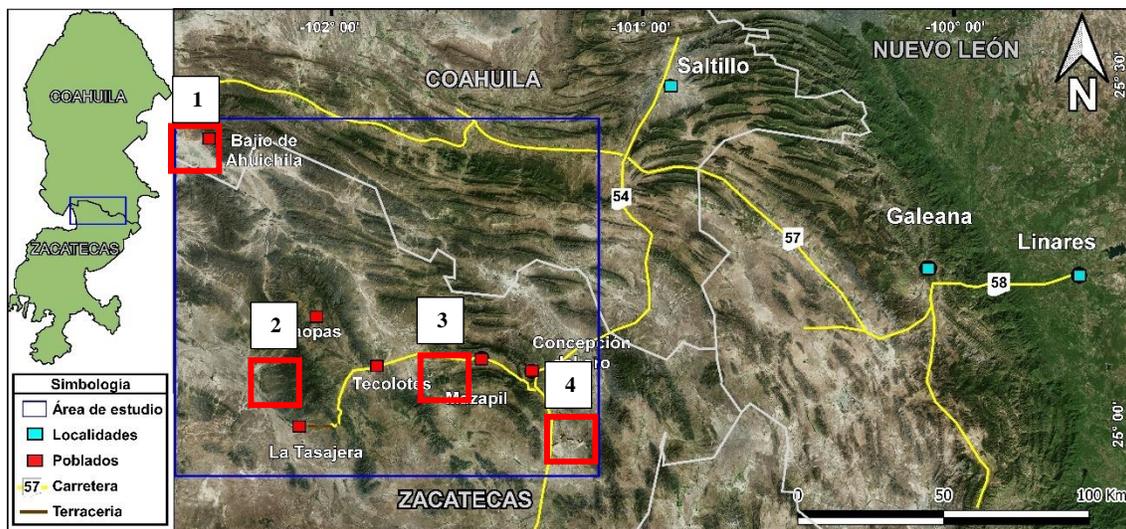
En esta investigación se discuten las características geológicas de cuatro localidades donde afloran rocas volcánicas máficas, además de las composiciones químicas de las mismas y las edades de las rocas en las que se emplazaron. Lo anterior, tuvo como soporte fundamental la aplicación de técnicas clásicas como: mapeo geológico, muestreo litológico, medición de rasgos estructurales, petrografía y geoquímica de las rocas volcánicas (elementos mayores, traza y tierras raras), así como de geocronología U-Pb en circones en las rocas encajonantes,

esto con el fin de contribuir con el conocimiento de la evolución tectónica del sector norte de Zacatecas y su relación en espacio-tiempo con la Provincia Extensional de Cuencas y Sierras.

## 1.2 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio conforma una franja geográfica localizada entre los estados de Zacatecas y Coahuila. La zona está dentro de las coordenadas geográficas: 102° 38' a 101° 06' longitud oeste y 24° 09' a 25° 06' latitud norte, cubriendo un área aproximada de 15,000 km<sup>2</sup>. Aunque esta extensión es amplia, el estudio se enfoca en cuatro localidades puntuales: (1) Mesillas, (2) Las Mesas, (3) La Tasajera y (4) Bajío de Ahuichila (**Figura 1.1**).

La principal vía de acceso a estas localidades es la carretera federal No. 54, que conecta a las ciudades de Saltillo, Coahuila con Zacatecas, Zacatecas, y conduce hasta el poblado Concepción del Oro. Desde ese punto se accede a cada localidad a través de diferentes caminos secundarios: (1) Mesillas se encuentra a 32 km al sureste de Concepción del Oro, mientras que (2) Las Mesas se encuentra aproximadamente a 35 km al suroeste del mismo poblado. Por otro lado, siguiendo la ruta que conecta a Concepción del Oro con Mazapil, Zacatecas, se llega a (3) La Tasajera, ubicada a unos 40km al suroeste de Mazapil. Finalmente, (4) El Bajío de Ahuichila se localiza al sur del estado de Coahuila, en la localidad de Bajío de Ahuichila, muy cerca de los límites con el estado de Zacatecas.



**Figura 1.1** Imagen de localización y principales vías de acceso al área de estudio. Imágenes satelitales tomadas de **Google Earth (2021)**. Localización geográfica y marco geológico del área de estudio. Localidades: 1: Bajío de Ahuichila, 2. La Tasajera, 3. Las Mesas, 4. Mesillas.

### 1.3 TRABAJOS PREVIOS

La complejidad geológico-tectónica en los alrededores de la región de estudio, ha sido foco para la realización de numerosas investigaciones. Los primeros trabajos realizados en la región definieron la estratigrafía de rocas marinas Mesozoicas de la Transversal de Parras (*p. ej.*, **Bose, 1923; Bose y Cavins, 1927; Imlay, 1936, 1937, 1938;** entre otros).

También, se han reportado trabajos importantes de donde se discuten aspectos de evolución estructural de la Sierra Madre Oriental, destacando los de **Tardy (1972, 1973 a y b)**, quien describió la sucesión sedimentaria marina y mapeó e interpretó la traza de la cabalgadura regional del frente de la Sierra de Parras. Así mismo, en esta zona se han realizado estudios tectónicos para identificar la evolución espacio-temporal del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, indicándose que las estructuras plegadas y cabalgadas fueron generadas por dos eventos de deformación contraccional que difieren en estilo y edad, los cuales han sido relacionados con las orogenias Sevier y Laramide del SW de EE.UU (**Yonkee y Weil, 2015 ;Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2018; Ramírez-Peña, 2017; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Ramírez-Peña et al., 2019**).

En las regiones del Sector Transversal de Parras (STP) y la Mesa Central, han reportado la existencia de la Formación Ahuichila, la cual **Kellum (1932)** describió como “Conglomerados del Cretácico Superior o del Terciario”. Investigaciones posteriores (*p. ej.*, **Imlay, 1936, 1937, 1980; De Cserna, 1965; Rogers et al., 1961; Pantoja-Alor, 1962; Pérez-Rul, 1967 y Tardy,1980**) continuaron expandiendo el conocimiento sobre estas formaciones, describiendo sus características litológicas y estructurales en diferentes localidades de Durango, Zacatecas y Coahuila. Así mismo, **Ramírez-Peña (2014)** le asignó una edad Eoceno Tardío-Oligoceno (U-Pb en circones), mientras que **Pedraza-Villa (2019)** menciona que, en el límite oriental de este bloque, es un conglomerado compuesto por fragmentos de rocas sedimentarias marinas, tobas, areniscas y calizas lacustres. En trabajos más recientes, como el de **Eguiluz de Antuñano et al. (2022), Medina-Pérez (2023) y Pedraza-Villa (2024)**, se describió de manera sistemática la estratigrafía de la Formación Ahuichila, y se estableció su edad y relación respecto a la deformación contraccional en la zona sur del Sector transversal de Parras, identificándose que su depósito ocurrió de manera

sincrónica con deformación contraccional entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano (36 a 27 Ma).

Además, para la zona de estudio, el **Servicio Geológico Mexicano (SGM)**, ha publicado cartas geológico-mineras que involucran a la región norte del estado de Zacatecas, entre ellas la carta Pico de Teyra con clave G13-D69 a escala 1:50,000, de escala 1:250,000 las cartas las cartas geológico-mineras Juan Aldama y Concepción del Oro. En dichas cartas se reporta una descripción general de las rocas que se encuentran aflorando en el área, y posibles edades relativas de intrusivos, así como una serie de flujos volcánicos de composición basáltica que afloran en la zona, y que son el objeto del presente estudio. Es importante destacar que no existen reportes de estudios petrológicos y/o geocronológicos de dichas rocas volcánicas; aunque, **Ramírez-Peña y Chávez-Cabello (2017)** y **Ramírez-Peña et al. (2019)**, mencionan que dichos flujos de lava son basaltos olivínicos que probablemente fueron extravasados de manera puntual a lo largo de grandes lineamientos estructurales interpretados como fallas normales asociadas a extensión tectónica tipo *Basin and Ranges*.

**Cano-González (2022)** realizó una investigación con relación a la caracterización litológico-estructural, el análisis petrográfico y geoquímico (elementos mayores y trazas) de la *suite* de rocas volcánicas máficas de la “Cuenca La Tasajera” la cual definió como una cuenca volcánico-sedimentaria. La geoquímica de estas rocas indica que son fonotefritas y traquiandesitas basálticas alcalinas, además, indican que las lavas son primarias y generadas en un ambiente tectónico intraplaca.

#### 1.4 OBJETIVOS

El objetivo principal del trabajo del presente estudio fue identificar las características geoquímicas de las rocas volcánicas que afloran en cuatro localidades del norte de Zacatecas: (1) Mesillas, (2) Las Mesas, (3) La Tasajera y (4) Bajío de Ahuichila”, para, en conjunto con análisis geocronológicos, establecer un modelo petrogenético de las mismas, y su relación respecto a la actividad tectónica que afectó la región de estudio en el pasado geológico.

#### 1.5 METODOLOGÍA

Para el presente trabajo, la metodología se desarrolló en cuatro etapas generales. A continuación, se describe brevemente el trabajo realizado en cada etapa.

### 1.5.1 Recopilación bibliográfica

Primeramente, se realizó una recopilación y análisis de los antecedentes del área de interés, con el fin de obtener una idea general de la geología regional y local de la zona de estudio. Además, se documentó información topográfica y de imágenes de satélite, para llevar a cabo un reconocimiento fotogeológico (identificación de posibles contactos litológicos y estructuras a partir de lineamientos), con el fin de realizar mapas base para la localización de interés que serán verificados durante el trabajo de campo.

### 1.5.2 Trabajo de campo

Se realizaron salidas a campo para identificar las relaciones de corte entre unidades litológicas y establecer la columna estratigráfica de cada localidad. Además, se recolectaron muestras de rocas volcánicas más representativas para análisis de petrográfico bajo el microscopio de polarización; así como para análisis geoquímicos de roca total y fechamientos radiométricos.

### 1.5.3 Laboratorio

Con las muestras colectadas en se realizaron láminas delgadas. Además, se llevó a cabo el procedimiento clásico de trituración y molienda, para obtener los polvos para su posterior análisis geoquímico de elementos mayores y traza mediante el método ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry* por sus siglas en inglés) y ICP-OES.

En esta etapa también se realizó la separación de minerales para su posterior datación radiométría por dos métodos isotópicos. La separación de minerales consistió en dos metodologías diferentes, que a continuación se mencionan, y que serán abordadas con mayor detalle más adelante en este escrito:

- La separación de minerales pesados (circón) fue realizada en los laboratorios de trituración y molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra – UANL. El análisis isotópico para las edades U-Pb en circones se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la UNAM, en un sistema LA-ICPMS.
- Por otro lado, la separación de matriz y plagioclasas de rocas volcánicas se realizó en el Instituto de Geociencias de la UNAM. Una vez que se seleccionaron las mejores

muestras y fue separada la parte de interés, posteriormente fueron empaquetadas y fechadas por el método  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ .

#### **1.5.4 Procesado e interpretación**

En esta etapa del trabajo se integraron todos los datos obtenidos del trabajo de campo, y los datos geoquímicos y geocronológicos obtenidos de cada una de las localidades estudiadas, con lo que se generó un modelo petrogenético regional del vulcanismo estudiado.

## CAPÍTULO 2

### GEOLOGÍA REGIONAL

#### 2.1 INTRODUCCIÓN

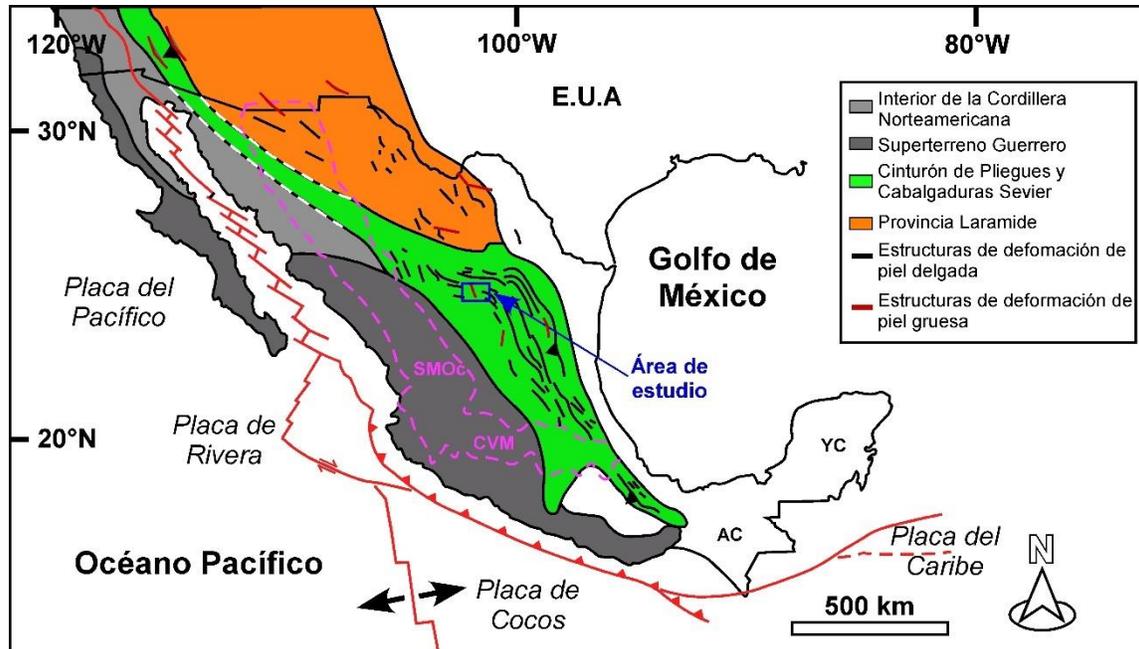
Como se mencionó en el capítulo anterior, el área de estudio se encuentra ubicada en el norte del estado de Zacatecas, una zona geológicamente compleja, donde se traslapan estructuras de dos provincias tectónicas: el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, y la Provincia Extensional de Cuencas y Sierras de México (**Figura 2.1**).

Las estructuras y edad de ambas provincias son contrastantes, por lo que a continuación se presenta una descripción general de ellas.

#### 2.2 CINTURÓN DE PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO

El CPCMC es una de las estructuras más prominentes del oriente de México (**Eguíluz de Antuñano et al., 2000; Fitz-Díaz et al., 2018**). Está constituido por pliegues y fallas inversas que afectan a la sucesión de rocas sedimentarias marinas del Jurásico superior-Paleógeno, y de manera subordinada a su basamento. Además de la Sierra Madre Oriental, incluye a los cinturones plegados de Chihuahua y Coahuila en la porción norte, así como en la región sur el Cinturón Plegado de Chiapas y la Sierra de Juárez (**Eguíluz de Antuñano et al., 2000**).

El CPCMC contiene estructuras de piel delgada y gruesa con características semejantes a los orógenos Sevier y Larámide en los Estados Unidos (**Fitz-Díaz et al., 2018; Figura 2.1**), e identificadas por diversos autores en diferentes regiones del país (p. ej., **Eguíluz de Antuñano et al., 2000; Gray et al., 2001; Chávez-Cabello, 2005; Zou et al., 2006; Fitz-Díaz et al., 2011; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Fitz-Díaz et al., 2018; Ramírez-Peña et al., 2019**). Además de las sucesiones sedimentarias, dentro del CPCMC se incluyen subordinadas rocas intrusivas vinculadas a diferentes episodios de actividad magmática durante el Cretácico y Paleógeno, así como rocas metamórficas, que representan al despegue basal, y que afloran en bloques exhumados durante la deformación de piel gruesa. En estos bloques se incluye al de San Julián, Concepción del Oro y Matehuapil, que se describen a continuación.



**Figura 2.1** Distribución regional de las estructuras que conforma la Cordillera Norteamericana en Estados Unidos y México (Tomada de **Ramírez-Peña, 2017**)

### 2.2.1. Bloque de San Julián

El Bloque de San Julián es un bloque tectónico que se ubica en la zona centro-norte del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, en el norte del estado de Zacatecas (**Ramírez-Peña et al., 2017**). Esta estructura contiene a las rocas más antiguas de la región, representadas por el *mélange* de la Formación Taray (**Córdoba-Méndez, 1964; López-Infanzón, 1988; Díaz-Salgado, 2003; Anderson et al., 2005; Centeno-García et al., 2008**), que a su vez están sobreyacidas por las formaciones Nazas y La Joya del Jurásico inferior-medio, y la sucesión sedimentaria marina del Cretácico. Las estructuras de piel delgada y las fallas inversas de alto ángulo que las cortan indican la co-existencia de dos estilos de deformación contrastantes: el más antiguo está relacionado con despegues regionales desarrollados entre el Campaniano y Maastrichtiano; mientras que el fallamiento inverso de alto ángulo, que además de cortar abruptamente al despegue regional, propició el levantamiento del bloque, ocurrió durante el Eoceno-Oligoceno (**Ramírez-Peña, 2017; Pedraza-Villa, 2024**).

En su borde occidental, el Bloque de San Julián está delimitado por la falla Tasajera-Apizolaya, cual ha sido identificada como una falla normal tardía, relacionada a la extensión

del *Basin and Ranges* (Ramírez-Peña, 2017; Figura 2.2). Esta falla, es de relevancia en el presente estudio, ya que en su extremo sur se localiza la cuenca volcánico-sedimentaria de la Tasajera, que contiene coladas de basaltos alcalinos interestratificadas con depósitos clásticos continentales (Cano-González, 2022).

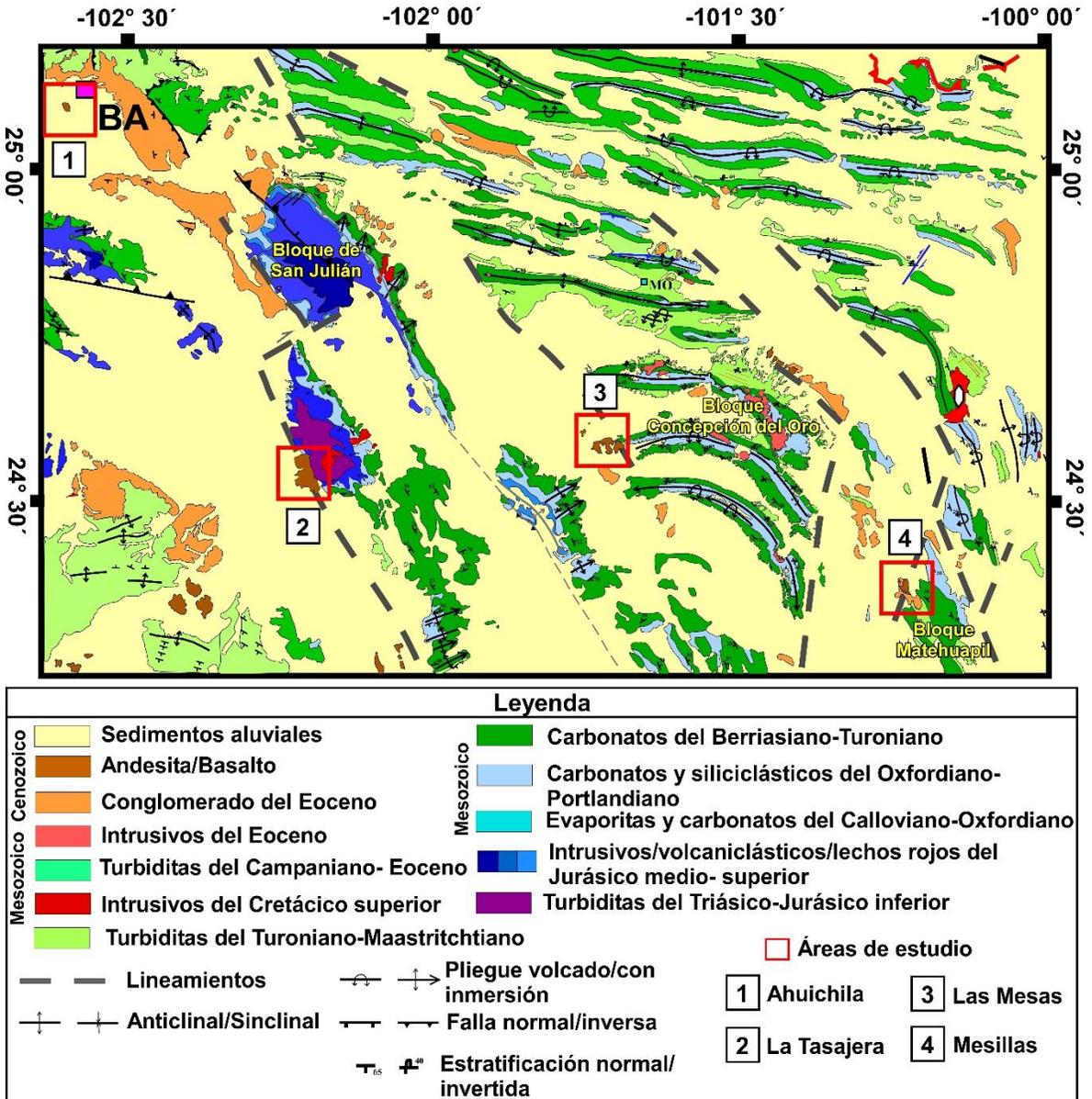


Figura 2.2 Mapa geológico estructural de Ramírez-Peña, 2017. En este mapa se muestran las principales estructuras que conforman los bloques San Julián, Concepción del Oro y Matehuapil.

### 2.2.2 Bloque de Concepción del Oro

El Bloque de Concepción del Oro se ubica en la zona sur del Sector Transversal de Parras, dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, (**Fitz-Díaz et al., 2018; Ramírez-Peña et al., 2019**). Este bloque se extiende desde la localidad de Melchor Ocampo hasta La Pardita y se encuentra delimitado por dos lineamientos regionales que tienen orientación NW-SE (**Figura 2.2**). El bloque contiene afloramientos de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico que fueron plegadas durante el desarrollo del CPCM, las cuales fueron cortadas por intrusivos ígneos del Eoceno, provocándose con esto mineralizaciones de interés económico (Cu-Pb-Zn-Au-Fe, entre otras). Los bordes del Bloque de Concepción del Oro han sido interpretados como fallas regionales profundas, que durante diferentes episodios sirvieron como canales para el ascenso de magmas de diferentes características. En el borde oriental se encuentran sucesiones de derrames de lava andesíticos y conglomerados polimíctico continental (**Ramírez-Peña, 2019**).

### 2.2.3 Bloque de Matehuapil

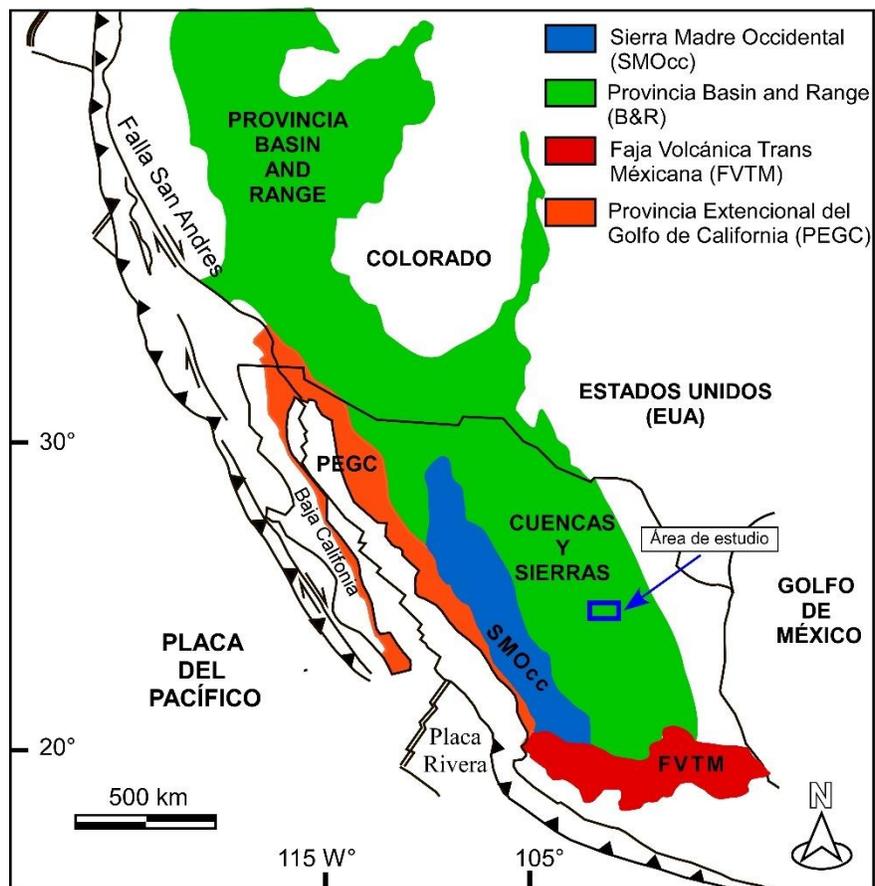
El bloque de Matehuapil fue definido por **Ramírez-Peña (2017)**, como un bloque tectónico de dirección NW-SE, que se ubica al oriente del Bloque de Concepción del Oro (**Figura 2.2**). Esta estructura presenta características similares al bloque de Concepción del Oro, sin embargo, los pliegues generados por deformación de piel delgada están orientados en dirección NNW- SSE. Las rocas más antiguas afloran en los núcleos de los anticlinales y corresponden a los carbonatos jurásicos de la Formación Zuloaga, que son cortadas por cuerpos intrusivos emplazados en el Cretácico superior (intrusivos: Rocamontes, Matehuapil y Saltillito; **Sosa-Valdés, 2011**). El límite occidental del bloque Matehuapil está representado por un lineamiento estructural que corta abruptamente a los pliegues regionales, hundiéndolos en un amplio valle al occidente (**Figura 2.2**). Cabe mencionar que, tal como ocurre en los lineamientos de los bloques de San Julián y Concepción del Oro, en Matehuapil se observan evidencias del vulcanismo fisural, que también es objeto del presente estudio.

Cabe mencionar que, el vulcanismo presente sobre las trazas de los lineamientos estructurales que delimitan a los tres bloques tectónicos mencionados anteriormente ha sido relacionado con procesos tectónicos extensionales, asociados con la Provincia Extensional Cuencas y Sierras sin embargo esto no ha sido precisado.

### 2.3 PROVINCIA EXTENSIONAL BASIN AND RANGES

La provincia extensional Basin and Ranges de Estados Unidos es un sistema tectónico emblemático que ilustra de manera excepcional los procesos de extensión de la corteza en Norteamérica. Este sistema extensional se desarrolló después de la deformación contraccional asociada a la orogenia Laramide, marcando el inicio de un período de extensión tectónica que abarca la región de Oregón, Idaho, el este de California y en los estados de Nevada, Utah, Arizona, desde donde se extiende hacia el norte de México (**Figura 2.3**).

En lo que respecta a la edad de la extensión, se ha documentado que inició en el Eoceno temprano en Canadá y migro hacia la Gran Cuenca en Estados Unidos alrededor del límite entre el Eoceno y el Oligoceno. Para el Mioceno medio la extensión tectónica estuvo activa en el occidente de Estados Unidos (**Wernicke *et al.*, 1987, 1992**), y posteriormente migró hacia México, donde ha sido denominada como Provincia de Cuencas y Sierras, la cual se describe a continuación (**Henry y Aranda-Gómez, 1992**).



**Figura 2.3** Extensión de la provincia Basin and Ranges en Norteamérica (**Wernicke, 1992; Aranda-Gómez, 2000**).

#### 2.4 PROVINCIA CUENCAS Y SIERRAS EN MÉXICO

La Provincia de Cuencas y Sierras se caracteriza por cuencas alargadas orientadas predominantemente en dirección NNW y sierras que alcanzan una elevación promedio de ~2 km (**Henry y Aranda-Gómez, 1992**). Esas estructuras se localizan predominantemente al oriente del núcleo no extendido de la Sierra Madre Occidental y al norte del Cinturón Volcánico Mexicano (**Aranda-Gómez, 2000; Figura 2.3**)

Los efectos de la extensión tectónica en México ocurrieron al oriente de la SMO durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, marcando una transición desde un régimen compresivo ENE hacia uno extensional en la misma dirección. Este cambio tectónico se dio después de un periodo de intensa actividad ignimbrítica (conocido como *ignimbrite flare-up*, **McDowell y Clabaugh, 1979**), que representa uno de los episodios magmáticos más significativos de la SMOcc.

Las primeras manifestaciones de vulcanismo asociado a la extensión en el norte de México están representadas por las llamadas Basaltos-Andesitas del Sur de la Cordillera (SCORBA por sus siglas en inglés). Estas rocas de composición basáltico-andesítica difieren de las suites asociadas a subducción de la SMOcc y reflejan un ambiente extensional emergente (**Cameron *et al.*, 1989**).

Durante el Mioceno Tardío, se registró un segundo episodio de deformación en el sur de Arizona y Sonora, con inicio aproximado entre 13 y 12.5 Ma (**Eberly y Stanley, 1989; McDowell *et al.*, 1997**). La cantidad de extensión en esta etapa no superó el 20%, pero fue significativa en términos de reconfiguración estructural.

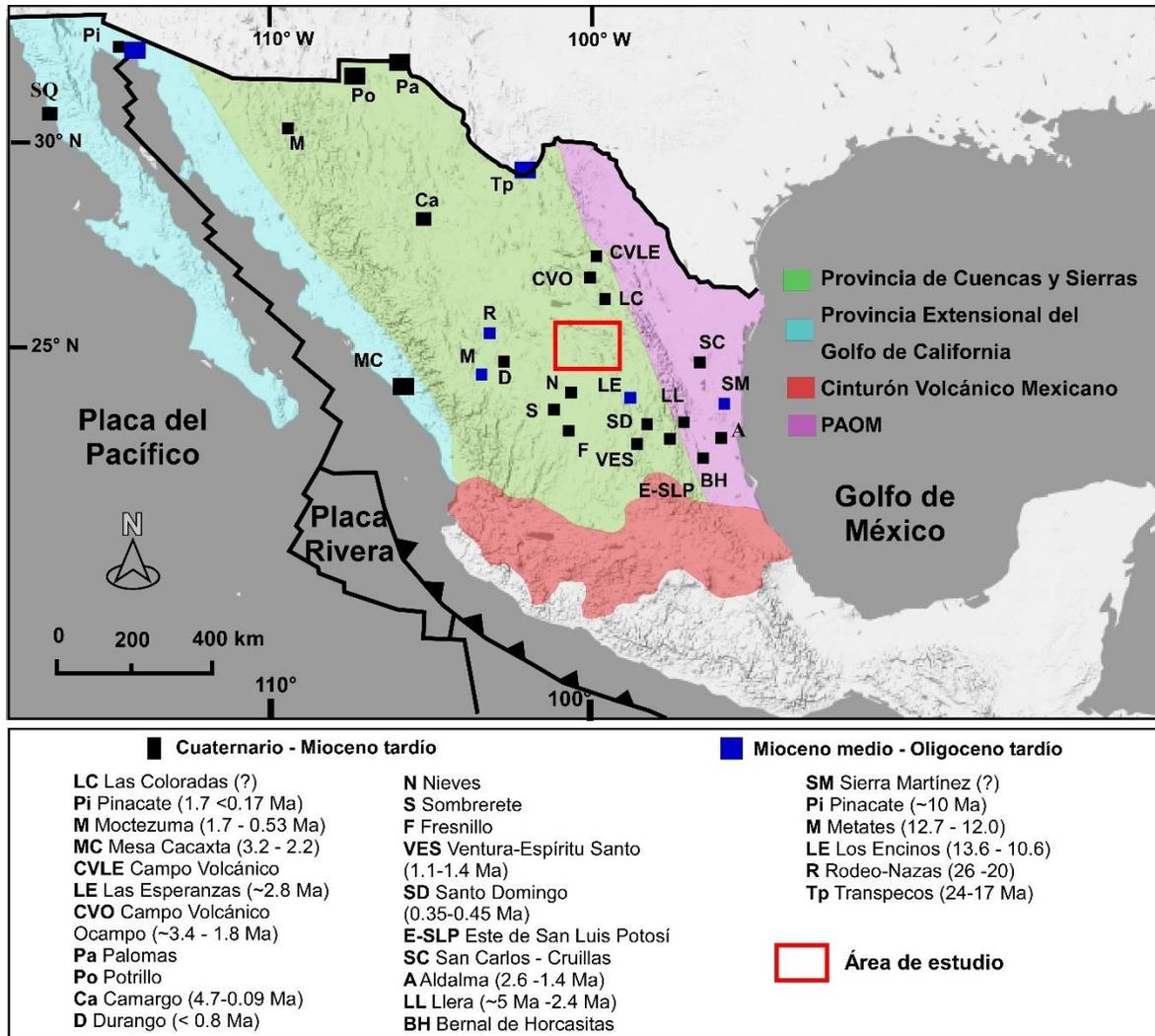
En Sinaloa, la extensión comenzó alrededor de los 11 Ma y coincidió temporalmente con la actividad tectónica asociada a la apertura del Golfo de California. Por otro lado, en Durango, la extensión estuvo acompañada por la intrusión de hawaiitas y diques máficos con altos contenidos de álcalis, Nb, Ti y P, típicos de vulcanismo intraplaca. Estas rocas además de su geoquímica distintiva presentan edades y características que permiten correlacionarlas con

manifestaciones similares en Texas y otras partes de México (**Henry y Aranda-Gómez, 2000**).

En San Luis Potosí, se han reportado una gran cantidad de manifestaciones volcánicas que forman parte de la provincia de Cuencas y Sierras. Con base en su edad y/o en la geoquímica de sus lavas, lo han dividido en tres campos volcánicos: Los Encinos, Santo Domingo y Ventura- Espíritu Santo. El campo volcánico Los Encinos, ha evidenciado características de contaminación cortical, en donde es común encontrar la presencia de complejos xenocristales y megacristales provenientes de granulitas de la corteza profunda (**Luhr et al., 2001**). En Ventura-Espíritu Santo predominan las nefelinitas y basanitas pobres en sílice, mientras que en Santo Domingo son comunes basaltos alcalinos. Además, en Santo Domingo se ha reportado la presencia de megacristales de kaersutita y xenolitos de lherzolita de espinela con inclusiones de flogopita, lo cual sugiere una procedencia de un manto metasomatizado (**Dávalos-Elizondo, 2018**). Por otro lado, en Ventura-Espíritu Santo dominan peridotitas con textura protogranular (**Aranda-Gómez et al., 2000; Aranda-Gómez et al., 2005**).

Además de los sitios mencionados anteriormente, en el estado de Coahuila también existen evidencias de vulcanismo intraplaca asociado a la actividad de la Provincia de Cuencas y Sierras, las cuales son bien expuestas en los campos volcánicos: Las Esperanzas y Ocampo (**Valdés-Moreno, 2001**). Las rocas volcánicas en la región de Ocampo varían composicionalmente entre basaltos y hawaiitas, mientras que en el Campo volcánico Las Coloradas, son comunes las andesitas y basaltos. Cabe mencionar que, se ha interpretado que el vulcanismo en estos campos fue canalizado por fallas de basamento antiguas, que a su vez condicionaron la distribución de los mismos (**Aranda-Gómez et al., 2005**). En cuanto al posible origen de estas rocas, se ha interpretado que fueron generados por la fusión a distintos grados de un manto enriquecido con características tipo OIB.

Cabe mencionar que, para el caso de la región norte de Zacatecas, donde se ubican los campos volcánicos estudiados en el presente trabajo, no existen trabajos petrogenéticos o geocronológicos que vinculen al vulcanismo con la Provincia de Cuencas y Sierras.



**Figura 2.4** Localización de los campos Volcánicos de la Provincia de Cuencas Y sierras, la Provincia Extensional del Golfo de California, el Cinturón Volcánico Mexicano y la PAOM. Dividido los campos volcánicos en Mioceno Medio - Oligoceno Tardío (recuadros en azul) y Mioceno Traído – Cuaternario (recuadros en negro). Adaptado de Valdez-Moreno (2001).

## CAPÍTULO 3

### GEOLOGÍA LOCAL

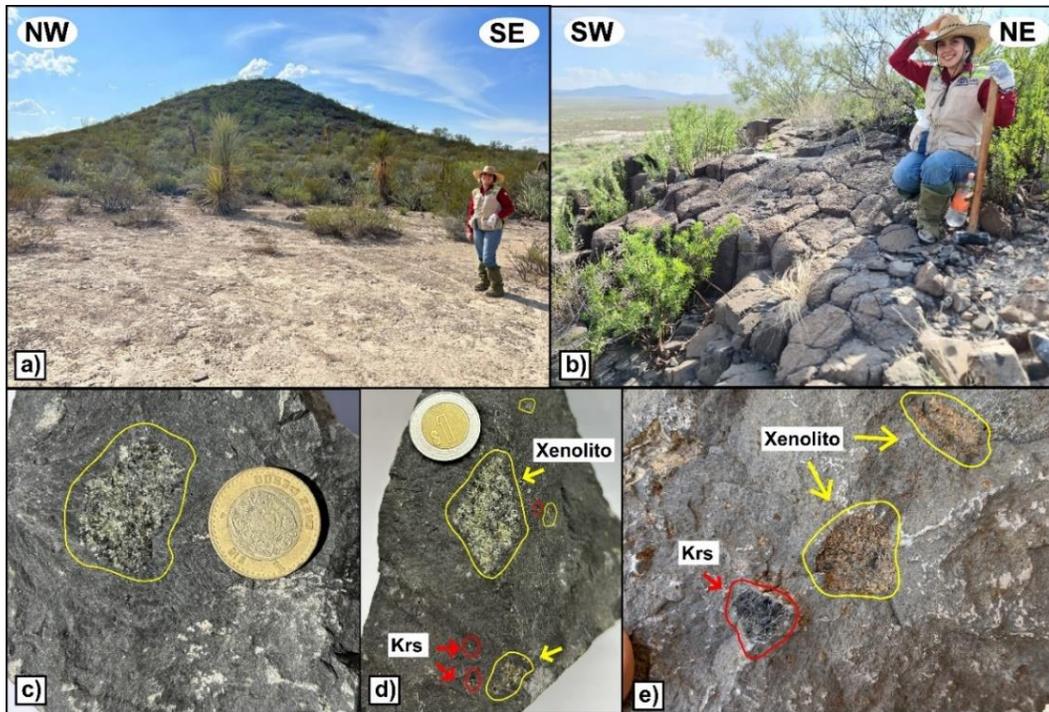
#### 3.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo se describe la estratigrafía de cada una de las localidades que conforman el área de estudio. Esta región, situada en el norte del estado de Zacatecas, alberga cuatro localidades con mesetas volcánicas: 1) Bajío de Ahuichila, 2) La Tasajera, 3) Las Mesas y 4) Mesillas.

#### 3.2 LOCALIDAD BAJÍO DE AHUICHILA

Esta localidad fue reconocida en la carta geológica-minera Bajío de Ahuichila con clave G13-D48 donde se le refiere como un “derrame basáltico de olivino y forsterita”, con orientación de flujo de N88°W e inclinación de 82° al NE. Posteriormente, **Medina-Pérez (2023)** describió esta estructura como una loma de pendiente suave y forma circular, con un diámetro aproximado de 150 metros y una altura de 30 metros, sugiriendo que esta estructura se encuentra emplazada en la traza de una falla normal que corta de manera discordante a la Formación Ahuichila.

Esta localidad es la más septentrional analizada en el presente estudio. En general ocurre como un pequeño cerro de rocas volcánicas máficas (Cerrito Prieto; **Figura 3.1a**), afectadas por un intenso fracturamiento irregular, que en algunos casos llega a desarrollar juntas columnares hexagonales (**Figura 3.1b**). La roca fresca tiene una coloración que varía de gris oscuro a negro, mientras que en las superficies intemperizadas cambia de color a tonos gris claro. En muestras de mano, se observa una textura microcristalina-porfídica con xenolitos de lherzolita de espinela, cuyos diámetros oscilan entre 1 y 5 centímetros (**Figura 3.1c, d, e**). Asimismo, es común la presencia de megacrístales accidentales de anfíbol (¿kaersutita?), que pueden alcanzar hasta 2 centímetros de longitud. La estructura asemeja a un cuello volcánico, el cual corta a una sucesión compuesta principalmente de conglomerados, areniscas y tobas que de la Formación Ahuichila.

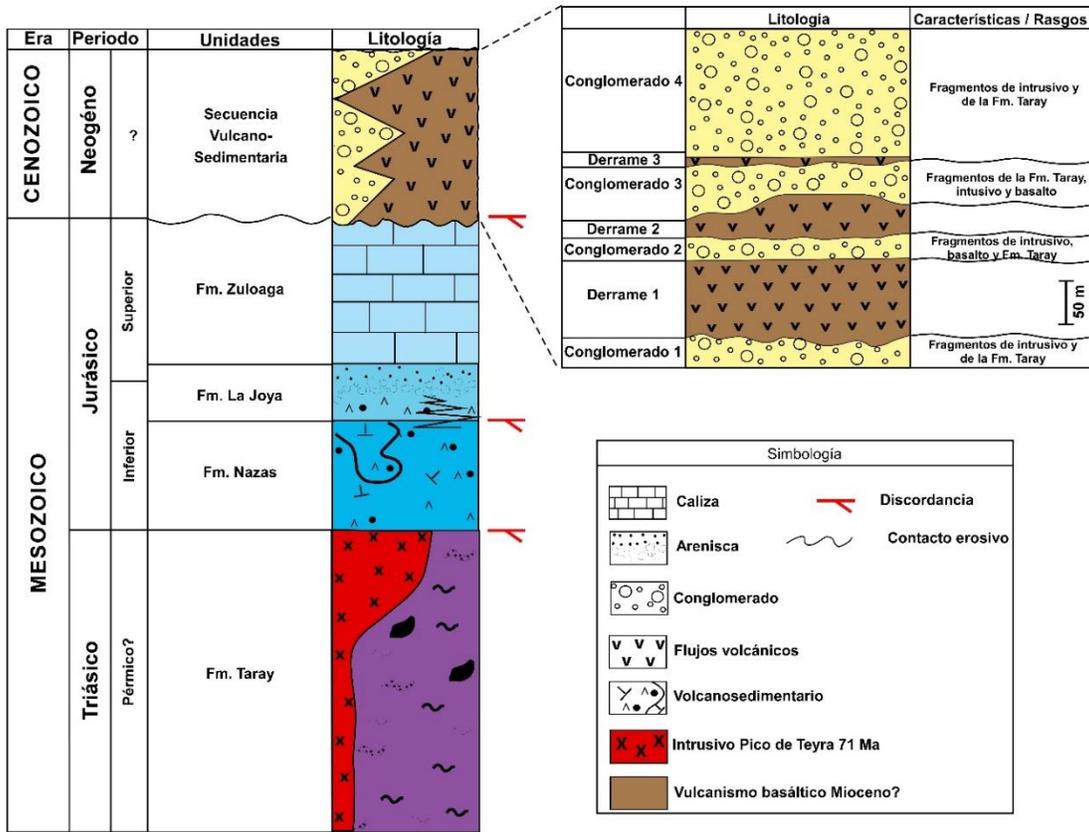


**Figura 3.1** Imágenes donde que muestra: a) aspecto geomorfológico del Cerrito Prieto, compuesto de roca volcánica donde se desarrollan b) juntas columnares hexagonales. En c), d) y e) se muestra la apariencia de los xenolitos de Iherzolita de espinela (encerrado en color amarillo) y cristales de kaersutita (encerrado color rojo).

### 3.3 LOCALIDAD LA TASAJERA

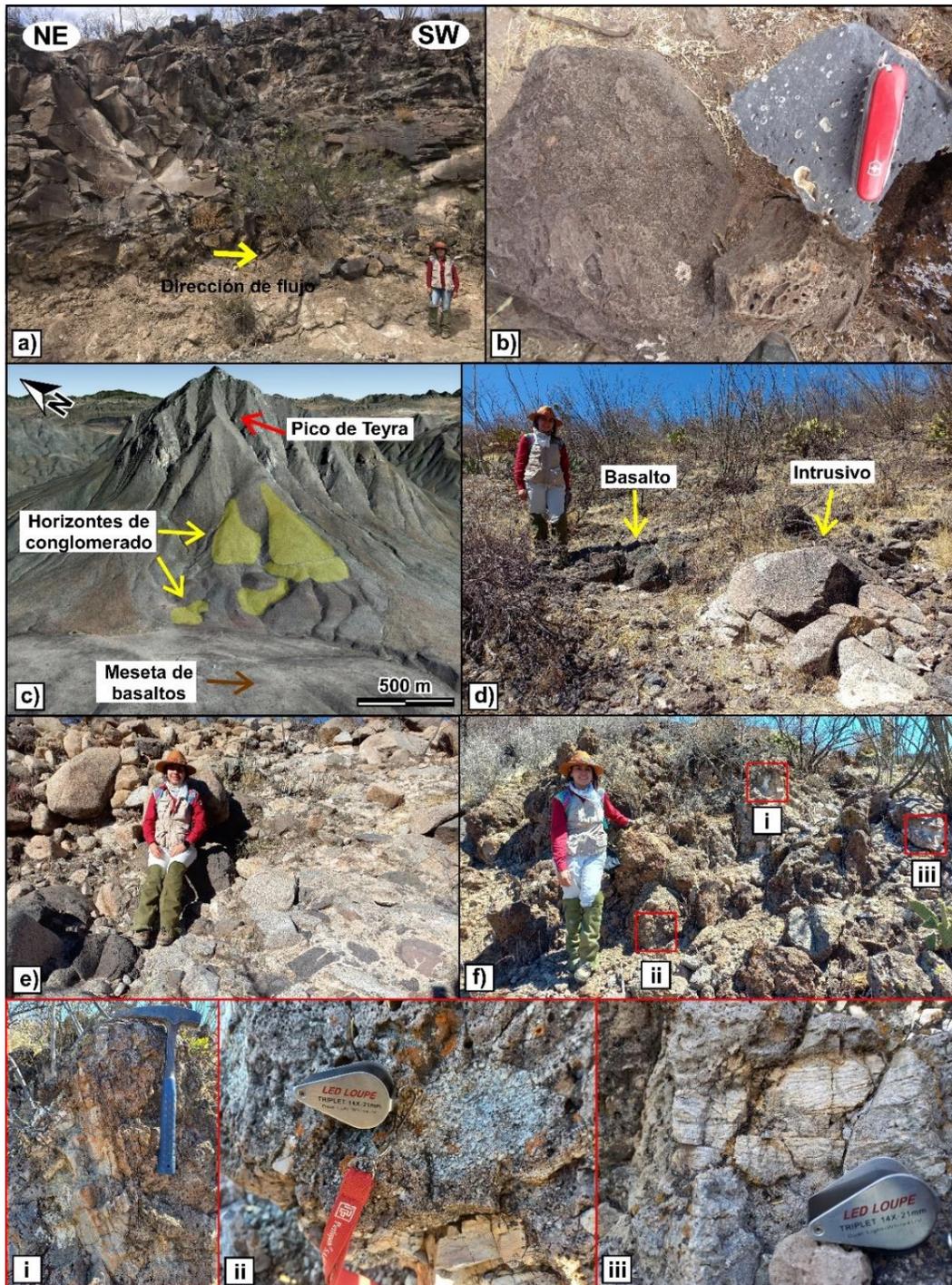
Esta localidad fue estudiada por **Cano-González (2022)**, quien la describe como una cuenca que se ubica en el borde suroccidental del Bloque de San Julián (**Ramírez-Peña, 2019**), la cual fue rellenada por conglomerados y flujos de lava basáltica.

El basamento de la cuenca está constituido por rocas triásicas y jurásicas de las formaciones Taray, Nazas, La Joya y Zuloaga (**Figura 3.2**).



**Figura 3.2** Columna estratigráfica de la localidad La Tasajera, donde se resalta a la sucesión clástica y volcánica.

En esta zona, los derrames basálticos se caracterizan por tener una morfología de meseta, exhibiendo superficies altamente intemperizadas y una marcada foliación de flujo orientada hacia el oeste-suroeste (WSW) (**Figura 3.3a**). Las rocas volcánicas muestran una tonalidad ocre-rojiza en superficie, y gris oscuro en muestra fresca, además, exhiben vesículas subredondeadas rellenas de carbonato de calcio (**Figura 3.3b**). Por otro lado, los horizontes conglomerádicos están pobremente cementados, y en imagen satelital exhiben morfologías de abanicos aluviales, que se interdigitan con las rocas volcánicas (**Figura 3.3c**). Los conglomerados están constituidos predominantemente por fragmentos de intrusivo, areniscas y fragmentos esporádicos de rocas volcánicas basálticas (**Figura 3.3d, e**). Cabe mencionar que, en la zona central del área existen tres afloramientos que se asemejan a cuellos volcánicos, con presencia de xenolitos de distintas composiciones (**Figura 3.3f; i, ii, iii**). La morfología individual de estas estructuras es ligeramente elongada en dirección NW-SE.



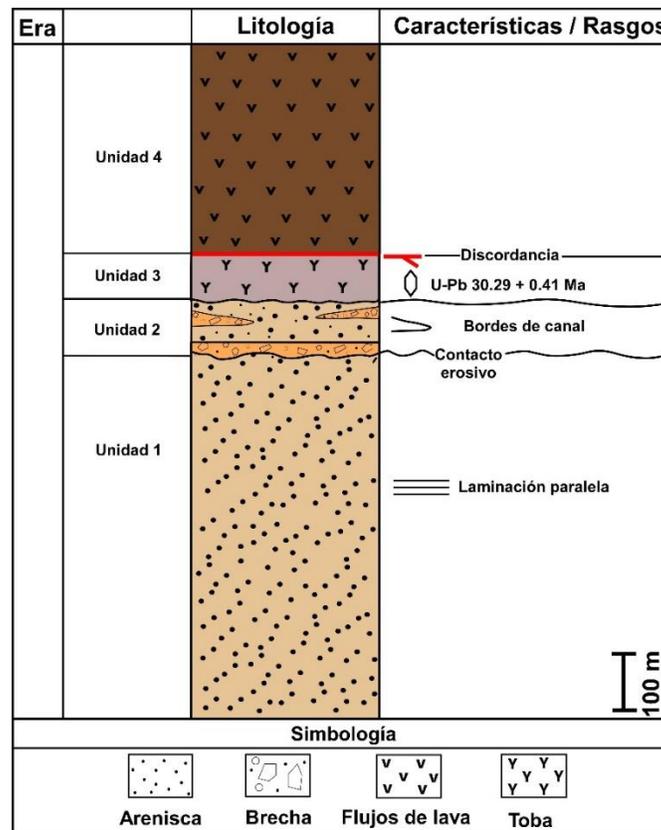
**Figura 3.3** Fotografías de campo que muestran las estructuras observadas en la localidad La Tasajera. a) se ilustra un derrame de basaltos con dirección de flujo hacia el SW, b) contraste entre la roca intemperizada color ocre y roca fresca color gris, en la que se observan vesículas rellenas con carbonato de calcio, c) exposición de los distintos conglomerados en la zona central del área, d) conglomerado cementado por material limo-arenoso y caliche, e) conglomerado compuesto por fragmentos de intrusivo, basalto y esporádicos fragmentos de la formación Taray, f) posible cuello volcánico caracterizado por la presencia de diferentes tipos de xenolitos; i)

xenolito de cuarzo microcristalino, ii) xenolito de roca con textura porfírica, iii) xenolito de granitoide con textura fanerítica.

### 3.4 LOCALIDAD LAS MESAS

La localidad Las Mesas está situada sobre el lineamiento Mazapil-Matamoros, en el borde occidental del bloque de Concepción del Oro, Zacatecas (**Ramírez-Peña, 2019**).

Esta localidad está dominada por una geomorfología de mesetas, las cuales están constituidas por una sucesión de rocas volcanosedimentarias que alcanza un espesor de aproximadamente 7 metros y es coronada por derrames de lava que cubren un área aproximada de 28 km<sup>2</sup> (**Figura 3.4; Figura 3.5a**). En su base, la sucesión volcanosedimentaria está constituida por bancos de arenisca pobremente consolidada con ocasional laminación paralela (Unidad 1), la cual presenta granulometría de grano grueso a medio, con presencia de cristales de cuarzo, magnetita, y fragmentos líticos de rocas volcánicas (**Figura 3.4c**).



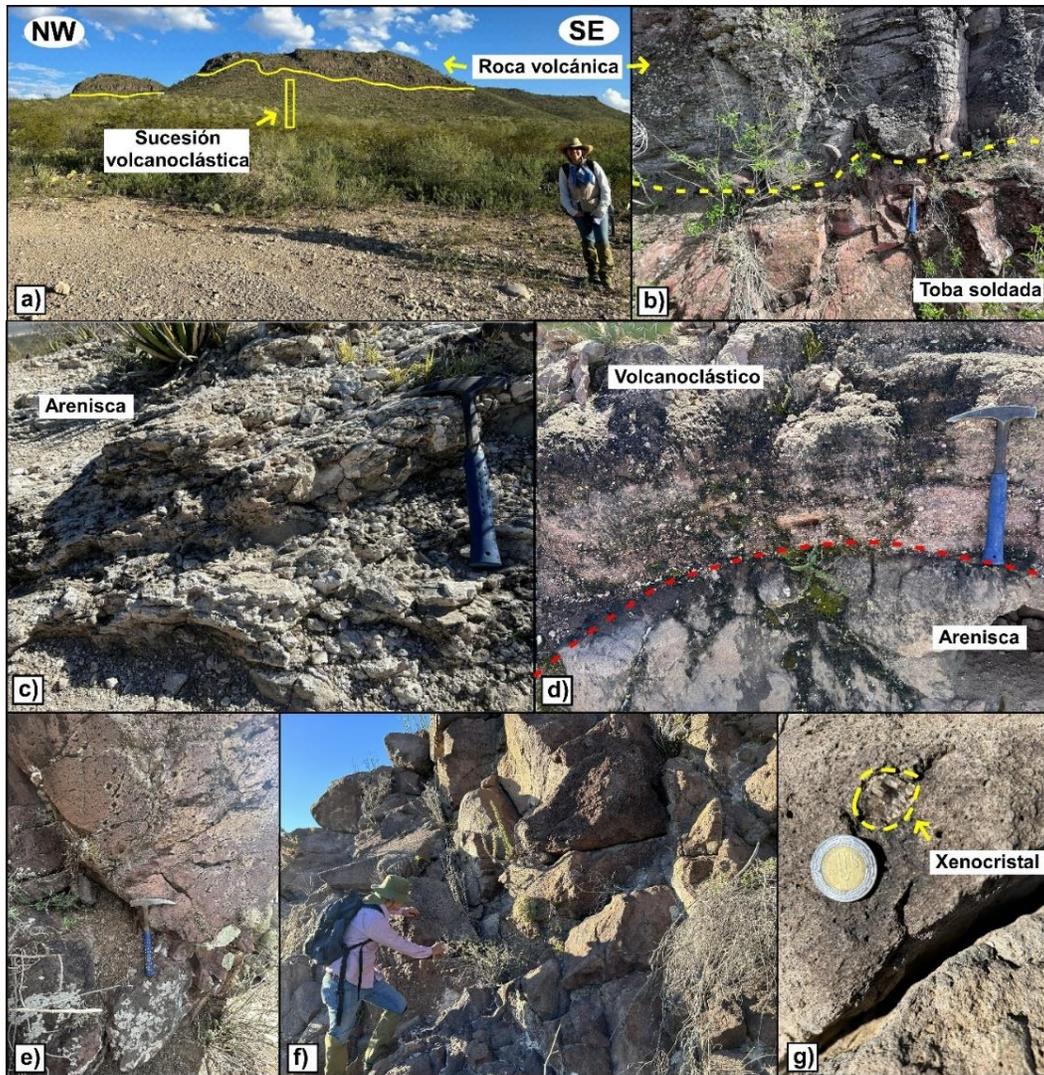
**Figura 3.4** Columna estratigráfica de la localidad Las Mesas.

La unidad 2, presenta un espesor variable que se ajusta al paleorelieve de la sucesión subyacente de areniscas (**Figura 3.4**). Esta unidad consiste en un conglomerado volcanoclástico, mal seleccionado y pobremente consolidado, con clastos redondeados de hasta 5 cm de diámetro. Los clastos son principalmente volcánicos y en menor medida de rocas sedimentarias, y se encuentran dentro de una matriz tobácea, compuesta por material arcilloso, y cristales de cuarzo y mica negra (biotita?).

En la parte media de la sucesión, se encuentra la unidad 3 (**Figura 3.4**), que está compuesta de arenisca de grano grueso intercalada con horizontes de microbrechas volcanoclásticas (**Figura 3.5d**). Las microbrechas presentan una matriz arenosa, con contenido de clastos volcánicos, además de acñamientos importantes de manera lateral. Una característica particular en esta unidad es la presencia de diques clásticos, por removilización de arenas de la Unidad 1.

La unidad 4 está constituida por una toba soldada de coloración rosa y de grano muy fino (**Figura 3.5b**). Esta unidad presenta fragmentos accidentales de pómez y de rocas volcánicas, y sirvió como basamento a los flujos volcánicos basálticos que son objetos del estudio, por lo que en su contacto es común observar bordes quemados. Es importante mencionar, que esta unidad fue muestreada para determinar su edad de cristalización por U-Pb en zircones (clave de muestra: LM-01), y de esa manera establecer una edad máxima para los flujos volcánicos basálticos.

Los flujos de lavas basálticas se presentan de manera masiva, con marcada foliación de flujo (**Figura 3.5f**), la mayoría de sus superficies se encuentran intemperizadas exhibiendo un color rojizo, y en algunas zonas contiene vesículas semicirculares (**Figura 3.5e**). Además, contienen una gran cantidad de xenocristales de cuarzo (**Figura 3.5g**).



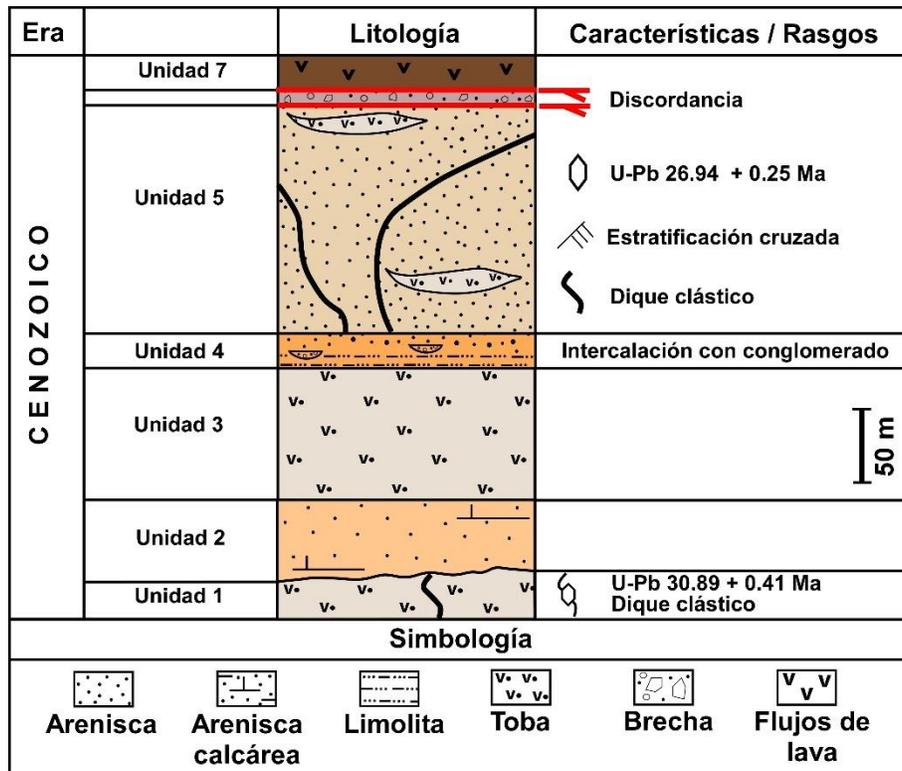
**Figura 3.5** Imágenes donde se ilustran diversas características de las litologías expuestas en la localidad de Las Mesas. a) Panorámica del área donde se observa la morfología de meseta coronada por las rocas volcánicas, b) contacto entre las rocas volcánicas con una toba bien consolidada color rojizo, c) arenisca con estratificación paralela, d) contacto de sedimento volcanoclástico con arenisca, e) roca volcánica con superficie intemperizada donde exhibe vesículas sin relleno, g) xenocristal de cuarzo embebido en la roca volcánica

### 3.5 LOCALIDAD MESILLAS

Esta localidad localizada en el borde occidental del bloque de Matehuapil, en la zona sureste del área de estudio (**Ramírez-Peña, 2019**).

El área con afloramientos de rocas volcánicas en la localidad Mesillas abarca ~ 6 km<sup>2</sup>. En general, la geomorfología está dominada por pequeños lomeríos en forma de mesetas coronadas por rocas volcánicas. Las rocas volcánicas descansan de manera discordante sobre

una sucesión volcanoclástica la cual tiene un espesor de ~350 m que por sus características litológicas puede ser dividida en 7 unidades (**Figura 3.6**).



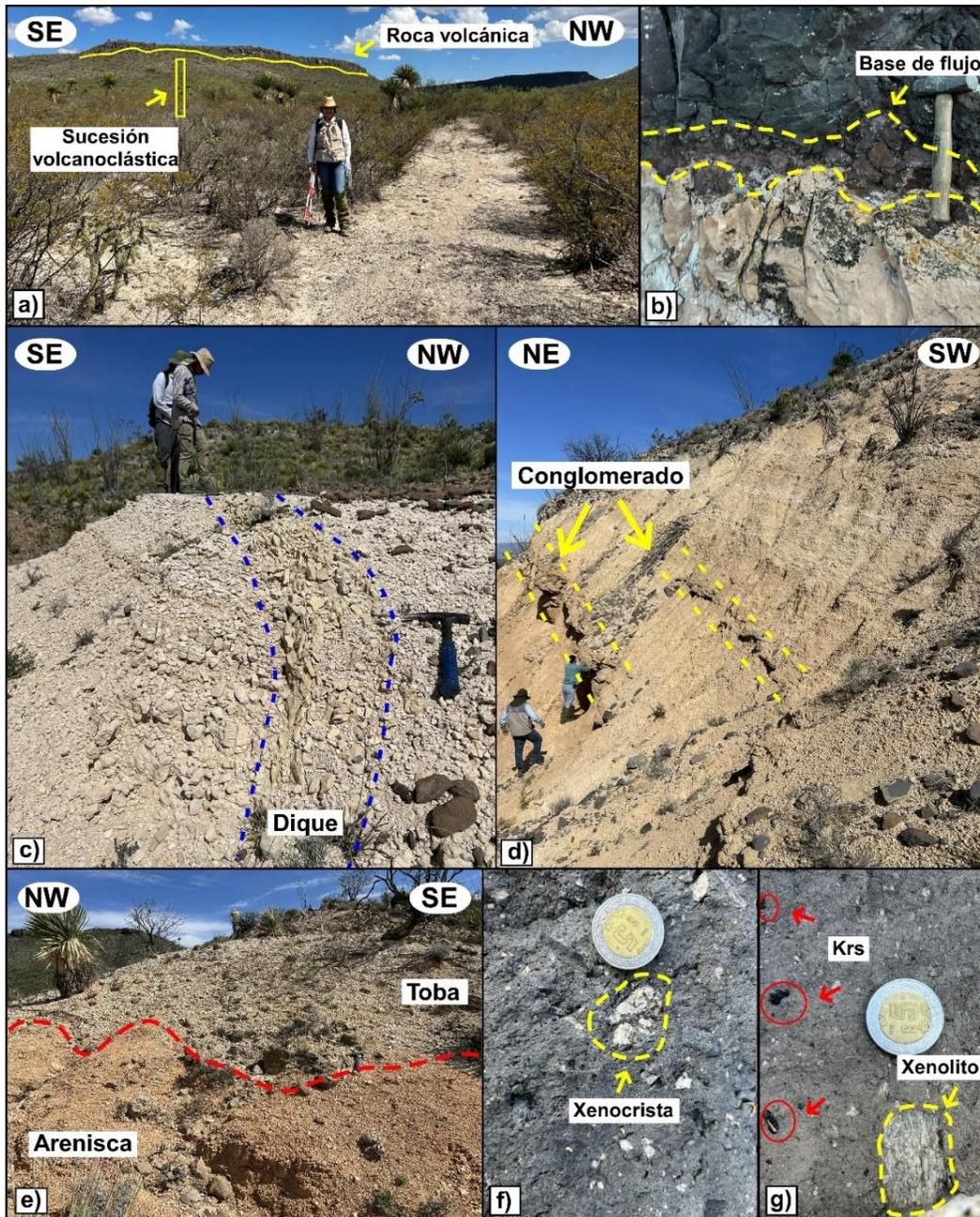
**Figura 3.6** Columna estratigráfica de la localidad de Mesillas

La base de esta sucesión se compone de tobas de coloración blanquesinadispuestas en capas con orientación general 020/60 CMD. Una característica importante que que esta unidad se encuentra afectada por inyecciones de material volcániclastico de grano fino, con presencia de marcas de flujo (**Figura 3.7c**), el cual exhiben una orientación altamente oblicua (135/ 70 CMD) a la estratificación de las tobas. Tomando en cuenta que estas inyecciones probablemente correspondan a material de la base de la sucesión, o por lo menos estratigráficamente más antiguo que la unidad a la que cortan, se colectó una muestra (MS-04) de la litología de esta estructura, con la finalidad de determinar su edad U-Pb en zircones, y conocer la edad de los materiales más antiguos en la sucesión estratigráfica del área. Sobreyaciendo a la unidad tobácea se encuentra una sucesión de arenisca calcárea de coloración ocre a rojiza y tobas grises (Unidad 2), la cual alcanza espesores de hasta ~72 m. Estas rocas se encuentran dispuestas en estratos delgados y medianos, cuyos contactos son erosivos (**Figura 3.7e**). Estas capas exhiben posiciones sub-horizontales, con inclinaciones

de entre 5 y 10° Sobre esta unidad descansa una sucesión de tobas retrabajadas (Unidad 3), con bajo grado de consolidación, y de coloración gris-verdoso, la cual alcanza ~88m de espesor. El contacto de esta unidad con la que le subyace es transicional, y grano creciente, ya que pasa a arenisca de grano grueso de coloración rojiza la cual hacia la cima presenta canales de conglomerado arenoso, que posteriormente evoluciona a facies de limolita (**Figura 3.7d**).

Por encima de la limolita de la unidad anterior, se presenta un cambio transicional hacia bancos de areniscas tobáceas de grano medio a grueso (unidad 5), que alcanzan un espesor total de ~150 metros. Las areniscas presentan cristales de mica negra y gran cantidad de fragmentos líticos de rocas volcánicas. Una característica particular esta unidad presenta una gran cantidad de diques clásticos constituidos principalmente de material limo-arcilloso de coloraciones beige. Además, en esta unidad arenosa contiene lentes de tobas retrabajadas de aproximadamente ~7 metros de longitud y 1 metro de espesor, los cuales presentan laminaciones internas, el tamaño de grano es generalmente de arena fina con cristales de cuarzo, plagioclasa muy retrabajados y fragmentos líticos.

Sobreyaciendo a la unidad anteriormente mencionada, ocurre un depósito aluvial constituido por boleos de caliza, arenisca y toba, los cuales alcanzan tamaños de 5-10 cm. Estos depósitos son probables vestigios de abanicos aluviales, los cuales a su vez son cubiertos por flujos de lava basáltica (**Figura 3.7b**), que el generaron un metamorfismo por el choque térmico. Los basaltos exhiben coloración gris oscuro en muestra fresca, sin embargo, también muestran superficies intemperizadas de color rojizo. En muestra de mano, logra apreciarse una cantidad importante de megacristales de anfíbol (posiblemente kaersutita; **Figura 3.7g**), algunos de los cuales alcanzaban longitudes de hasta 3 cm, presentando ocasionalmente bordes quemados. Además, se reconocieron también cantidades importantes xenocristales de cuarzo (**Figura 3.7f**).



**Figura 3.7** Imagen que muestra a) panorámica del área, b) contacto de las rocas volcánicas con la base (toba), c) dique clástico inyectado en la toba de la base, d) arenisca con canales de conglomerado, e) contacto irregular de arenisca calcárea coloración rojiza con toba mal consolidada de coloración blanca, f) xenolitos de diferentes composiciones g) cristales de kaersutita (krs) xenolito de  $\text{SiO}_2$ .

## CAPÍTULO 4

### RESULTADOS:

## PETROGRAFÍA GEOQUÍMICA, DIFRACCIÓN DE RAYOS “X” (DRX) Y GEOCRONOLOGÍA

### 4.1 INTRODUCCIÓN

En el presente apartado se reportan los resultados petrográficos, geoquímicos, difracción de rayos “X” y geocronológicos de las cuatro localidades estudiadas en el presente trabajo. Cada una de estas localidades presenta rasgos específicos del vulcanismo reciente en la región y son de particular interés debido a su potencial para entender la evolución magmática y los procesos tectónicos que han afectado esta área.

### 4.2 PETROGRAFÍA

#### 4.2.2 Localidad Bajío de Ahuichila

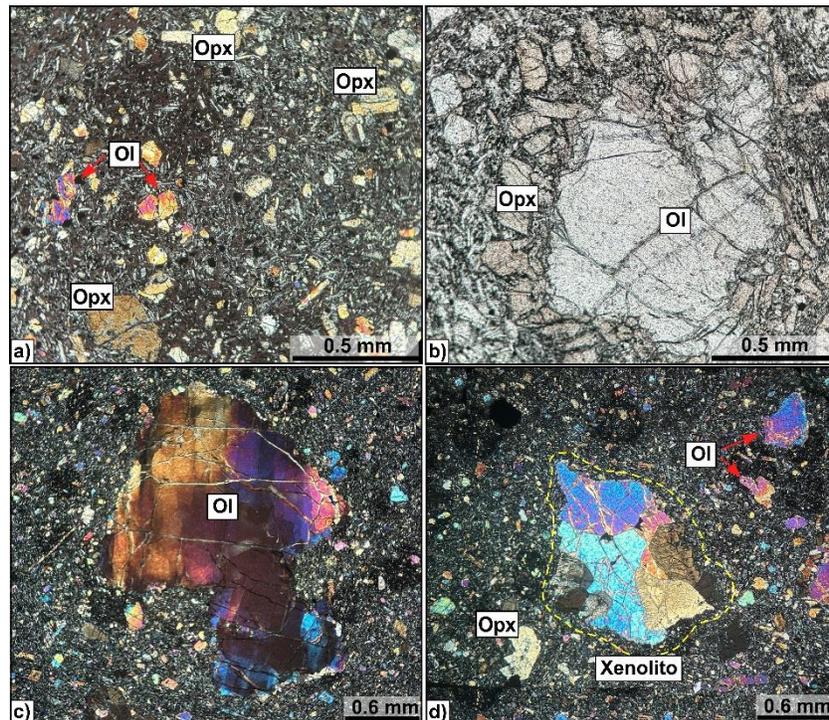
##### 4.2.2.1 Petrografía de rocas volcánicas

Se analizaron dos láminas delgadas de rocas volcánicas de la localidad Bajío de Ahuichila, donde se identificó que la matriz se caracteriza por una textura inequigranular, compuesta predominantemente por microlitos de plagioclasa y olivino sin un arreglo preferencial definido. Los fenocristales se componen de cristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y ortopiroxeno. También, se identificaron algunos cristales accidentales de kaersutita, que aportan una complejidad adicional a la matriz.

La plagioclasa se encuentra en forma de microfenocristales, con una longitud promedio inferior a 0.2 mm, de forma tabular-prismática y con un grado de cristalinidad que varía entre anhedral y subhedral (**Figura 4.1a**). Los fenocristales y microcristales de olivino, cuyo tamaño oscila entre 0.3 y 1.5 mm, presentan formas que varían de euhedrales a subhedrales. Algunos de estos fenocristales muestran coronas de reacción formadas por cristales de ortopiroxeno (**Figura 4.1b**). Así mismo, se observan xenocristales de olivino con diámetros de hasta 2.5 mm, que exhiben bordes de corrosión y lamelas de deformación (**Figura 4.1c**), típicas de los olivinos presentes en las lherzolitas del manto (p. ej., **Luhr y Aranda, 1982, 1985, 1989**). Los microfenocristales de clinopiroxeno, generalmente de forma tabular, varían de euhedrales a subhedrales, con tamaños promedio de 0.6 mm. Estos cristales muestran

colores de interferencia típicos (beige y amarillo suave) y un color café claro en NII. Por su parte, los fenocristales de ortopiroxeno, que tienen tamaños entre 0.6 mm y 1 mm, son principalmente subhedrales a anhedrales, y destacan por presentar texturas de tamiz en sus núcleos.

En la **Figura 4.1d** se exhibe un xenolito de lherzolita de espinela, compuesto por olivino, clinopiroxeno con “bordes esponjados”, ortopiroxeno, y espinela intersticial entre los cristales de olivino.



**Figura 4.1** Fotomicrografías donde se observa: a) matriz inequigranular compuesta de microfenocristales de plagioclasa y ortopiroxeno, b) xenocristal de olivino con corona de reacción desarrollada por ortopiroxenos en NII, y c) un cristal de olivino con presencia de lamelas de deformación; d) xenolito de lherzolita con espinela intersticial.

#### 4.2.2.2 Petrografía de xenolitos

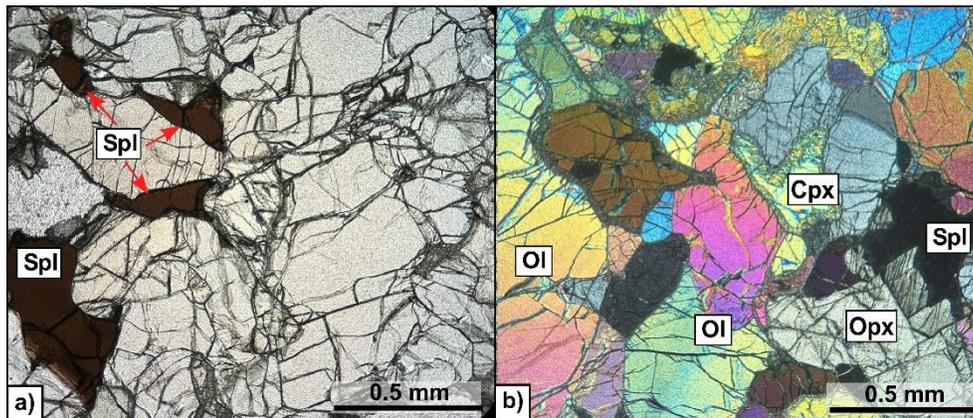
Se analizaron en el microscopio petrográfico dos muestras de xenolitos, cuyos tamaños varían de 1 a 5 cm. En general, de acuerdo con la clasificación de **Mercier y Nicolas (1975)**, los xenolitos de ambas muestras exhiben textura protogranular con cristales de tamaños gruesos, homogéneos y los contactos entre estos suelen ser irregulares. Su arreglo

mineralógico se compone de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno, espinela y minerales opacos.

El olivino representa ~60-70% en volumen de los feno- y xenocristales. Los cristales de este mineral alcanzan tamaños de 0.5 mm a 1.5 mm de diámetro, presentan formas irregulares y se encuentran fracturados, mostrando una extinción ondulosa. Algunos de los cristales presentan estructuras de deformación (p. ej., lamelas).

Por otra parte, el ortopiroxeno representa ~10-15% del total de cristales, y sus tamaños promedio son de 0.5 mm de diámetro. Por otro lado, los cristales de clinopiroxeno se encuentran en menor cantidad, sus tamaños van de 0.5 a 1 mm de diámetro y algunos exhiben clivaje en una dirección (**Figura 4.2b**) suelen presentar textura “esponjada” (**Figura 4.2b**)

La espinela se reconoce por su color café intenso, el cual varía de tono rojo marrón a verde oscuro (**Figura 4.4a**). Exhiben formas irregulares y algunas ocasiones se presenta en forma intersticial, con tamaños variables entre 0.1 mm a 1 mm de longitud.



**Figura 4.2** Fotomicrografías donde se observa: a) matriz protogranular resaltando los cristales de espinela en NII, b) clinopiroxeno con “bordes esponjados”.

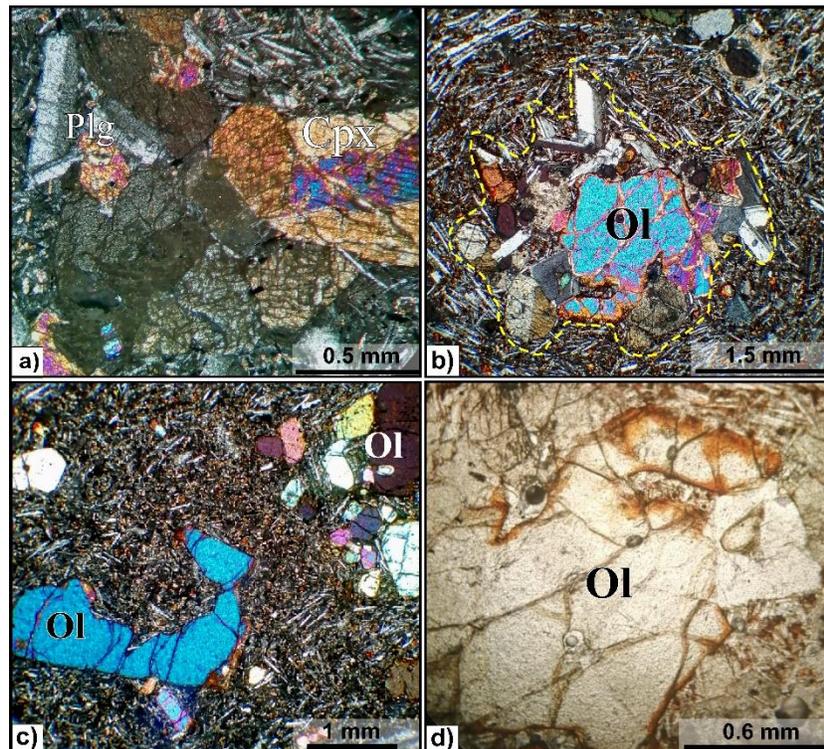
### 4.2.3 Localidad La Tasajera

#### 4.2.3.1 Petrografía de rocas volcánicas

Se realizó el análisis petrográfico de seis muestras de rocas volcánicas. En general, las rocas presentan una matriz con textura traquítica que se compone casi exclusivamente de microlitos de plagioclasa, con una presencia menor de olivino, los cuales muestran textura de flujo. Además, presentan glomerocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno.

La plagioclasa en la matriz se presenta en forma de microlitos tabulares, así como en fenocristales individuales y glomérulos asociados con olivino y clinopiroxeno (**Figura 4.3a, b**). Los fenocristales exhiben una morfología subhedral, hábito tabular, y alcanzan longitudes de hasta ~1.25 mm, además de maclas polisintéticas y de Carlsbad. La clasificación mediante el método de Michel-Levy permitió a las plagioclasas como oligoclasa.

Los fenocristales de olivino se presentan en formas euhedrales y subhedrales, con tamaños que varían entre 0.25mm y 2.7mm. Ocasionalmente presentan alteración a iddingsita, principalmente en los bordes y a lo largo de fracturas (**Figura 4.3d**). Además, se identificaron algunos cristales con bordes engolfados y parcialmente reabsorbidos por la mesostasis (**Figura 4.3c**). Por otro lado, en los clinopiroxenos se observó como fenocristales subhedrales, alcanzando tamaños de hasta 1.3mm. Dichos cristales exhiben colores de interferencia del segundo orden y, en algunas ocasiones, presentan maclas simples, además de buen desarrollo de clivaje, (**Figura 4.3a**).



**Figura 4.3** Fotomicrografías de basaltos de la localidad La Tasajera donde se observa: a) asociación de clinopiroxenos (cpx) y plagioclasa (plg) en NX, b) glomérulos porfíricos de olivino (Ol), plagioclasa (Plg), clinopiroxeno (Cpx), c) glomérulo de plagioclasa (amarillo) y fenocristales de olivino (Ol) e) fenocristal de

olivino (Ol) parcialmente reabsorbido por la mesostasis, d) alteración parcial de olivino (Ol) a iddingsita en el borde del mineral.

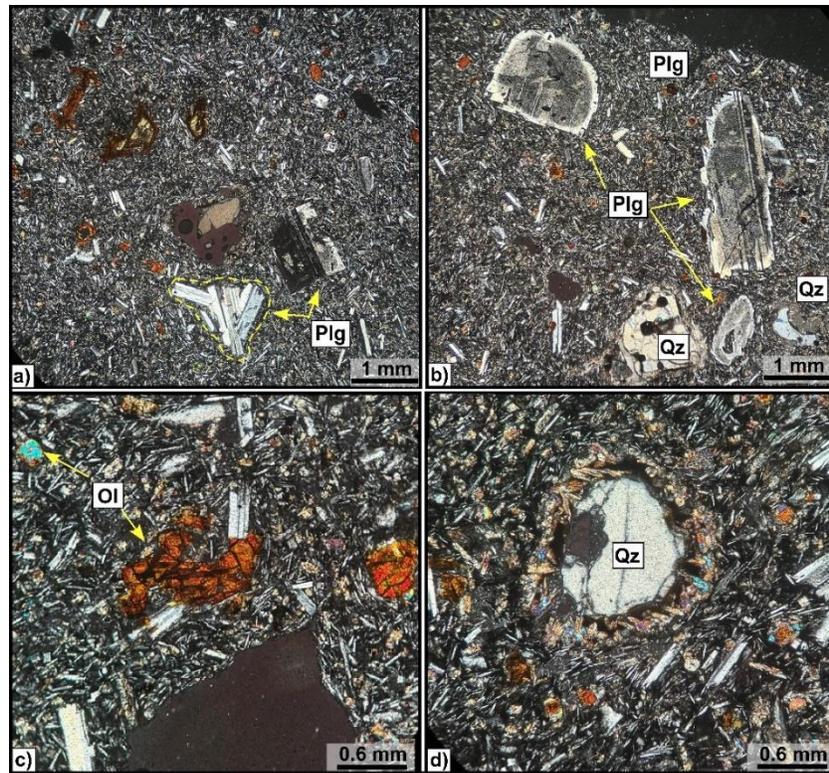
#### 4.2.4 Localidad Las Mesas

##### 4.2.4.1 Petrografía de rocas volcánicas

En las rocas de esta localidad se identificaron dos texturas de matriz distintas. Una de ellas está compuesta por microlitos de plagioclasa, olivino y piroxenos, con una textura intersertal bien definida. La otra matriz se caracteriza por microlitos de plagioclasa de mayor tamaño y un arreglo diferente, que sugiere variaciones en las condiciones de cristalización.

Se distinguieron al menos tres generaciones de plagioclasas, cada una con características únicas en cuanto a tamaño y forma. La primera generación corresponde a plagioclasas presentes como microlitos en la matriz, los cuales son de tamaño relativamente pequeño, tienen forma tabular y están dispuestos de manera uniforme dentro de la matriz (**Figura 4.4 a**). La segunda generación se representa por fenocristales de mayor tamaño, que alcanzan longitudes de hasta 1 mm (**Figura 4.4a**). Estos cristales exhiben, en su mayoría, maclas polisintéticas, lo que indica una historia de crecimiento más compleja. La tercera generación de plagioclasas aparece en forma de xenocristales, con tamaños que rondan los 2mm. Estos xenocristales suelen ser anhedrales y presentan textura de tamiz distintiva (**Figura 4.4b, c**).

Además, se observaron xenocristales de cuarzo con diámetros de hasta 2.5 mm, que presentan extinción ondulatoria notable. Estos cristales de cuarzo están consistentemente rodeados por un borde de reacción compuesto por piroxenos (ya sea clinopiroxeno o ortopiroxeno), lo que indica procesos de interacción química entre el cuarzo y los componentes del magma circundante (**Figura 4.4d**).



**Figura 4.4** Fotomicrografías de las rocas volcánicas en la localidad Las Mesas donde se observa: a) matriz con textura intersticial compuesta de microfenocristales de plagioclasa. También, se observan olivinos idingitizados y reabsorbidos por la matriz, así como fenocristales de plagioclasas, b) y c) se observan xenocristales de plagioclasa con estructuras de desequilibrio y cuarzo (Qz) con bordes de reacción, inmersos en una matriz compuesta de microlitos de plagioclasa, c) un xenocristal de cuarzo con borde de reacción compuesto por piroxenos.

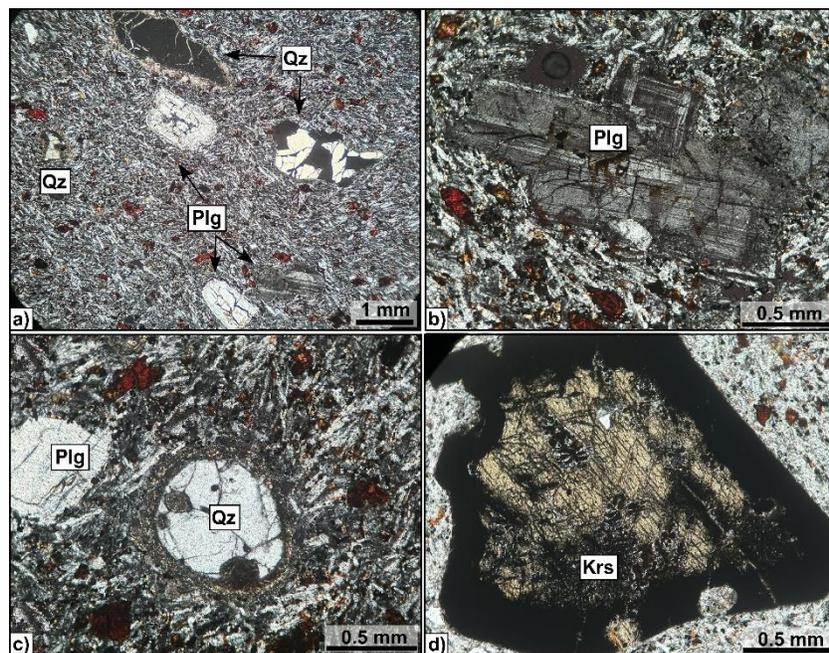
#### 4.2.5 Localidad Mesillas

##### 4.2.4.1 Petrografía de rocas volcánicas

El análisis petrográfico de dos muestras permitió identificar una textura traquítica, con una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa con acomodo preferencial indicando flujo; así como fenocristales de plagioclasa y piroxeno.

Los microlitos de plagioclasa que conforman la matriz exhiben forma sub-hedral y euhedral, con habito tabulares (**Figura 4.5a**); mientras que los fenocristales de este mismo mineral se presentan con morfologías subhedrales y anhedrales, algunos con hábito tabular y bordes modificados por procesos de corrosión o engolfamiento con tamaños entre 2 mm y 3.75 mm. Dichos cristales también exhiben maclas polisintéticas, así como una extinción zonada concéntrica y textura de tamiz (**Figura 4.5b**). Por otro lado, en el análisis petrográfico también se observa la presencia de xenocristales de cuarzo con tamaños que varían entre .75

mm y 2 mm (**Figura 4.5c**). Estos cristales presentan bordes de reacción, que se identifican por la ocurrencia de microcristales de piroxeno con relieve relativamente alto, indicativos de interacción química con el magma circundante. En las mismas muestras, se evidencian megacristales de anfíbol que alcanzan dimensiones de hasta 2 mm de longitud, dichos cristales son generalmente anhedrales, con un clivaje bien definido que forma ángulos característicos de  $\sim 120^\circ$  y  $60^\circ$ . Los anfíboles exhiben un marcado pleocroísmo, que varía desde tonos verdes hasta café oscuro, y presentan un borde opaco que sugiere un posible proceso de alteración superficial o de reacción con el magma (**Figura 4.5d**).



**Figura 4.5** Fotomicrografías de rocas volcánicas de la localidad Mesillas donde se muestra: a) matriz con textura traquítica compuesta de microfenocristales de plagioclasa, acompañada de xenocristales de cuarzo con bordes de reacción y plagioclasas con texturas de disequilibrio, b) xenocristal de plagioclasa con bordes corroídos y textura de parrilla, c) xenocristal de cuarzo con borde de reacción, d) xenocristal de kaersutita con borde opaco, mostrando su clivaje en dos direcciones.

### 4.3 GEOQUÍMICA

Se analizaron un total 12 muestras de rocas volcánicas, que fueron colectadas estratégicamente para cubrir la variación composicional en cada localidad.

Para cada muestra, se determinaron los óxidos mayores (como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , entre otros), tierras raras (LREE y HREE), y elementos traza (como Zr, Nb, Sr,

Y, etc.), que permitieron caracterizar tanto la fuente magmática de las rocas en estudio, así como los procesos de evolución que los magmas pudieron experimentar.

Los datos geoquímicos fueron procesados en el programa IgRocs (**Verma et al., 2003**) con el propósito de: 1) reajustar los valores a 100% a una base seca, para fijar la relación  $\text{FeO}_t$  y determinar el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  y el cociente  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ , los cuales fueron normalizados con los valores definidos por **Middlemost (1989)** para cada tipo de roca. 2) Clasificar las rocas volcánicas de acuerdo a sus concentraciones de álcalis totales vs. Sílice, utilizando el diagrama propuesto por **Le Bas et al. (1986)**. 3) Discriminación tectonomagmática y geoquímica por medio de diagramas de discriminación, concentración de REE y multielementos normalizados a condrita y manto primitivo, respectivamente.

#### 4.4 PARÁMETROS GEOQUÍMICOS

##### 4.4.1. Elementos Mayores

Los elementos mayores son aquellos elementos químicos cuyo contenido en la roca es superior al 0.1 % y, generalmente, se presentan como óxidos (*p.ej.*,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ). En series de rocas magmáticas que comparten un origen común, los óxidos pueden presentar correlaciones positivas o negativas bien definidas, que indican que los magmas han experimentado procesos petrogenéticos similares, tales como: cristalización fraccionada, fusión parcial, mezcla de magmas o contaminación cortical.

##### 4.4.2 Elementos Traza

Los elementos traza son aquellos cuyo contenido en una roca es menor al 0.1 %. Dada su baja concentración, y al hecho de que no son constituyentes principales de los minerales, su comportamiento se estudia en base a la determinación de la afinidad que cada elemento tiene respecto a un mineral específico (**Rollinson, 1993**). Para ello se definen los denominados coeficientes de partición, que relacionan la concentración de un elemento en la fase líquida y en la fase sólida durante un proceso magmático. Así, los elementos se clasifican en compatibles o incompatibles dependiendo de su fase preferencial. Los elementos que se concentran en la fase sólida (minerales) se consideran compatibles, mientras que aquellos que se concentran en la fase líquida (magma) se consideran incompatibles.

Generalmente, se considera que los elementos de radio iónico grande (LILE = Large Ion Lithophile Elements; K, Rb, Sr, Ba, U, Pb, Cs, Th), los elementos con alta carga (HFSE = High Field Strength Elements; Zr, Hf, Ti, Nb, Ta), y los elementos denominados tierras raras (REE = Rare Earth Elements), presentan generalmente un comportamiento incompatible. La incompatibilidad en los elementos disminuye de forma general hacia la derecha (**Rollinson, 1993; Wilson, 1989**), lo que indica que los elementos localizados más a la derecha en los diagramas son retenidos más fuertemente en el Manto, es decir menos inmóviles (**Hofmann, 1988**). En consecuencia, las tierras raras ligeras (LREE, La, Ce, Pr, Nd, Pm) son más incompatibles que las tierras raras medianas (MREE; Sm, Eu, Gd, Tb, Dy), y éstas a su vez que las tierras raras pesadas (HREE; Ho, Er, Tm, Yb, Lu). Por su parte, los metales de transición (Cr, Cu, Ni, V, Sc) se consideran elementos compatibles. Como consecuencia de este comportamiento geoquímico, los LILE, HFSE, y REE son extremadamente sensibles a los procesos petrogenéticos de génesis de los magmas, mientras que los elementos compatibles son útiles para entender los procesos de cristalización fraccionada (**Rollinson, 1993**).

Estos se pueden normalizar a diferentes composiciones de referencia, como el manto primordial, la composición de los meteoritos condriticos, o la composición de los basaltos de dorsales oceánicas (MORB), para resaltar las anomalías y tendencias en la química de las rocas que pueden estar relacionadas con procesos tectónicos específicos o modificaciones en la fuente del magma.

**Tabla 4.1 Resultados analíticos de elementos mayores (% peso) y traza (ppm) para las rocas volcánicas del norte de Zacatecas. Los valores indicados como <, significa que su concentración es menor al límite de detección**

| Muestras                             | La Tasajera | Las Mesas   | Mesillas    | Bajío de Ahuichila |
|--------------------------------------|-------------|-------------|-------------|--------------------|
| <b>Elementos mayores % peso</b>      |             |             |             |                    |
| SiO <sub>2</sub>                     | 50.2 – 51.7 | 57.2 – 58.2 | 54.1 - 54.5 | 45.5 - 45.7        |
| Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O | 6.7 – 8.3   | 5.4 – 5.8   | 7.2 – 7.3   | 5.8 – 5.9          |
| <b>Tierras raras (ppm)</b>           |             |             |             |                    |
| La                                   | 30.9 - 34.8 | 28.8 - 30.7 | 32 - 32.6   | 53.4 - 54.1        |
| Ce                                   | 54.5 - 58.6 | 57.7 - 62.3 | 56.2 - 56.8 | 96.6 - 99          |

|           |             |             |             |             |
|-----------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| <b>Pr</b> | 6.33 - 6.65 | 6.92 - 7.3  | 5.95 - 6.13 | 11.8 -12    |
| <b>Nd</b> | 24 - 26     | 28 - 30.5   | 24.3 - 24.5 | 48.5 - 48.8 |
| <b>Sm</b> | 5.2 - 5.62  | 5.75 - 5.87 | 4.79- 5.09  | 10.7        |
| <b>Eu</b> | 1.65 - 1.84 | 1.45 - 1.54 | 1.39 - 1.43 | 3.11 - 3.29 |
| <b>Gd</b> | 4.55 - 4.81 | 4.83 - 5.23 | 4.5 - 4.72  | 9.75 - 9.84 |
| <b>Tb</b> | 0.7 - 0.79  | 0.79 - 0.85 | 0.77 – 0.78 | 1.42 -1.43  |
| <b>Dy</b> | 3.87 - 4.49 | 4.45 - 4.95 | 4.35 - 4.38 | 7.66 - 7.99 |
| <b>Ho</b> | 0.74 - 0.9  | 0.92 - 1    | 0.86 – 0.85 | 1.45 - 1.46 |
| <b>Er</b> | 2.05 - 2.18 | 2.61 - 2.81 | 2.37 – 2.35 | 3.77 - 3.79 |
| <b>Tm</b> | 0.28 - 0.38 | 0.37 - 0.41 | 0.34 – 0.33 | 0.52 - 0.52 |
| <b>Yb</b> | 1.81 - 1.99 | 2.5         | 2.22        | 3.22        |
| <b>Lu</b> | 0.29 - 0.30 | 0.37 - 0.44 | 0.33 – 0.33 | 0.47 - 0.48 |
| <b>Y</b>  | 20.5 - 21.9 | 24.9 - 26.6 | 22.9 -23.1  | 37 - 37.4   |
| <b>Zr</b> | 191 - 209   | 197 - 206   | 193 - 195   | 332 - 337   |
| <b>Nb</b> | 53.1        | 8.9         | 55.7        | 89.5        |

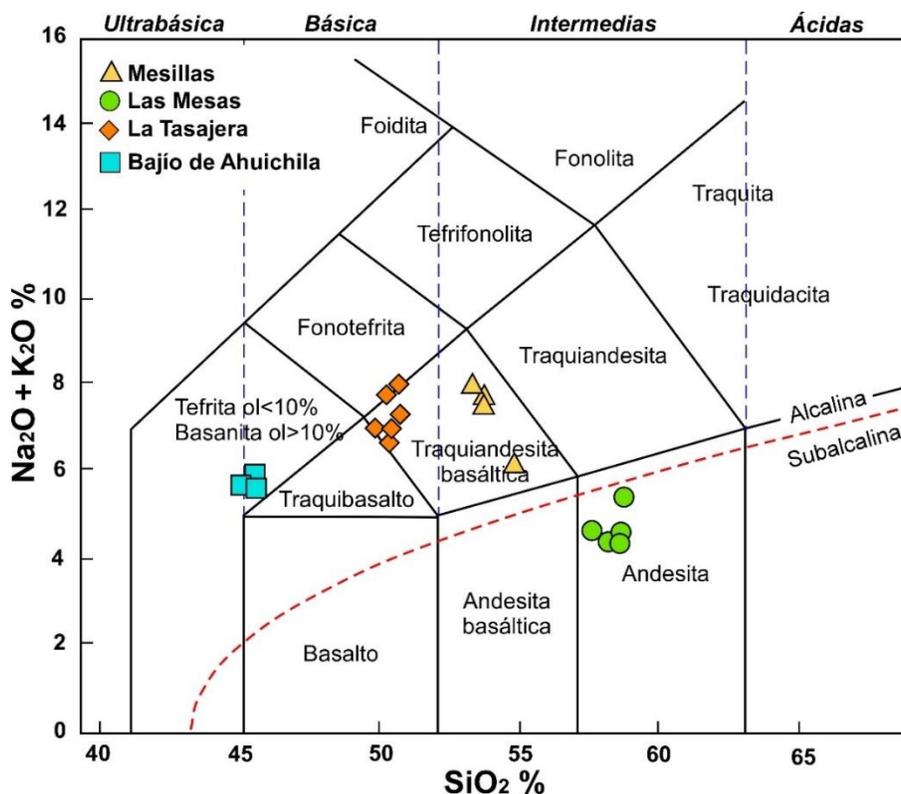
#### 4.5 DIAGRAMAS DE CLASIFICACIÓN Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA

Para la clasificación geoquímica de las rocas volcánicas analizadas de las localidades en estudio, se utilizó el diagrama de clasificación de rocas volcánicas TAS (Total Alkali-Silica), propuesto por **Le Bas et al. (1989)**. Este diagrama es ampliamente reconocido en la petrología ígnea para la clasificación de rocas volcánicas basándose en su composición química, específicamente en la relación entre el contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) y los álcalis totales ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ). A diferencia de otros métodos de clasificación que pueden considerar la cristalinidad o la composición modal, el diagrama TAS se enfoca exclusivamente en la química total de la roca.

Las muestras analizadas presentan los siguientes rangos de contenidos de  $\text{SiO}_2$  y álcalis para cada localidad (Tabla 1). Para el caso de la localidad Bajío de Ahuichila, se presentan contenidos  $\text{SiO}_2 = 45.5 - 45.7$ , y álcalis =  $5.7 - 6.8$ ; en La Tasajera  $\text{SiO}_2 = 50.0 - 51.7$ , y álcalis =  $6.7 - 8.3$ , Las Mesas  $\text{SiO}_2 = 57.2 - 58.2$ , y álcalis =  $5.3 - 5.8$ , y Mesillas  $\text{SiO}_2 = 45.5 - 45.7$ , y álcalis =  $5.8 - 5.9$ . Al graficar los resultados de cada localidad en el diagrama de TAS, se puede apreciar que, de acuerdo a la división propuesta por **Irvine y Baragar (1971)**,

las rocas de Mesillas, Tasajera y Bajío de Ahuichila caen en el campo de la serie alcalina, mientras que las de la localidad Mesas, aunque muy cerca de la frontera, grafican en el campo de la serie sub-alcalina. Además, en general, las rocas grafican en los campos desde las basanitas, pasando por las traquiandesitas basálticas, hasta las andesitas (Figura 4.6). Esta distribución sugiere una diversidad composicional que abarca desde rocas máficas, con un contenido relativamente bajo de sílice y alto en álcalis, hasta rocas intermedias, que presentan un contenido de sílice más elevado. Las basanitas, que se caracterizan por su bajo contenido en SiO<sub>2</sub> y alto contenido en Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O, son representativas de magmas más básicos, mientras que las andesitas, con su mayor contenido en SiO<sub>2</sub>, representan rocas generadas por magmas relativamente más evolucionados.

Las muestras de tres de las localidades estudiadas, Mesillas (MS), La Tasajera (LT), y Bajío de Ahuichila (BA) se posicionan en el campo de las rocas alcalinas en el diagrama TAS. Este grupo se caracteriza por tener un enriquecimiento en álcalis en relación con el contenido de sílice. En contraste, las muestras provenientes de la localidad de Las Mesas (LM) se ubican en el campo de las rocas subalcalinas, según el dominio indicado por la línea de discriminación propuesta por Irvine y Baragar (1971).



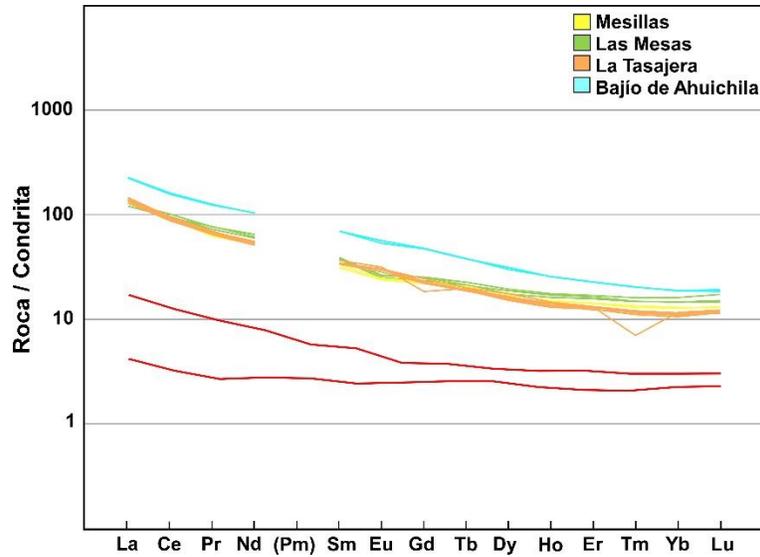
**Figura 4.6** Diagrama de clasificación TAS (**LeBas, 1989**) utilizado para la identificación de tipos de rocas volcánicas en función de su composición química ( $\text{SiO}_2$  vs álcalis) para las muestras de las cuatro localidades del área de estudio. Se incluye la línea que separa los campos alcalino y subalcalino, propuesta por **Irvin y Baragar, 1971**.

#### 4.5.1 Diagramas de tierras raras (REE)

En la **Figura 4.7** se presentan los patrones de elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés) de las cuatro localidades estudiadas: Mesillas (MS), Las Mesas (LM), La Tasajera (LT) y Bajío de Ahuichila (BA), fueron normalizados a condrita según los valores propuestos por **Sun y McDonough (1989)**. La normalización a condrita es un enfoque común en geoquímica para comparar las concentraciones de elementos en las rocas terrestres con las de meteoritos primitivos, permitiendo así una evaluación más clara de los procesos de fraccionamiento de elementos durante la diferenciación magmática y la evolución de la fuente del manto (**Rollinson, 1993**).

Los patrones REE de todas las muestras analizadas se caracterizan por mostrar un comportamiento paralelo entre sí, con una forma casi plana de pendiente poco pronunciada con un ligero enriquecimiento en los LREE en comparación con los elementos de HREE, expresada por relaciones  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  variables entre 8.7 y 12.

Por otro lado, se analizaron dos muestras de los xenolitos de peridotita de la localidad de Bajío de Ahuichila, los cuales también fueron analizados para establecer un contraste con las rocas volcánicas de las cuatro localidades. Los xenolitos muestran un patrón de REE casi plano por debajo de 10, con concentraciones de  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  de ~2.3.



**Figura 4.7** Diagrama de tierras raras (REE) donde se muestran los patrones de las cuatro localidades normalizado a condrita utilizando los valores reportados por **Sun y McDonough (1989)**. Los patrones en color rojo corresponden a los xenolitos de la localidad del Bajío de Ahuichila. Este diagrama permite evaluar la fraccionación entre elementos de tierras raras ligeras y pesadas de las muestras.

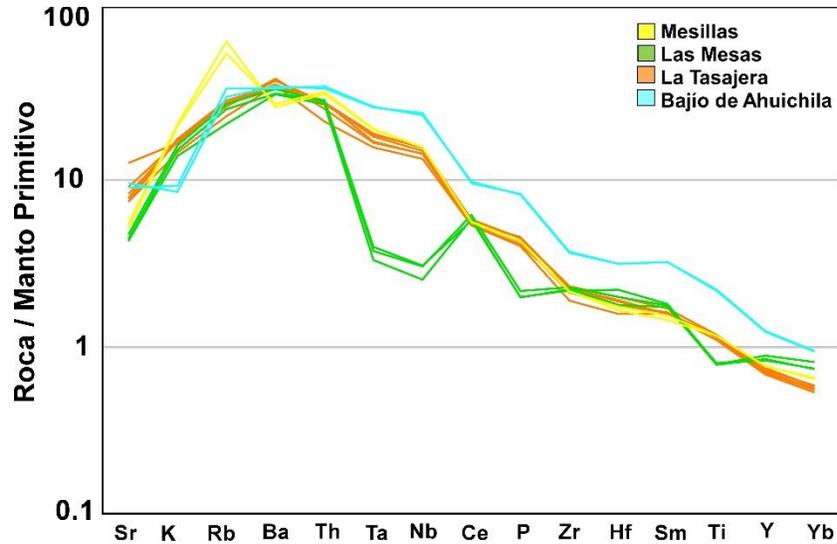
#### 4.5.2 Diagramas de multielementos

Los diagramas multielementos representan una extensión de los diagramas de elementos de tierras raras (REE), añadiendo un conjunto más amplio de elementos traza que son incompatibles con la mineralogía del manto. Estos elementos, como Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Th, U, y Ti, entre otros, proporcionan información adicional sobre los procesos magmáticos y las características de la fuente del magma.

En este trabajo, los diagramas de multielementos se utilizaron con el objetivo de profundizar en el análisis geoquímico y evaluar de manera más detallada las posibles asociaciones y diferencias en los procesos magmáticos, se procedió a la construcción de diagramas multielementos normalizados. Este enfoque permite examinar no solo el comportamiento de los REE, sino también el de otros elementos traza clave que son sensibles a diferentes procesos de fraccionamiento magmático, contaminación cortical, y metasomatismo del manto.

En los diagramas multielementos normalizados a manto primitivo (**Figura 4.8**), las muestras de las localidades de Bajío de Ahuichila, La Tasajera, Las Mesas y Mesillas exhiben un patrón cóncavo hacia arriba, delimitado por elementos como Sr y Nb, y un empobrecimiento

marcado en los elementos compatibles. Por otro lado, la localidad de Las Mesas muestra un patrón distinto, exhibe un marcado empobrecimiento en Nb y Ta, junto con ligeras anomalías en P y Ti.



**Figura 4.8** Diagrama de multielementos donde se muestran los patrones de las cuatro localidades normalizado a condrita utilizando los valores reportados por **Sun y McDonough (1992)**. La escala utilizada es de 0.1 a 100 en base logarítmica.

#### 4.5.3 Diagramas de discriminación tectonomagmática

Con el objetivo de identificar de manera más precisa el ambiente tectónico en el que se generaron los magmas que dieron lugar a las rocas volcánicas en estudio, se elaboraron diversos diagramas de discriminación tectonomagmática. Estos diagramas permiten distinguir los diferentes ambientes de formación de las rocas ígneas a partir de sus características geoquímicas, proporcionando información crucial sobre los procesos magmáticos y tectónicos que dieron lugar a su formación. Para este propósito, se utilizaron los diagramas propuestos por **Pearce y Cann (1973)**, que son ampliamente reconocidos en el estudio de rocas volcánicas y su asociación con ambientes tectónicos específicos.

Uno de los diagramas utilizados es el diagrama Zr/Y vs. Zr, propuesto por **Pearce y Norry (1979)**, el cual se emplea para discriminar entre basaltos generados en diferentes ambientes tectónicos, como los basaltos de intraplaca, de dorsales oceánicas (MORB), y aquellos asociados a arcos volcánicos. En este diagrama (**Figura 4.9a**), todas muestras analizadas de

las localidades de Mesillas (MS), La Tasajera (LT), Bajío de Ahuichila (BA), y Las Mesas (LM) se ubican en el campo correspondiente a los basaltos de intraplaca.

Adicionalmente, se utilizó el diagrama de Ti/1000 vs. V, propuesto por Shervais (1982), que es útil para diferenciar entre basaltos de islas oceánicas (OIB), basaltos de dorsales oceánicas (MORB), y otros tipos de magmas basálticos. En este diagrama (Figura 5.2b), las muestras provenientes de las cuatro localidades muestran relaciones de Ti/V que son típicas de los basaltos alcalinos. Estas relaciones son indicativas de magmas generados en ambientes intraplaca, generalmente asociados con fuentes magmáticas enriquecidas en elementos incompatibles y condiciones de baja fusión parcial en el manto. Por otro lado, las muestras de Las Mesas (LM) presentan un menor enriquecimiento en Ti/1000 (<7), posicionándose en el campo de los basaltos de dorsales oceánicas (MORB), lo que sugiere un ambiente tectónico de extensión oceánica o similar.

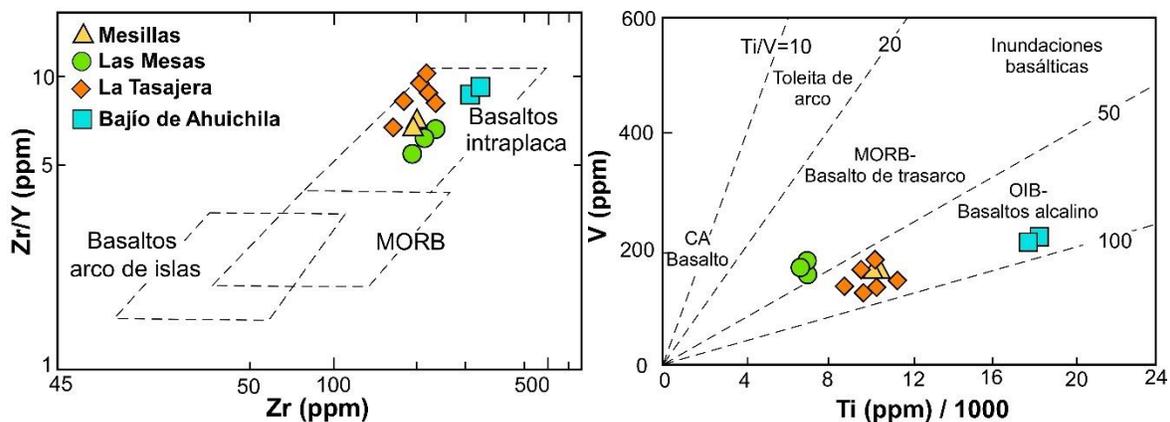


Figura 4.9 Diagramas de discriminación utilizados para inferir el entorno tectónico donde se generaron s y las características geoquímicas de los magmas del norte de Zacateca. a) Diagrama Zr/Y vs Zr (Pearce y Norry, 1979), empleado para diferenciar magmas generados en distintos ambientes tectónicos. b) Diagrama V vs Ti/100 (Shervais,1989), útil para la clasificación de basaltos según su afinidad tectonomagmática.

## 4.6 DIFRACIÓN DE RAYOS “X”

### 4.6.1 Localidad Bajío de Ahuichila

Tabla 4.2 Porcentaje de minerales por difracción de rayos X (DRX) de la muestra BA-01de la localidad Bajío de Ahuichila.

| Porcentaje | Mineral                 | Fórmula  |
|------------|-------------------------|--|
| 17%        | Plagioclasa: Anortita   | CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub> |
| 13%        | Olivino: Fosterita      | Mg <sub>2</sub> SiO <sub>4</sub>                 |
| 32%        | Clinopiroxeno: Diópsido | MgCaSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>               |

|     |           |  |
|-----|-----------|--|
| 11% | Nefelina  | $\text{NaAlSiO}_4$   |
| 22% | Tremolita | $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$        |
| 5%  | Analcima  | $\text{Na}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ |

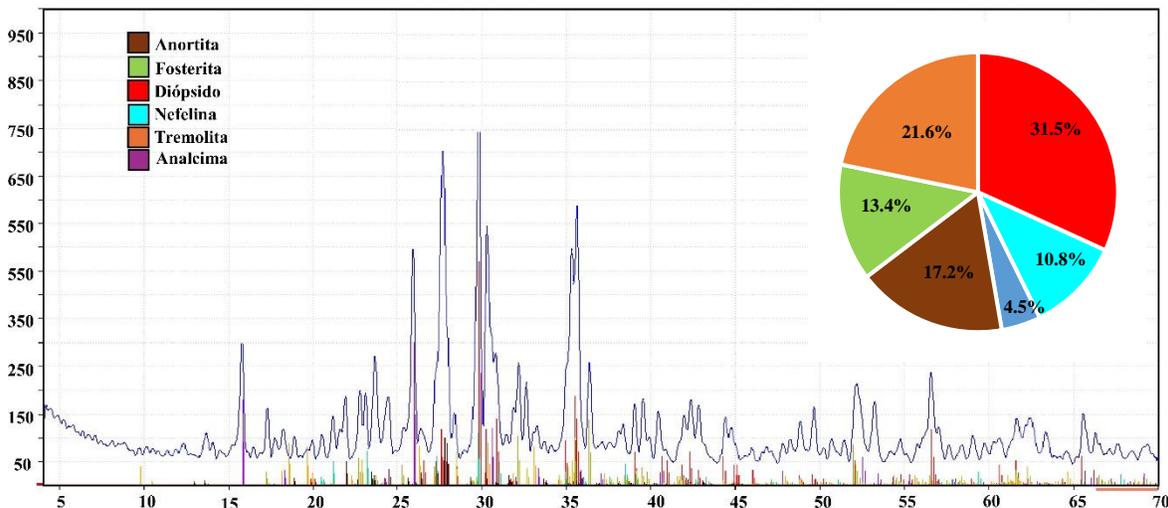


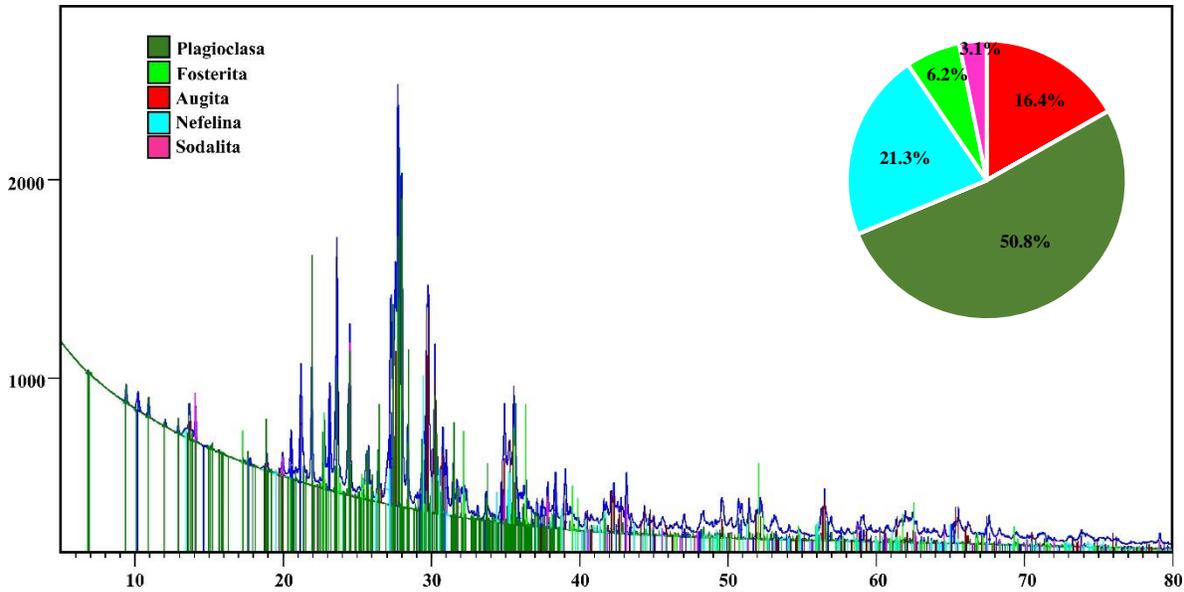
Figura 4.10 Difractograma de la muestra BA-01 de la localidad Bajío de Ahuichila.

De acuerdo con los resultados del análisis de DRX para la muestra BA-01 de esta localidad (Figura 4.10; Tabla 4.1), la mineralogía identificada del grupo de las plagioclasas y pertenecen a las anortitas ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ), y olivinos correspondientes a las forsteritas ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ). Además, algunos de los piroxenos se asocian al diópsido ( $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$ ). Por otra parte, algunas otras fases minerales presenten son la nefelina ( $\text{NaAlSiO}_4$ ), analcima ( $\text{Na}(\text{Si}_2\text{Al})\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) y tremolita ( $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ) estos dos pudiendo ser minerales de alteración.

#### 4.6.2 Localidad La Tasajera

Tabla 4.3 Porcentaje de minerales por difracción de rayos X (DRX) de las muestras MT-01, MT-02, MT-04, MT-05 y MT-06 de la localidad La Tasajera.

| Porcentaje | Mineral               | Fórmula   |
|------------|-----------------------|---|
| 50.8%      | Plagioclasa           | $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_8$    |
| 6.2%       | Olivino: Forsterita   | $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$                                     |
| 16.4%      | Clinopiroxeno: Augita | $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$                                   |
| 21.3%      | Nefelina              | $\text{NaAlSiO}_4$  |
| 3.1%       | Sodalita              | $\text{Na}_8(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})\text{Cl}_2$ |



**Figura 4.11** Difractograma de seis muestras (Clave: MT-01, MT-02, MT-04, MT-05 y MT-06 de la localidad La Tasajera

De acuerdo con los análisis de DRX de las muestras MT-01, MT-02, MT-04, MT-05 y MT-06 (**Figura 4.11; Tabla 4.3**) de rocas volcánicas de esta localidad, la mineralogía indica la presencia de plagioclasa identificada como bytownita ((Ca,Na)(Si,Al)<sub>4</sub>O<sub>8</sub>). Asimismo, se observan picos característicos de clinopiroxenos corresponden a augitas, representando un 16.4% de la muestra, y de olivino tipo forsterita (Mg<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>) que constituye el 6.2% del total de la muestra. Una cuestión importante es la presencia de nefelina (NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) en 21.3% y sodalita (Na<sub>8</sub>(Al<sub>6</sub>Si<sub>6</sub>O<sub>24</sub>)Cl<sub>2</sub>) con un 3.1%, que representan a feldepatoides, no identificados en lámina delgada

**4.6.3 Localidad Las Mesas**

**Tabla 4.4** Resultados del análisis de difracción de rayos X (DRX) de la muestra LM-03 y LM-05 localidad Las Mesas

| Porcentaje | Mineral                 | Fórmula   |
|------------|-------------------------|---|
| 58%        | Plagioclasa: Anortita   | CaAl <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>                                  |
| 8%         | Clinopiroxeno: Diópsido | MgCaSi <sub>2</sub> O <sub>6</sub>  |
| 13%        | Clinopiroxeno: Augita   | (Ca,Mg,Fe) <sub>2</sub> (Si,Al) <sub>2</sub> O <sub>6</sub>                       |
| 7%         | Ortopiroxeno: Enstatita | MgSiO <sub>3</sub>  |
| 14%        | Tremolita               | Ca <sub>2</sub> Mg <sub>5</sub> Si <sub>8</sub> O <sub>22</sub> (OH) <sub>2</sub> |

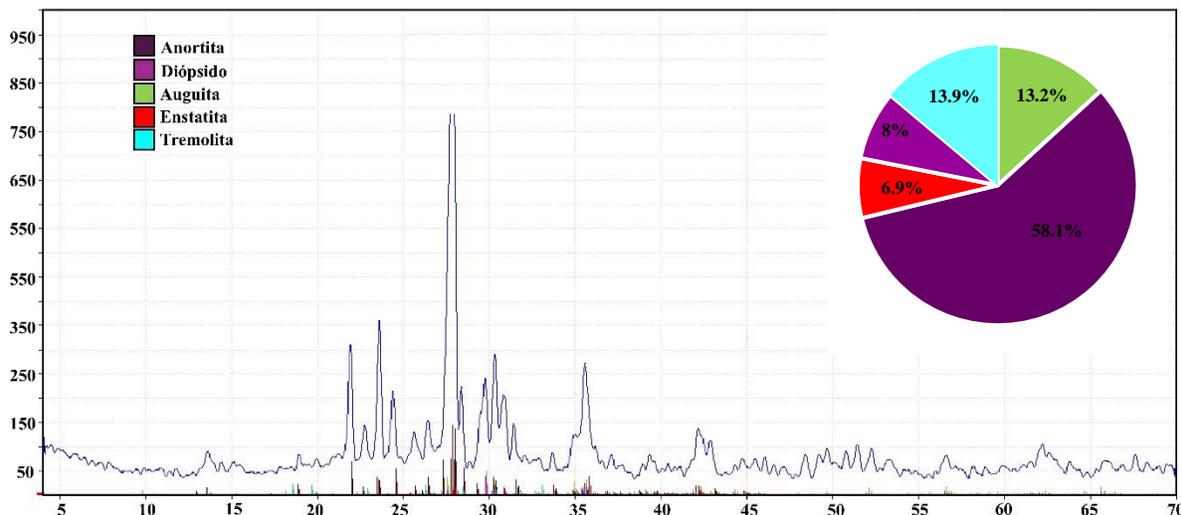


Figura 4.12 Difractograma de la muestra LM-03 Y LM-05 de la localidad Las Mesas

De acuerdo con los análisis de DRX de la muestra LM-03 y LM-05 (Figura 4.12; Tabla 4.4), su mineralogía incluye plagioclasa de tipo anortita ( $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ ). Además se presentan minerales del grupo de los piroxenos, predominando los clinopiroxenos, entre los que se encuentran: augita ( $(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$ ) con un 13.3%, seguido por el diópsido ( $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$ ) con un 8%; además, menor proporción se identifica ortopiroxeno de tipo enstatita, con un 6.9% de concentración en la muestra. Además, de esa mineralogía, se identificó en un 13.9% tremolita ( $\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ ), probablemente asociada a la alteración en los piroxenos.

#### 4.6.2 Localidad Mesillas

Tabla 4.5 Porcentaje de minerales por difracción de rayos X (DRX) de las muestras MS-02 y MS-03 de la localidad Mesillas.

| Porcentaje | Mineral                  | Fórmula   |
|------------|--------------------------|---|
| 28%        | Plagioclasa: Labradorita | $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  |
| 5.1%       | Clinopiroxeno: Diópsido  | $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$   |
| 7.1%       | Clinopiroxeno: Augita    | $(\text{Ca},\text{Mg},\text{Fe})_2(\text{Si},\text{Al})_2\text{O}_6$                                    |
| 5.5%       | Ortopiroxeno: Enstatita  | $\text{MgSiO}_3$  |
| 31.4%      | Sanidino                 | $(\text{K},\text{Na})(\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_8$   |
| 5.4%       | Nontronita               | $\text{Na}_0.3\text{Fe}_2((\text{Si},\text{Al})_4\text{O}_{10})(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| 17.9       | Olivino: Fosterita       | $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$   |

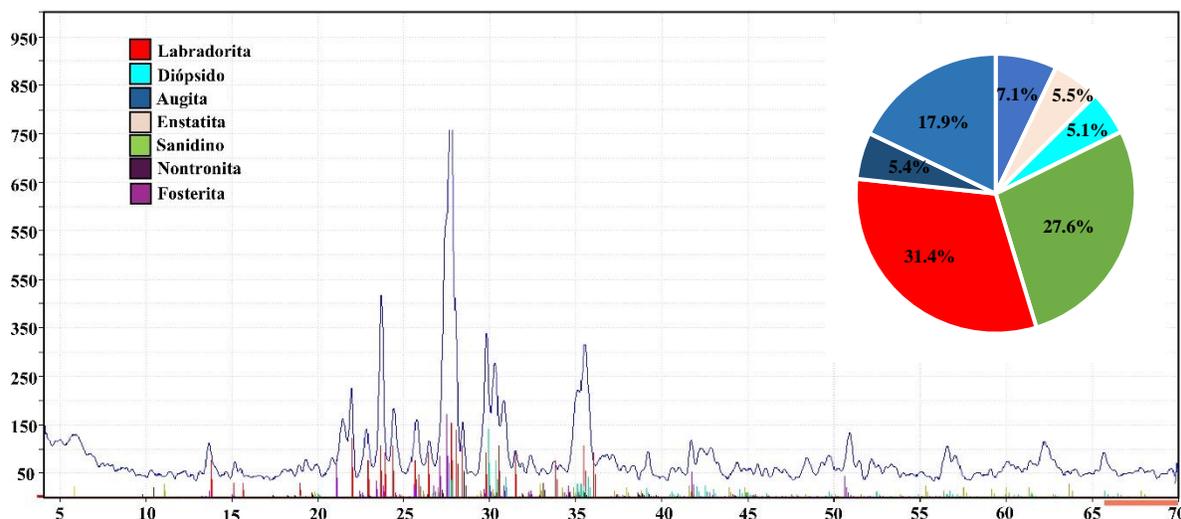


Figura 4.13 Difractograma de las muestras MS-02 y MS-03 de la localidad Mesillas

De acuerdo con los análisis de las muestras MS-02 y MS-03 de DRX (Figura 4.13; Tabla 4.13), las plagioclasas identificadas pertenecen a las labradoritas ( $\text{CaNa}(\text{AlSiO}_8)$ ) representando un 27.6 % de la muestra. Los piroxenos constituyen el 29.9% del total y se dividen en tres grupos: el primer grupo corresponde a las augitas ( $(\text{Ca,Mg,Fe})_2(\text{Si,Al})_2\text{O}_6$ ), que representan un 12%; el segundo grupo está asociado al diópsido ( $\text{MgCaSi}_2\text{O}_6$ ) con un 9.7%; y el tercer grupo con un 8.2% pertenece a la enstatita ( $\text{MgSiO}_3$ ). Por otro lado, detectaron minerales como sanidino ( $(\text{K,Na})(\text{Si,Al})_4\text{O}_8$ ), nontronita ( $\text{NaFeSiO}(\text{OH})_2\text{H}_2\text{O}$ ) el cual probablemente pertenece a la alteración de la roca.

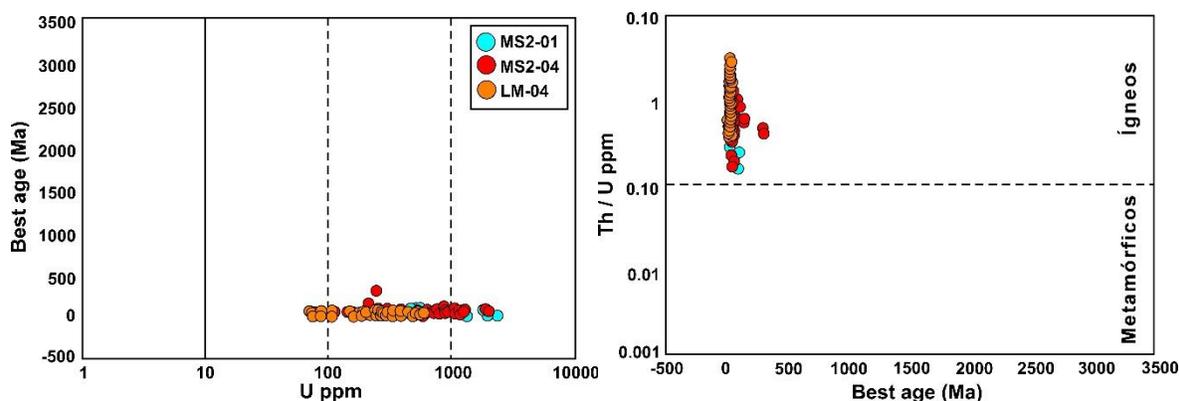
#### 4.7 GEOCRONOLOGÍA U-Pb EN ZIRCONES

Se colectaron muestras de las sucesiones volcanosedimentarias en la base de los derrames de lavas, tanto en la localidad de Mesas como en Mesillas, con la finalidad de extraerles zircons para identificar sus edades de depósito, y establecer una edad máxima para las rocas volcánicas que les sobreyacen. Para lo anterior, se llevaron a cabo tres dataciones isotópicas U-Pb en zircons obtenidos de tobas, dos de la localidad de Mesillas (Clave MS2-04 y MS2-01) y una muestra de la localidad Las Mesas (clave LM-01).

Para garantizar la fiabilidad de los datos obtenidos, se aplicaron criterios específicos basados en parámetros geoquímicos y relaciones isotópicas. Uno de los parámetros considerados fue la concentración de Uranio (ppm) en los zircons analizados. Según Mezer y Krogstad (1997), los zircons ígneos presentan valores confiables de Uranio en un rango de 100 a 1000

ppm. En este caso fueron un total de diecinueve circones los que no cumplen con las concentraciones deseadas (**Figura 4.14a**).

Otro de los parámetros evaluados fue la relación de Th/U vs la mejor edad (Best Age). Este criterio se basa en que los circones con valores de Th/U mayores a 0.1 son de origen ígneo, mientras que aquellos con valores menos a 0.1 suelen ser de origen metamórfico (**Wu y Zheng, 2004; Hoskin y Schaltegger, 2003**). En la **Figura 4.14b**, se observa que todos los circones analizados de las tres muestras son de origen ígneo, con relaciones de Th/U > 0.1. Como adicional se consideró que el porcentaje de discordia fuera menor a 20%..



**Figura 4.14** Distribución de edades y concentraciones de elementos en las muestras MS2-04, MS2-02 de la localidad Mesillas y la muestra LM-01 de la localidad Las Mesas. a) Gráfico de la relación entre la mejor edad estimada (Best age, Ma) y la concentración de U (ppm). Las líneas punteadas indican el rango de concentraciones de U consideradas confiables (100 a 1000 ppm). B) Gráfico de la relación de la mejor edad estimada (Best age, Ma) y la relación Th/U (ppm), utilizado para evaluar posibles variaciones en la composición y procesos de alteraciones del U y Th de las muestras.

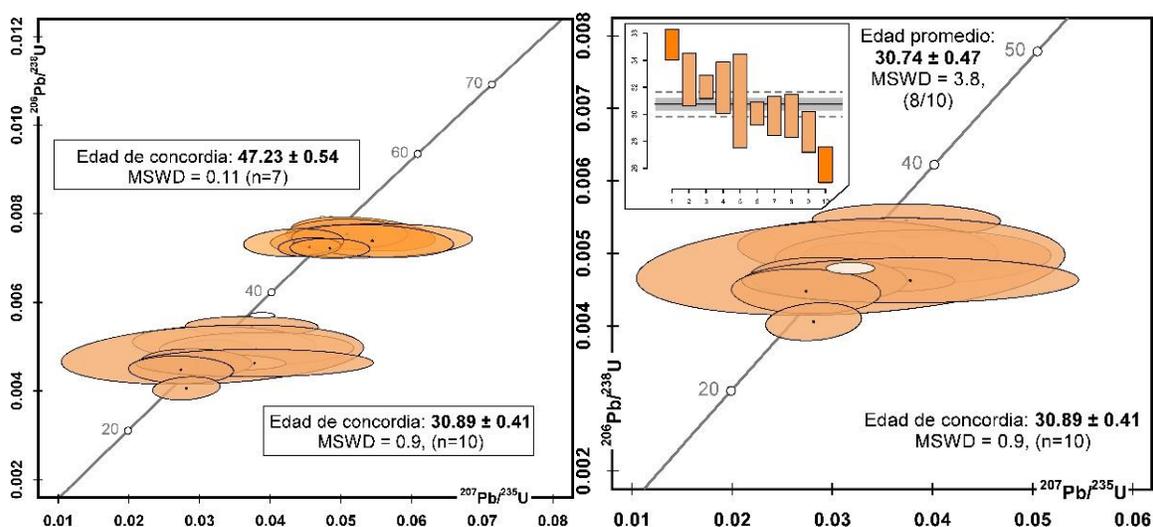
#### 4.7.1 Localidad Mesillas

##### 4.7.1.1 Muestra MS2-04

La muestra analizada corresponde a una toba (clave MS2-04) en la base de la sucesión volcanosedimentaria que aflora en la zona (**Figura 3.6; Capítulo 3**). Se analizaron treinta y cuatro granos de circón, de los cuales veinte proporcionan edades consideradas confiables. Las edades obtenidas abarcan un amplio rango, desde el circón más joven, fechado en  $26.1 \pm 1.35$  Ma, hasta el más antiguo con una edad de  $289.9 \pm 6.90$  Ma.

Con base en las edades, se identificaron tres poblaciones principales de circones: a) La más antigua, compuesta por un circón, corresponde al Paleozoico (289.9 Ma), b) la población

intermedia, formada por dos circones, se ubica dentro del Mesozoico, y c) la población más joven, integrada por diecisiete circones, está distribuida en el Cenozoico y se divide en dos grupos. Uno de ellos conformado por siete circones que corresponden al Eoceno (Ypresiano-Lutetiano) y el otro grupo con diez circones que se asocian al Oligoceno. Para los circones del Oligoceno, se realizó un diagrama de concordia individual (Figura 5.6 b), donde se observa que los circones muestran una buena concordancia, con su intercepto inferior que señala una edad de  $30.89 \pm 0.41$  Ma (MSWD = 0.9) para el grupo de diez circones. Así mismo, el diagrama Tuff-Zirc arrojó una edad de  $30.74 \pm 0.47$  (MSWD = 3.9) con un grupo coherente de 8 circones (Figura 5.6b). Cabe mencionar que este dato representa la edad del evento volcánico que generó a dicha toba.

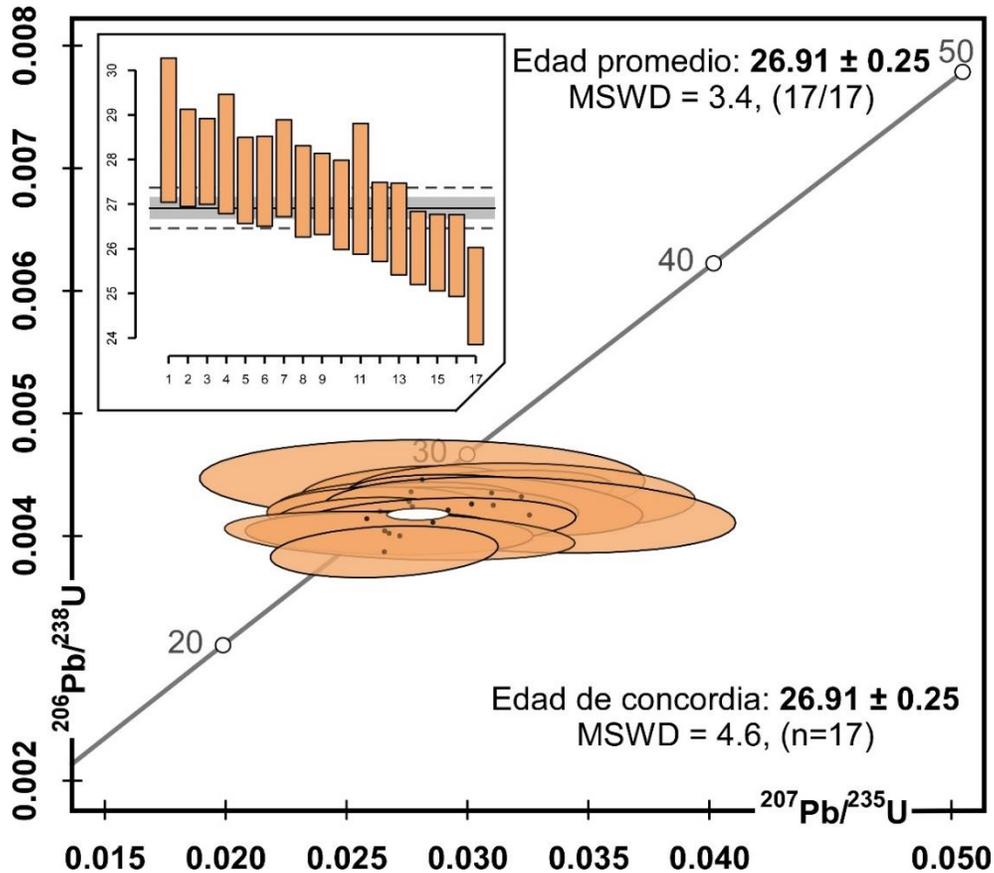


**Figura 4.15** a) Diagrama de concordia tipo Wetherill, para la muestra MS2-04 en el que se identificaron dos grupos de edades correspondientes al Cenozoico: Eoceno y Oligoceno. b) Diagrama de concordia que representa la población más joven, cuya edad de  $30.74 \pm 0.47$  Ma concuerda con la obtenida en el diagrama Tuff-Zirc.

#### 4.7.1.2 Muestra MS2-01

Esta muestra corresponde a una toba colectada en la parte superior de la sucesión volcanosedimentaria, muy cerca del contacto con las rocas volcánicas (**Figura 3.4; Capítulo 3**). Para el análisis U-Pb se seleccionaron treinta y cinco granos de circón, de los cuales diecinueve fueron considerados confiables para la obtención de edades. Los resultados obtenidos de las edades se graficaron en el diagrama  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  de concordia tipo Wetherill, donde se muestra que todos los circones presentan edades concordantes

correspondientes al Oligoceno (**Figura 4.16a**). La intersección inferior del diagrama señala una edad de  $26.94 \pm 0.25$  (MSWD = 5.6), la cual además concuerda con la obtenida por el método Tuff-Zirc, que arrojando una edad de  $26.94 \pm 0.25 - 0.46$  Ma (MSWD = 3.6) (**Figura 4.16b**).



**Figura 4.16** a) Diagrama de concordia tipo Wetherill, para la muestra MS2-02, e el que se muestra una edad de intersección de 26.25 Ma. b) Diagrama Tuff-Zirc que presenta una edad de  $26.94 \pm 0.25 - 0.46$  Ma, altamente concordante con la obtenida en el diagrama de concordia.

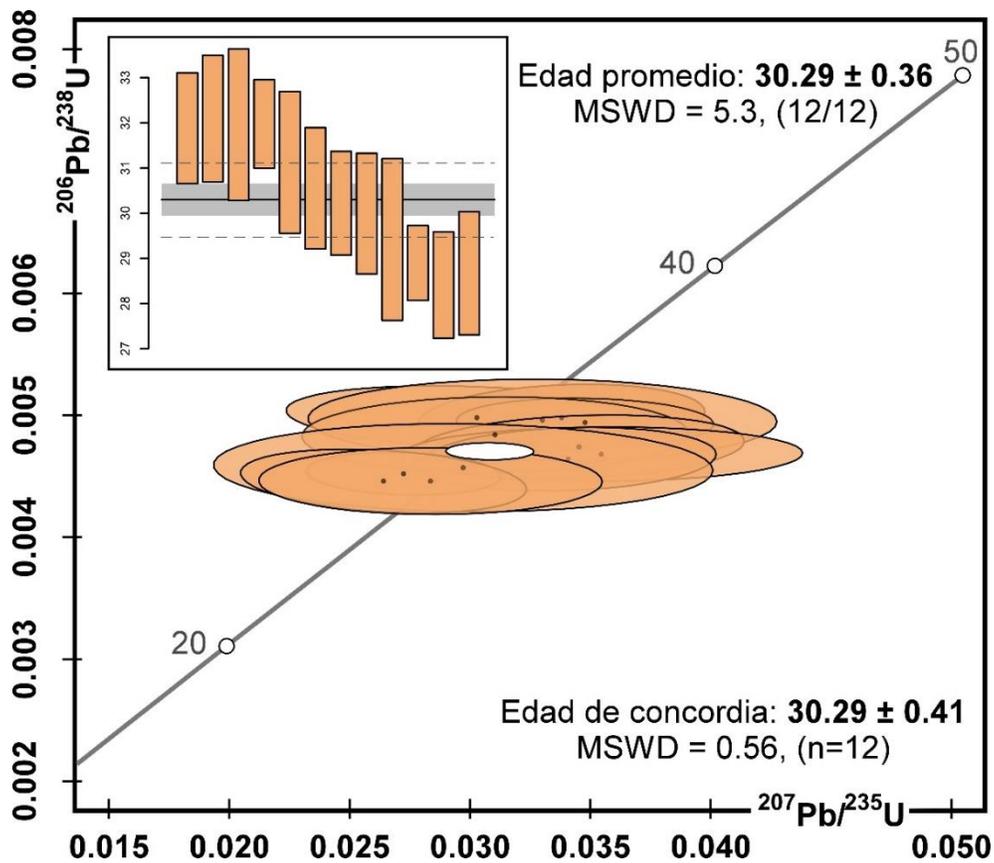
### 4.7.2 Localidad Las Mesas

#### 4.7.2.1 LM-01

Esta muestra fue colectada en la unidad más joven de la secuencia clástica depositada en la localidad. Es una toba sobre la que descansan los derrames de lava estudiados en la localidad (**Figura 4.10; Capítulo 4**). Para su análisis, se seleccionaron treinta y cinco granos de circón, de los cuales solo doce fueron considerados fiables, debido a los altos valores de discordia.

Estos circones presentan un rango de edades relativamente estrecho; el circón más joven datado en  $24.9 \pm 1.11$  Ma y el más antiguo en  $29.9 \pm 2.61$  Ma.

Los relaciones isotópicas de los circones seleccionados se graficaron en un diagrama de concordia  $^{207}\text{Pb}/^{325}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  tipo Wetherill, donde se observa que todos los circones tienen edades concordantes correspondientes al Oligoceno. La intersección inferior del diagrama señala una edad de  $30.86 \pm 0.41$  Ma (MSWD = 0.56) (**Figura 4.17a**). Adicionalmente, se aplicó el método Tuff-Zirc, obteniéndose una edad coherente de  $30.29 \pm 0.36 - 0.82$  Ma con un grupo coherente de doce circones (**Figura 4.17b**).



**Figura 4.17** a) Diagrama de concordia tipo Wetherill, para la muestra LM-01, que muestra una edad de  $30.29 \pm 0.41$ , b) Diagrama Tuff-Zirc, que muestra una edad de  $30.29 \pm 0.36 - 0.82$ .

## CAPÍTULO 5

### DISCUSIÓN

#### 5.1 INTRODUCCIÓN

Como se menciona en capítulos anteriores, la zona de estudio exhibe rasgos estructurales y estratigráficos particulares en la región norte de Zacatecas. La presencia de sucesiones volcanosedimentarias, con acuñamientos estratigráficos en distancias cortas, contactos erosivos con geometrías irregulares, así como la ocurrencia de diques clásticos, indican que la evolución estratigráfica y estructural después de la etapa contraccional del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (CPCM) fue compleja. Además, la presencia de coladas volcánicas máficas coronando las sucesiones volcanoclásticas, convierte a la región en una zona de interés para identificar la evolución tectónica post-CPCM, y su posible relación con la extensión tectónica asociada al Basin and Range mexicano.

A continuación, se discuten los resultados estratigráficos, petrográficos, geoquímicos y geocronológicos obtenidos en el presente estudio, y su posible relación con procesos petrogenéticos complejos.

#### 5.2 ESTATIGRAFÍA

##### 5.2.1 Localidad Bajío de Ahuichila

Como se mencionó en el apartado de Geología local, en la localidad del bajío de Ahuichila analizaron rocas volcánicas máficas con presencia de xenolitos del manto. La presencia de juntas columnares, direcciones de flujo sub-verticales, así como la geomorfología como cerro aislado en una planicie aluvial, que presenta esta unidad litológica, permite interpretarla como un cuello volcánico. De acuerdo con los análisis petrográficos estas rocas presentan xenocristales de olivino, con sus características distintivas de deformación (*kink bands* o lamelas de presión) y corrosión, lo cual proporciona una ventana importante sobre los procesos magmáticos y las interacciones entre el magma y las rocas encajonantes durante su ascenso hacia la superficie terrestre (Mercier y Nicolas, 1975; Lhur y Aranda-Gómez, 1997, 1998).

Por otro lado, la mineralogía de los xenolitos, dominada por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela, es característica de peridotitas del manto. En los cristales de

clinopiroxeno en estos xenolitos se reconocieron estructuras como “bordes esponjados” en los que pueden ser atribuidos a varios procesos: 1) fusión parcial, inducida por decompresión durante el transporte de los xenolitos a la superficie; 2) calentamiento del material en el momento de ser transportado en el magma; o 3) por influjo de pequeños volúmenes de fundidos ricos en volátiles (p. ej., **Luhr y Aranda-Gómez, 1997; Young and Lee, 2009**). En este caso podría ser atribuido a la decompresión durante el transporte de los xenolitos a superficie, lo que también es sustentado por la presencia de “lamelas de presión” reconocidas en los olivinos que se pueden atribuir a deformación en el manto por decompresión y/o cizallamiento (**Luhr y Aranda, 2001**).

### 5.2.2 Localidad La Tasajera

La localidad La Tasajera ha sido interpretada como parte de una cuenca generada por fallamiento normal de orientación NW-SE, generada durante extensión tectónica post-Laramídica en el borde occidental del Bloque de San Julián en el norte de Zacatecas. Los derrames de lava en esta localidad están alineados a lo largo de una falla normal regional que lleva por nombre “Lineamiento Tasajera” (**Ramírez - Peña et al., 2019**). Estos derrames se encuentran intercalados con depósitos conglomeráticos que rellenaron parcialmente la cuenca tectónica, las intercalaciones de rocas basálticas y horizontes conglomeráticos permiten interpretar que el área de estudio estuvo controlada por un periodo de levantamiento, erosión y vulcanismo. De acuerdo con esto, queda evidenciando que la extensión tectónica y el vulcanismo intraplaca fueron contemporáneos. Además, la ocurrencia de tres estructuras que se asemejan a cuellos volcánicos, que están alineados en dirección NW-SE, sugiere que las fracturas/fallas generadas por la extensión actuaron como conductos preferenciales para el ascenso del magma. Este escenario es consistente con otros estudios realizados en zonas de extensión tectónica, donde se ha documentado la coexistencia de extensión tectónica y actividad magmática como procesos relacionados (Durango: Rodeo-Nazas, **Luhr et al., 2001**).

De acuerdo con el análisis petrográfico realizado para estas rocas volcánicas, la presencia de facies porfídica o glómérulo-porfídica sugieren un proceso volcánico caracterizado por velocidades variables de emisión de magma (**Wilson, 1982**). Es posible que estas facies representen etapas iniciales del fenómeno volcánico, donde el magma permaneció por más

tiempo en la cámara magmática, permitiendo la formación de fenocristales antes de la erupción. Posteriormente la velocidad de descarga del magma durante las erupciones pudo haber aumentado significativamente.

### 5.2.3 Localidad Las Mesas

La localidad Las Mesas, ubicada sobre el lineamiento Mazapil-Matamoros en el borde occidental del Bloque de Concepción del Oro, en el norte de Zacatecas (**Ramírez - Peña *et al.*, 2019**), presenta una sucesión volcánica cuya distribución y forma de los depósitos sugieren que estas se acumularon en canales dentro de la cuenca. La unidad litológica que se encuentra en la cima de esta sucesión es una toba retrabajada que tiene una edad promedio de  $30.86 \pm 0.41$  Ma (U-Pb en circones), lo que representa la edad del pulso volcánico que generó a la toba y por ende la edad de la misma. Este dato implica que los flujos volcánicos en esta zona se extravasaron después de los 30 Ma, marcando un evento volcánico posterior a la formación de la sucesión volcanoclástica.

La relación temporal entre la actividad volcánica y la sedimentación sugiere un control tectónico activo sobre el sistema deposicional. El emplazamiento de los flujos volcánicos vinculado al lineamiento estructural mayor podría estar asociado a un régimen extensional que facilitó la generación y emplazamiento del magma. Este comportamiento tectónico es consistente con el contexto regional del Oligoceno, caracterizado por la transición hacia un ambiente de extensión intraplaca en el norte de México.

En la localidad Las Mesas el análisis petrográfico de las rocas volcánicas revela evidencias de procesos de asimilación que ocurrieron durante el ascenso del magma hacia la superficie. Este fenómeno se manifiesta claramente través de la presencia de xenocristales de cuarzo, los cuales muestran un marcado desequilibrio respecto a la roca portadora evidenciados por el borde de reacción de piroxenos. La presencia de xenocristales de cuarzo en desequilibrio con la roca circundante indica que estos cristales fueron incorporados al magma en etapas posteriores de su evolución. Estos hallazgos subrayan la complejidad de los procesos magmáticos y resaltan la importancia de la asimilación en la evolución del magma y su composición química.

#### 5.2.4 Localidad Mesillas

La localidad de Mesillas, ubicada en el borde occidental del bloque de Matehuapil (**Ramírez-Peña et al., 2019**), muestra una sucesión volcanosedimentaria compuesta por diversas unidades litológicas. El inicio del relleno de la cuenca está marcado por un depósito de material volcánico, representado por tobas, con una edad de  $30.89 \pm 0.41$  Ma (U-Pb en circones). Posteriormente se acumularon otras unidades como areniscas, areniscas conglomeráticas y tobas, evidenciando una evolución de una cuenca activa y finalmente, su culminación se estima en torno a los  $26.91 \pm 0.25$  Ma (U-Pb en circones). Esta temporalidad indica que los flujos volcánicos en esta región se extravasaron después de los 26 Ma, marcando un episodio magmático posterior al relleno de la cuenca.

El bajo grado de cementación observado en la sucesión sugiere que los sedimentos aun no estaban completamente consolidados cuando comenzó el régimen de extensión tectónica en la zona. Este evento tectónico favoreció la formación de diques clásticos que cortan toda la sucesión, indicando un episodio de inyección de sedimentos no consolidados en fracturas generadas por la extensión. La duración del depósito abarca aproximadamente 5 millones de años reflejando una evolución compleja de la cuenca, controlado por aportes volcánicos como sedimentarios en un contexto tectónico activo. El probable inicio de la actividad volcánica después de los 26 Ma sugiere un cambio en las condiciones tectonomagmática, posiblemente asociado a la intensificación del régimen extensional en el norte de México durante el Oligoceno tardío.

Las rocas volcánicas de esta localidad exhiben alteraciones secundarias con características distintivas. Las microestructuras como las coronas de reacción en xenocristales de cuarzo permiten señalar que existió una asimilación incompleta de minerales fuera de equilibrio con el magma basáltico. También, los xenocristales presentes de plagioclasa con texturas de alteración (*p. ej.*, textura de tamiz, bordes corroídos, reacción en el borde mineral), pudieron haberse formado en otras zonas fuera del contexto magmático y reaccionaron de esta manera al entrar en contacto con el magma. **Best (2003)**, menciona que estas microestructuras podrían indicar relaciones de la reacción discontinua incompleta en fraccionaron de magma. Además, se observan cristales de anfíbol, identificados como kaersutita. Según **Luhr et al.**

(1989), la kaersutita en la región de San Luis Potosí se encuentra asociada a las primeras fases del volcanismo intraplaca, lo que podría extenderse al caso de esta localidad.

### 5.3 GEOQUÍMICA ROCA TOTAL

Con base en los resultados geoquímicos obtenidos en este estudio, se identificó que las concentraciones de SiO<sub>2</sub> y álcalis totales de las rocas volcánicas en las cuatro localidades estudiadas son diferentes, ya que exhiben composiciones que varían desde basanitas (SiO<sub>2</sub> = 45) en la localidad Bajío de Ahuichila, traquiandesitas basálticas (SiO<sub>2</sub> = 50.8 – 54.1) en las localidades La Tasajera y Mesillas, hasta andesitas (SiO<sub>2</sub> = 58.2) en la localidad Las Mesas, indicando diferencias composicionales en la fuente mantélica y/o procesos de asimilación-cristalización fraccionada distintos. Sin embargo, aunque pareciera que de acuerdo con la variación composicional que exhiben las rocas volcánicas de las cuatro localidades es amplia, los contenidos de #Mg, Ni, FeO<sub>Tot</sub>/MgO y MgO (**Tabla 5.1**), indican que los magmas que las generaron eran primarios, de acuerdo con los parámetros establecidos por **Lhur (1997)**, **Sato (1977)** y **Tatsumi et al. (1983)**. Por otro lado, los valores de Cr y Co (**Tabla 5.1**), son considerablemente más bajos que los propuestos por **Frey et al. (1978)** y **Jung y Masberg (1998)** para un magma primario (Cr = 300 – 500 ppm, y Co = 50 – 70 ppm), lo que sugiere fraccionamiento de minerales máficos, principalmente olivino y/o clinopiroxeno, en las etapas tempranas de ascenso del material magmático.

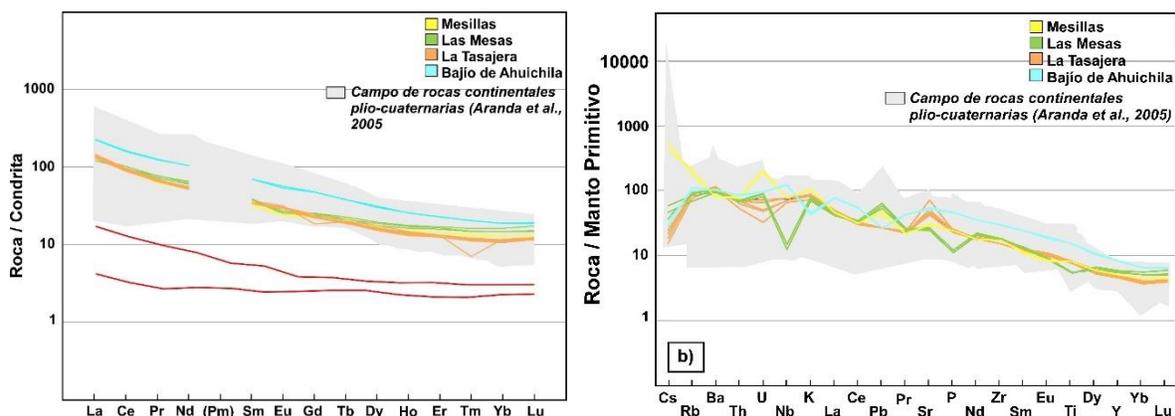
**Tabla 5.1** Valores utilizados para la clasificación de magmas primarios para las cuatro localidades.

| Localidad                 | Bajío de Ahuichila | La Tasajera | Las Mesas    | Mesillas      |
|---------------------------|--------------------|-------------|--------------|---------------|
| #Mg                       | 77.86 - 78.07      | 64.1 - 67.8 | 70.9 - 71.73 | 66.08 - 67.09 |
| FeO <sub>tot</sub> /MgO % | 0.2 - 1.3          | 1.1 - 1.3   | 1.3          | 0.87 - 1.6    |
| MgO %                     | 11.2 - 11.4        | 5.4 - 7.2   | 5.2 - 5.6    | 4.7 - 4.8     |
| Ni (ppm)                  | 340 - 350          | 20 - 60     | 90           | 60            |
| Cr (ppm)                  | 330 - 340          | 110 - 140   | 200 - 240    | 50            |
| Co (ppm)                  | 37 - 38            | 32 - 27     | 23 - 25      | 24            |

De acuerdo el diagrama de REE normalizadas a condrita, las muestras de las cuatro localidades exhiben un patrón con enriquecimiento de las LREE con respecto a las HREE,

con una relación de  $L_{aN}/Yb_N$  entre  $\sim 10.67 - 12.18$ , lo cual según **Wilson (1989)** indican la presencia de granate residual en la fuente. En cambio, en el diagrama de multielementos algunas de las localidades exhiben el enriquecimiento relativo en elementos incompatibles como Sr, Ba y Nb, lo que podría indicar contaminación con rocas de la corteza. Por otro lado, de manera particular, en el diagrama multielementos, la localidad Las Mesas destaca por tener un notable empobrecimiento en el Nb y Ta. El empobrecimiento en Nb-Ta, es una firma geoquímica comúnmente asociada con magmas que se generan en un entorno de subducción, donde los fluidos o fundidos derivados de la placa introducen una química distintiva a la fuente mantélica (**Zheng et al., 2021**). Este patrón junto con la presencia de ligeras anomalías de P y Ti, son indicativas de perturbaciones geoquímicas en el manto, probablemente asociadas a hidratación por fluidos durante paleo-subducciones.

Con la finalidad de identificar diferencias y similitudes con rocas de campos volcánicos con características similares en el noreste de México, estos dos diagramas fueron comparados con los campos volcánicos continentales reportados por **Aranda et al. (2005)** para rocas plio-cuaternarias asociadas a la Provincia de Cuencas y Sierras de México. En estos diagramas, se observa que las rocas estudiadas presentan concordancia con el patrón y las concentraciones de tierras raras (REE) en las rocas plio-cuaternarias (**Figura 5.1a**). Además, en el diagrama de multielementos, las muestras de esta investigación también grafican dentro del campo de las rocas plio-cuaternarias, sin embargo se notan diferencias en algunos elementos como U, Nb, P y Ti, así como anomalía positiva de Sr (**Figura 5.1b**).



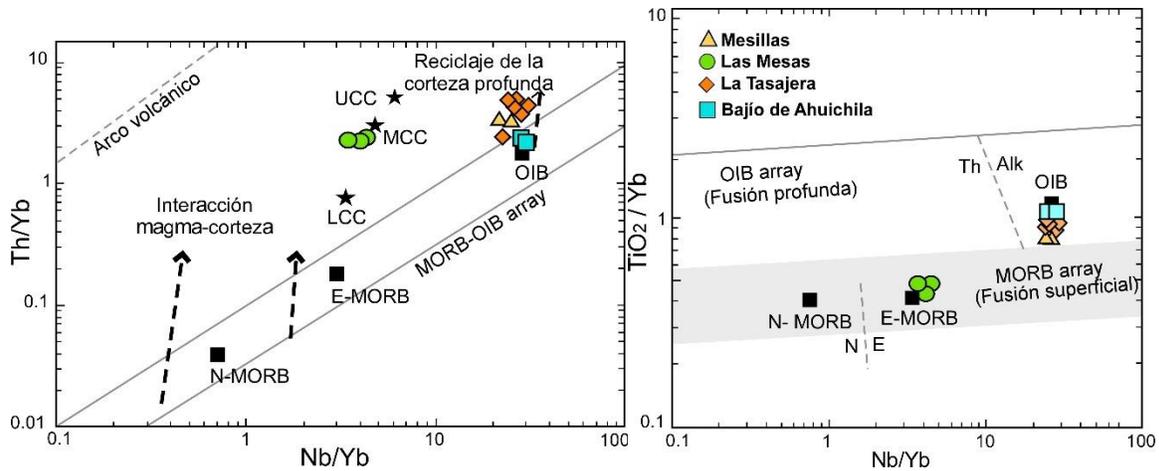
**Figura 5.1** a) Diagrama de tierras raras (REE) normalizados a condrita según los valores reportados por **Sun y McDonough (1989)**, b) Diagrama multielementos normalizados a manto primitivo. En estos diagramas se incluye el campo para rocas plio-cuaternarias continentales tomados de **Aranda et al. (2005)**, para evaluar las diferencias composicionales.

### 5.3.1 Caracterización de las fuentes magmáticas

Para identificar fenómenos geológicos que ocurrieron durante la génesis de los magmas que dieron lugar a las rocas volcánicas de las localidades estudiadas, se utilizaron diversos diagramas de variación. Estos diagramas permiten identificar los procesos magmáticos, así como las posibles fuentes del manto, y la influencia de la corteza terrestre en la evolución magmática. El contenido de algunos elementos inmóviles como Th, Nb, Zr, Hf y Ti son herramientas muy útiles en el estudio petrológico, ya que permiten rastrear o determinar los procesos magmáticos implicados en el origen de los magmas parentales, debido a que las relaciones de estos elementos no son afectadas por las alteraciones secundarias y no cambian a través del tiempo (Condie, 2003; 2005).

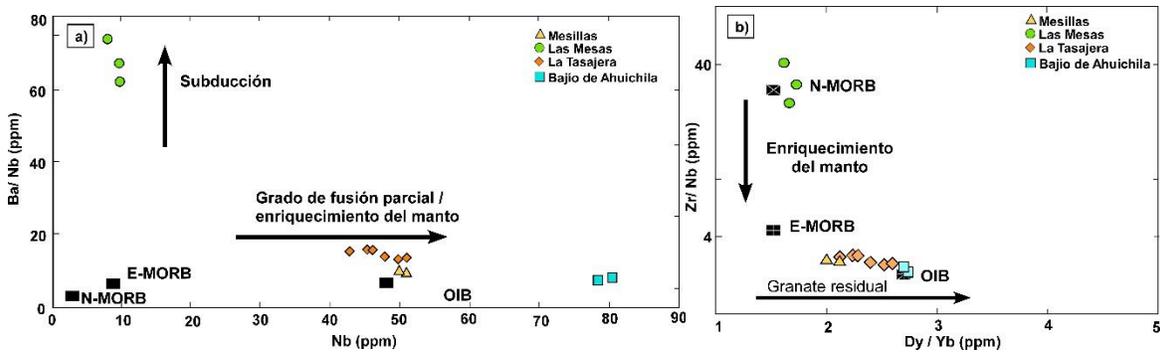
Se analizaron utilizaron los diagramas de Nb/Yb vs. Th/Yb y Nb/Yb vs. TiO<sub>2</sub>/Yb de Pearce (2008), para identifica la fuente magmática de las rocas volcánicas en las localidades estudiadas. Las rocas del Bajío de Ahuichila, La Tasajera y Mesillas se posicionan ligeramente por encima del campo típico de los basaltos de islas oceánicas (OIB), siguiendo un arreglo vertical que indica una posible influencia de reciclaje de corteza profunda (Figura 5.2a). Este patrón sugiere que, aunque las rocas presentan características compatibles con una firma OIB (Sun y McDonough, 1989), han experimentado contaminación por material cortical reciclado, posiblemente debido a la interacción con la corteza inferior o con las rocas a las que sobreyacen.

De manera contrastante, las rocas volcánicas andesíticas de la localidad de Las Mesas muestran características composicionales similares a los promedios de la corteza continental reportados por Rudnick y Gao (2003). En el diagrama Nb/Yb vs TiO<sub>2</sub>/Yb de Pearce (2008), las rocas volcánicas de la localidad Las Mesas grafican sobre el campo de los basaltos de dorsal oceánica (MORB), lo cual puede ser intepretado como fuente de manto litosférico sometido a procesos de fusión en un entorno tectónico de extensión (Figura 5.2b). La posición de las rocas de Las Mesas en estos diagramas sugiere que estas pueden haber sido generadas a partir de un manto que ha experimentado procesos de fusión en presencia de una influencia significativa de material reciclado (Pearce, 2008), lo que probablemente ha alterado su firma geoquímica hacia un carácter más cercano al de la corteza continental.



**Figura 5.2** Diagramas de variación geoquímica de las rocas volcánicas del área de estudio utilizados para evaluar la interacción del magma y la corteza continental, así como la profundidad de fusión en la fuente mantélica. a) Diagrama Th/Yb vs Nb/Yb de las rocas volcánicas, tomado de **Pearce (2008)**. b) Diagrama Nb/Yb vs TiO<sub>2</sub>/Yb de las rocas volcánicas, tomado de **Pearce (2008)**. Los valores de corteza continental inferior (LCC), media (MCC), y superior (UCC, Por sus siglas en inglés Lower Continental Crust, Middle Continental Crust y Upper Continental Crust, fueron tomados de **Rudnick y Gao (2003)**.

En el diagrama Nb vs. Ba/Nb (**Figura 5.3a; Wanke et al., 2019**), se observa que las rocas de Bajío de Ahuichila, La Tasajera y Mesillas se asocian claramente a un manto enriquecido similar al que produce basaltos de islas oceánicas (OIB). Este tipo de manto se caracteriza por la presencia de granate en la fuente, lo que favorece la retención de ciertos elementos traza (como Y, Yb, Lu) y el enriquecimiento en elementos incompatibles como Ba. Este patrón es indicativo de una fuente de manto relativamente primitiva y enriquecida, que ha experimentado poca modificación por procesos de subducción o metasomatismo (**Wanke et al., 2019**). Por otro lado, las rocas de Las Mesas se separan de este arreglo y siguen una tendencia que indica un manto empobrecido en elementos incompatibles por procesos relacionados con la subducción. En el diagrama Dy/Yb vs. Zr/Nb (**Figura 5.3b**), las rocas de Las Mesas se ubican en los promedios de los magmas MORB, lo cual indica una posible relación con niveles del manto litosférico o un manto sometido a procesos de fusión en un entorno tectónico de extensión.



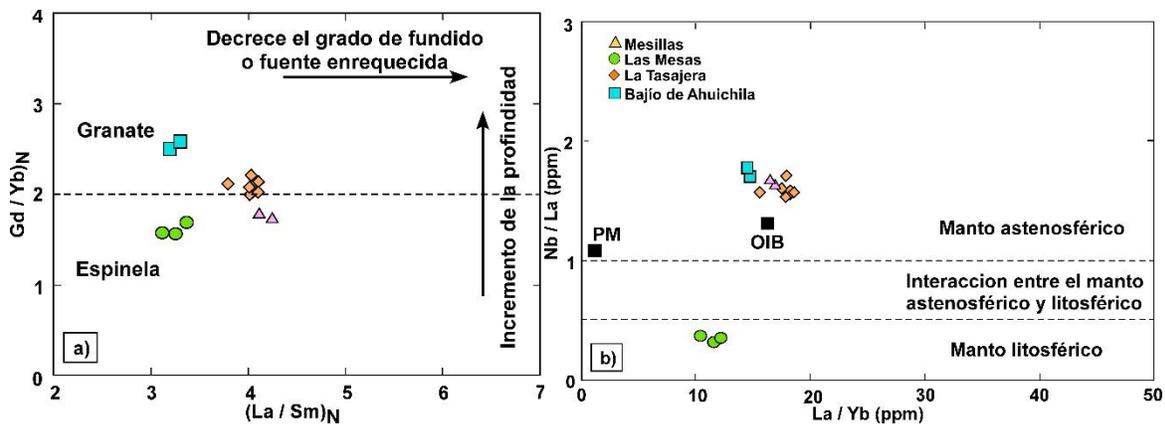
**Figura 5.3** Diagramas de procesos petrogenéticos para las rocas basálticas según **Wanke *et al.* (2019)** a) Diagrama Ba/Nb vs Nb. b) Diagrama Dy/Yb vs. Zr/Nb, empleando para identificar variaciones en la profundidad de fusión y la fraccionación del manto. Abreviaciones: OIB, Basaltos isla oceánica; E-MORB, Basaltos enriquecidos de dorsales oceánicas; N-MORB, Basaltos normales de dorsales oceánicas valores tomados de **Sun y McDonough (1989)**.

Por otra parte, con la finalidad de identificar la profundidad de la fuente de los magmas que generaron a las rocas volcánicas del área de estudio, se emplearon los diagramas propuestos por **Smith *et al.* (1999)**. Estos diagramas son herramientas útiles para inferir si los fundidos magmáticos se generaron en el campo de estabilidad del granate o de la espinela, basándose en las relaciones entre elementos químicos específicos que son sensibles a la presión, y pueden correlacionarse con la profundidad de la fuente mantélica. La presencia de granate o espinela en el manto puede influir significativamente en la geoquímica de los magmas, especialmente por la fraccionación de los elementos de tierras raras pesadas (HREE), como Yb y Gd, debido a la capacidad del granate para retener estos elementos a altas presiones (**Rollinson, 1993; Wilson, 1989**).

Los relaciones promedio de  $(Gd/Yb)_N$  normalizadas a condrita de acuerdo con valores propuestos por **Sun y McDonough, 1989** son clave para inferir la profundidad que se generaron los magmas. Las rocas del área de estudio la presentan valores de  $(Gd/Yb)_N$  de: Bajío de Ahuichila = 2.5, La Tasajera= 2.05, Mesillas = 1.7, y Las Mesas= 1.6. En el diagrama  $(La/Sm)_N$  vs.  $(Gd/Yb)_N$ , las rocas de El Bajío de Ahuichila y La Tasajera se caracterizan por graficar en una zona transicional, con mayor tendencia hacia la estabilidad del granate; mientras que las de las localidad Mesillas y Las Mesas grafican en el campo de la estabilidad de la espinela (**Figura 5.4a**).

Agregando a lo anterior, para identificar el tipo de manto que posiblemente participó en la generación de los magmas en las diferentes localidades, se utiliza el diagrama de variación

La/Yb vs, Nb/La, que es efectivo para distinguir entre diferentes fuentes de manto, como el manto astenosférico (empobrecido o enriquecido) y el manto litosférico (Smith *et al.*, 1999). Tres de las localidades (Bajío de Ahuichila, La Tasajera y Mesillas) grafican en el campo de los magmas generados a partir de un manto astenosférico con concentraciones de Nb/La >1.5 (Figura 6.5b) Esto es consistente, con lo evidenciado también por los valores de la relación La/Ta; Bajío de Ahuichila: ~10.92, La Tasajera: ~10.37, Mesillas: ~7.8, que son similares al valor propuesto por Thomson y Morrison (1988) para magmas derivados de un manto astenosférico (valor: 10). Por otra parte, la Localidad Las Mesas exhiben relaciones similares a manto litosférico, con valores de Nb/La más bajos que las demás localidades (<0.3). Esto junto con las relaciones de Ba/Nb (~68), así como las bajas relaciones de Nb/La (~0.3) son indicativas de un manto litosférico modificado por procesos de subducción (Smith *et al.*, 1999; Verma, 2006), lo cual coincide con las características geoquímicas observadas en estas rocas (*p. ej.*, anomalías negativas de Nb y Ta).



**Figura 5.4** Diagramas para identificación de fuentes de procedencia; a) Diagrama  $(La/Sm)_N$  vs.  $(Gd/Yb)_N$  empleado para inferir la profundidad de fusión y el grado de fraccionarían del manto. Los valores se encuentran normalizados a condrita de Sun y McDonough (1989). b) Diagrama de variación La/Yb vs. Nb/La, utilizado para evaluar la profundidad a la cual se fundieron los magmas. (Smith *et al.*, 1999).

### 5.3.2 Geoquímica de xenolitos

Como se mencionó en el capítulo de Resultados, se realizó el análisis geoquímico de dos muestras de xenolitos del manto colectados en la localidad El Bajío de Ahuichila, obteniendo valores de elementos mayores, traza y tierras raras (REE). De acuerdo con las concentraciones de elementos traza, los patrones de estas muestras describen un comportamiento de “meseta”, característico de peridotitas anhidras, provenientes de campos

volcánicos como de macizos ultramáficos (**Downes, 2001**). Algunos autores consideran estos patrones como evidencia de equilibrio químico en la fuente o un enriquecimiento secundario.

Otra posibilidad, es que las peridotitas interactuaron con la pared del conducto eruptivo o que estuvieran cortadas por vetas/filones de anfíbol, lo que puede generar patrones de “meseta” en las tierras raras junto con enriquecimientos en Fe (**Downes, 2001; Xu y Bodinier, 2004**). Este fenómeno es evidente en los campos volcánicos de Santo Domingo, donde se han identificado vetillas y diques de kaesutita en las peridotitas (**Davalos-Elizondo, 2016**).

Sin embargo, en las peridotitas de la analizadas en este estudio, aunque se ha identificado la presencia de kaesutita, esta no parece estar interactuando directamente con las peridotitas del manto. Por lo tanto, es muy probable que el comportamiento plano observado en los patrones de REE se deba una peridotita en equilibrio.

#### 5.4 MODELO DE EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

En este apartado del capítulo se presenta un modelo geológico-petrogenético esquemático del área de estudio. Este modelo esquemático consta de tres etapas generales, que, de acuerdo a lo documentado en el apartado de Geología Regional, y los resultados de la geología de campo, geoquímica y geocronología, describen los principales eventos geológicos ocurridos desde el Eoceno hasta el presente y que han generado las litologías cenozoicas presentes en la zona norte de Zacatecas.

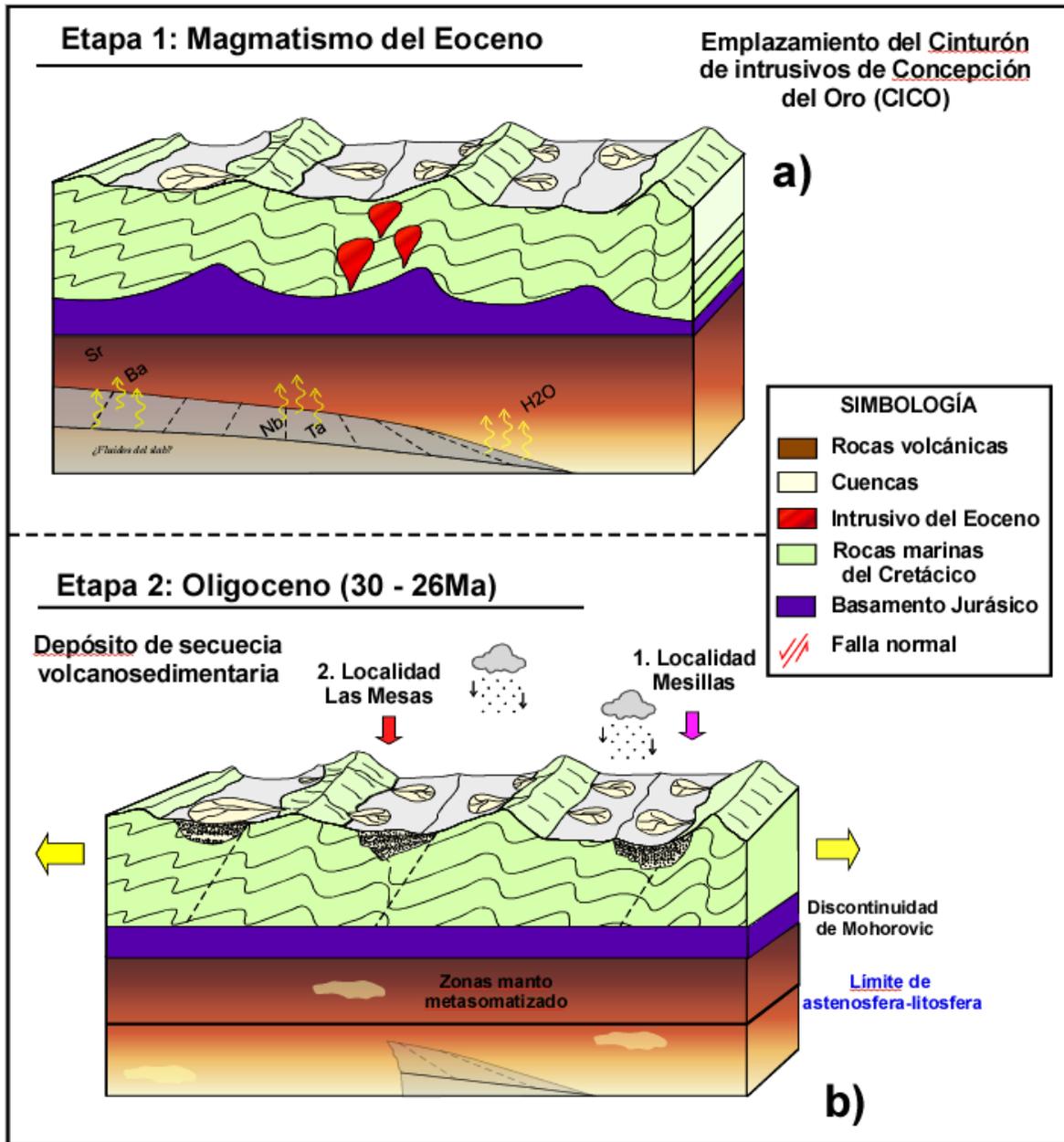
**Etapas 1 (Eoceno):** Durante el Eoceno, la subducción de la placa oceánica Farallón por debajo de la Placa Norteamericana generó la deshidratación de la placa oceánica, generando con esto fusión parcial de la cuña del manto y el magmatismo de la región de Concepción del Oro, en la zona norte de Zacatecas. El flujo de fluidos desde la placa oceánica provocó el metasomatismo del manto por debajo de las zonas de estudio. Estos procesos enriquecieron el manto con elementos traza incompatibles, e introdujeron componentes derivados de la corteza oceánica subducida, como fluidos e incluso sedimentos (**Figura 5.5a**).

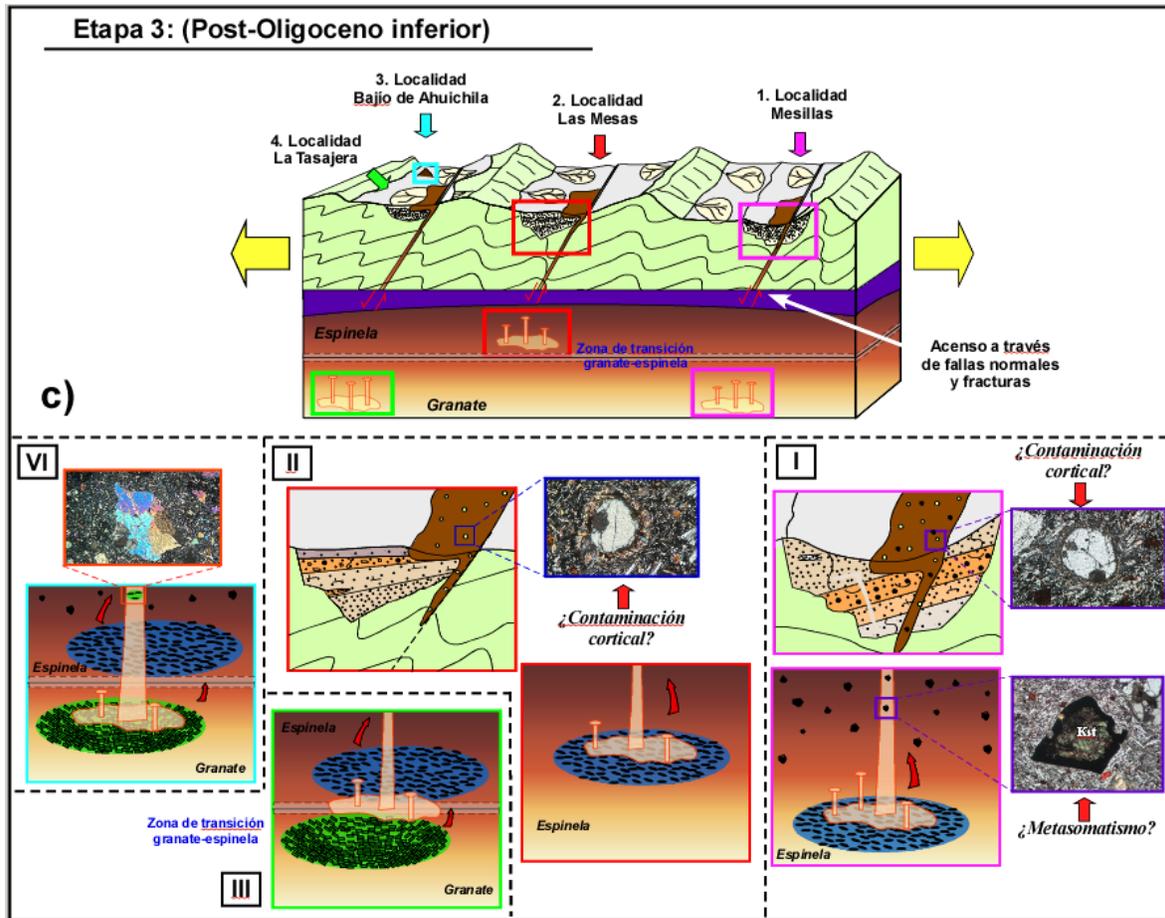
**Etapas 2 (Oligoceno inferior 30-26 Ma):** Conforme cesó el magmatismo de arco en el norte de Zacatecas, el roll-back de la Placa Farallón provocó extensión tectónica en la región. Este proceso tectónico propició el desarrollo de cuencas extensionales con presencia de material volcano-sedimentario entre los 30 y 26 Ma (edades U-Pb en zircones de este trabajo). El

desarrollo de las cuencas y su relleno fueron relativamente rápidos, provocando incluso que materiales volcanosedimentarios sin consolidar se re-movilizaran en forma de diques clásticos presentes en las localidades de Mesillas y Mesas. Lo anterior refleja la coexistencia de un ambiente tectónico extensional y la deposición de sedimentos con aporte volcaniclásticos, aunque sin evidencia de actividad volcánica local durante este periodo (**Figura 5.5b**).

**Etapas 3 (post-Oligoceno inferior):** Después del depósito de la sucesión volcanosedimentaria (~26 Ma), se generó el vulcanismo estudiado en el presente trabajo. De acuerdo con los datos geoquímicos, en la localidad Mesillas, los magmas que generaron a las rocas volcánicas se originaron durante extensión tectónica, por la fusión parcial de una fuente mantélica empobrecida y dentro del campo de la estabilidad de la espinela. La química de esta fuente fue probablemente modificada por procesos relacionados con paleo-subducción, heredando su firma geoquímica a las rocas volcánicas estudiadas (**Figura 5.5c**). Estos magmas interactuaron significativamente con la corteza continental, como lo evidencia la aparición de xenocristales de cuarzo (**Figura 5.5c ii**). Esta interacción probablemente enriqueció los magmas, abonando a la modificación de su composición química original. Este fenómeno que también se observa en la localidad de Mesillas (**Figura 5.5c i**), además, la presencia de minerales como kaersutita (**Figura 5.5c i**) también apoya que la fuente mantélica fue previamente metasomatizada.

En la localidad La Tasajera y Bajío de Ahuichila los resultados geoquímicos indican que los magmas se generaron por fusión parcial de un manto enriquecido ubicado en una zona de transición entre la estabilidad de granate y espinela (**Figura 5.4c ii, iv**). La fusión parcial del manto por debajo de estas localidades pudo ocurrir debido a los procesos de atenuación cortical y levantamiento del manto durante la extensión tectónica. Posteriormente, su ascenso a través de la corteza debió darse a lo largo de fallas normales este rápido ascenso está evidenciado por la presencia de xenolitos mantélicos expuestos en la localidad del Bajío de Ahuichila (**Figura 5.5 iv**).





**Figura 5.5** Modelo geológico-petrogenético esquemático (sin escala) del área de estudio en el norte de Zacatecas. a) Etapa 1 (Eoceno); Magmatismo asociado a la subducción activa en el margen occidental de México, caracterizado por el emplazamiento del Cinturon de Concepción del Oro (CICO), b) Etapa 2 (Oligoceno 30- 26 Ma): desarrollo de cuencas extensionales con presencia de material volcano-sedimentario en distintas zonas del norte de Zacatecas. c) Etapa 3 (Post. Oligoceno): A partir de los ~26 Ma, el magmatismo vinculado a la extensión tectónica generó la fomación de mesteas volcánicas, que sobreyacen a las secuencias vulcanoclásticas previemnte depositadas. Localidades: 1. Mesillas, 2 Las Mesas, 3. . La Tasajera, 4. Bajío de Ahuichila.

---

---

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 6.1 CONCLUSIONES

El análisis geológico, petrográfico, geoquímico de rocas volcánicas, y geocronológico en las sucesiones volcanosedimentarias que afloran en las localidades Bajío de Ahuichila, Tasajera, Mesas y Mesillas en el norte de Zacatecas permitió concluir lo siguiente:

1. Las rocas volcánicas analizadas en este estudio se extravasaron a lo largo de fallas normales regionales que delimitan a bloques tectónicos, lo que sugiere un contexto tectónico extensional. Su emplazamiento ocurrió sobre volcanosedimentarias depositadas en desarrolladas durante el Oligoceno (Rupeliano y Chatiano, entre 30 y 26 Ma), según lo indican las edades U-Pb en zircones de tobas dentro de dichas sucesiones.
2. El análisis petrográfico de las rocas volcánicas de las localidades Las Mesas y Mesillas, revela la presencia de xenocristales de cuarzo embebidos en el matiz. Esto sugiere un proceso de contaminación cortical que esto pudo haber influido en la composición química de estas rocas.
3. El análisis petrográfico de los xenolitos estudiados en este trabajo revela la asociación mineral característica del manto superior, conformado por olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y espinela. La presencia de texturas como lamelas y bordes “esponjosos” sugiere la influencia de procesos de deformación y metasomatismo del manto.
4. El análisis geoquímico (elementos mayores, traza y REE) realizado para las rocas volcánicas de las localidades Bajío de Ahuichila, La Tasajera y Mesillas, permite concluir que los magmas que las originaron desde una fuente mantélica enriquecida (firma geoquímica tipo OIB). Mientras que para el caso particular de la localidad Las Mesas parecen haberse generado en un manto metasomatizado en ciertos elementos incompatibles (*p.ej.* Nb, Ta, P, y Ti).
5. Los diagramas de discriminación tectonomagmática el magmatismo debió ocurrir en un ambiente intraplaca. Asimismo, los patrones de tierras raras (REE) de las cuatro localidades analizadas sugieren una relación con otros campos volcánicos del Noreste

de México, desarrollados en contextos tectónicos similares, como los campos volcánicos Plio-cuaternarios de la Provincia Tectónica de Cuencas y Sierras del norte de México.

## 6.2 RECOMENDACIONES

El trabajo efectuado durante la presente tesis es amplio, por lo que las conclusiones obtenidas pueden ser flexibles a ciertas variaciones, y para tener una visión más representativa de los eventos que han ocurrido durante la generación de los magmas y el emplazamiento de las rocas, sería importante considerar las siguientes recomendaciones:

1. Realizar un análisis detallado de los diques clásticos en la localidad de Mesillas y Las Mesas, con el fin de caracterizar su relación con la tectónica extensional
2. Realizar análisis isotópicos de Sr, Nd y Pb, que permitan afinar los procesos magmáticos y la petrogénesis de las rocas volcánicas de todas las localidades.
3. Desarrollar modelos cuantitativos para identificar los procesos de diferenciación involucrados en la evolución magmática (*p.ej.*, cristalización fraccionada, asimilación, mezcla de magmas, etc.).

**REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Anderson, T. H., Silver, L. T. (2005).** The Mojave-Sonora megashear-Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, in Anderson, T.H., et al., eds., *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America Special Paper 393, pp. 1–50.
- Aranda-Gómez, J.J., (1993).** Geotermometría y geobarometría en xenolitos del Manto y de la base de la Corteza en el Estado de San Luis Potosí. En *Xenolitos del Manto y de la base de la Corteza en el Estado de San Luis Potosí*, México. Ed. Alcayde, M. & Gómez-Caballero, A., 1993. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, v.106, pp. 39-58.
- Aranda-Gómez, Henry, C. D., J. J., Luhr, J. F., (2000).** Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 59-71
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Connor, C.B., Becker, T., Henry, C.D., (2003).** Synextensional Plio-Pleistocen eruptive activity in the Camargo volcanic field, Chihuahua, México: *Geological Society of American Bulletin*, 115(3), pp. 298-313.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., (2005).** El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro de México.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Pier, J.G. y Nieto-Samaniego, A.F., (1993).** Localidades recién descubiertas de xenolitos del Manto y de la base de la Corteza. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 106: pp. 1-22.
- Böse, E. (1923).** Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico. *American Journal of Science*, (34), pp. 310-337.
- Böse, E., Cavins, O. A. (1927).** The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico. *Univ. Texas Bull.*, pp. 7-142.
- Cameron, K. L., Nimz, G. J., Kuentz, D., Niemeyer, S., Gunn, S., (1989).** Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico; a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, 94, 7817- 7840.
- Campa, M. F., Coney, P. J. (1983).** Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), pp. 1040-1051.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O. (2008).** The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a subduction zone. *The Geological Society of America Special Paper* 436, pp. 279-308.

- Córdoba, D. A. (1964).** Resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, Estados de Zacatecas y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000 mapa con texto.
- Dalrymple, G. B., Lanphere, M. A. (1969).** Potassium-argon dating: W. H. Freeman, 2nd ed., San Francisco, 258 p.
- De Cserna, Z., (1956).** Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey. Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional, pp. 60.
- Díaz-Salgado, C. (2004).** Caracterización tectónica y procedencia de la formación Taray, región de Pico de Teyra, estado de Zacatecas [M.S. Tesis]: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, pp. 95.
- Díaz-Salgado, C., Centeno-García, E., Gehrels, G. (2003).** Stratigraphy, depositional environments, and tectonic significance of the Taray Formation, northern Zacatecas.
- Eaton, G. P. (1982).** The Basin and Range province: Origin and tectonic significance. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 10(1), 409-440.
- Eaton, G. P., (1980).** Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range province, en: *Continental Tectonics*, ed. B. C. Burchfiel, J. E. Oliver, L. T. Silver, pp. 96- 110
- Eberly, L. D., Stanley, T. B., (1978)** Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 921-940.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda-García, M. y Marret, R. (2000).** Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 53, pp. 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-Gómez, J. J., Juárez-Arriaga, E., 2022,** Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 74 (1). [https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S140533222022000100106&script=sci\\_arttext](https://www.scielo.org.mx/scielo.php?pid=S140533222022000100106&script=sci_arttext).
- Faure, G., Mensing, T. M. (2005)** *Isotopes-Principles and Applications*. Tercera edición, Hoboken, NJ: Wiley, p. 897.
- Faure, O. (1986)** *Principles of isotope geology*: from Wiley and Sons, 2nd ed., 589 p.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P. y Tolson, G. (2011).** Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt, en: POBLET, J. y LISLE, R. J. (Eds.), *Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts*. Publicación especial de la Geological Society of London, no. 349, pp. 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Lawton T. F., Juárez-Arriaga, E. y Chávez-Cabello, G. (2018).** The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: structure basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science reviews*, vol. 183, pp. 56-84. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>

- Fitz-Díaz, E., Lawton T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2017.** The Cretaceous Paleogene Mexican orogen: structure basin development, magmatism and tectonics. *Earth Science reviews*, en prensa.
- Freydier, C., Martinez, R.J., Lapierre, H., Tardy, M., Coulon, C., 1996,** The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico) geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center. *Tectonophysics*, v. 259, p 343–367.
- Gilbert, G. K., (1928).** Studies of basin-range structure: U. S. Geological Survey, Professional Paper 153, p. 1-92.
- Gill, R. (2010).** *Igneous rocks and processes: a practical guide*. 2nd ed. London. Wiley-Blackwell. pp. 428.
- Google Earth. (2021).** *Mapas de Zacatecas, México*. Mapa en línea, disponible en internet en el sitio: <https://www.google.com.mx/maps/@24.4314458,-101.42789,32294m/data=!3m1!1e3!5m1!1e4> [con acceso año 2024]
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001.** Thermal and chronological record of syn-to post- Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (Eds.), *The Western Gulf of México Basin, Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 75*, 159-181.
- Guerra-Roel, R. (2019).** Análisis estructural de la zona norte del Bloque de San Julián, Zacatecas, México (Tesis de maestría). Universidad Autónoma de Nuevo León. Linares, Nuevo León, 111 pp.
- Hamilton, W. (1987).** Crustal extension in the Basin and Range province, southwestern United States. *Geological Society, London, Special Publications*, 28(1), pp. 155-176.
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., (1992).** The real southern Basin and Range: mid- to lateCenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701–704.
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., (2000),** Plate interactions control middle–late Miocene, protoGulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range, *Tectonophysics* 318; p. 1–26
- Hoskin, P. W. O. (2003).** The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1), 27–62. <https://doi.org/10.2113/0530027>.
- Imlay, R. W. (1936).** Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part Iv. Geology of the Western Part of the Sierra de Parras. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 47, pp. 1091-1152. DOI: <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1091>
- Imlay, R. W. (1937).** Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 48, pp. 387-630. DOI: <https://doi.org/10.1130/GSAB-48-587>

- Imlay, R. W. (1938a)** Studies of the Mexican Geosyncline. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 49, pp. 1651-1694. DOI: <https://doi.org/10.1130/GSAB-49-1651>
- Imlay, R. W. (1938b)** Ammonites of the Taraises Formation of northern Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, vol. 49, pp. 539-602. DOI: <https://doi.org/10.1130/GSAB-49-539>
- Kellum, L. B., 1932**, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 43 (3), p. 541-564.
- Košler, J., Tubrett, M. N., Sylvester, P. J., 2001**, Application of laser ablation ICP-MS to U-Th-Pb dating of monazite. *Geostandards Newsletter*, v. 25 (2-3), p. 375-386.
- Le Maitre, R.W.; Bateman, P.; Dudek, A.; Keller, J.; Lameyre Le Bas, M.J.; Sabine, P.A.; Schmid, R.; Sorensen, H.; Streckeisen, A.; Woolley, A.R.; Zanettin, B. (1989)**. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, pp. 193. Oxford.
- López-Infanzón, M. (1986)**. Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol.47, pp.1-42.
- McDougall, I., Harrison, T. M, 1999**, Geochronology and thermochronology by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  method: Oxford University Press, 2nd ed., New York, 269 p.
- Medina-Pérez, E. (2023)** Estratigrafía y análisis estructural de la Formación Ahuichila en la zona suroeste del Sector Transversal de Parras (Bajío de Ahuichila, Coahuila). Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Maestría, p. 134.
- Mercier, J. C., y Nicolas, A., 1975**, Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts: *Journal of Petrology* 16, 454-487.
- Merrihue, C. M., Turner, G., 1966**, Potassium-argon dating by activation with fast neutrons: *Journal of Geophysical Research*, v. 71, p. 2852-2857.
- Mezger, K., Krogstad, E. J., 1997**, Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of metamorphic Geology*, v. 15 (1), p. 127-140.
- Middlemost E.A.K., 1989**. Iron oxidation ratios, norm and the classification of volcanic rocks; *Chemical Geology* 77; 19-26 pp.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver. L.T., (1994)**. Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico. *Tectonics*, v. 13(5), 1161-1182.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1982)**. *Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, México* [Tesis de doctorado]. Universidad de Texas, Austin, Texas. 217 p.
- Padilla y Sánchez, R. J. (1985)**. Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, *Revista*, vol. 6 (Nº1), pp. 1-20.

- Pantoja-Alor, J., 1962**, Hoja San Pedro del Gallo 13R-k (3), Resumen de la Geología de la Hoja San Pedro del Gallo: México, D.F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas de México serie 1: 100,000, 1 mapa con texto.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., Maas, R., 2010**, Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11 (3), p. 36.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973)**. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 19: pp. 290-300.
- Pedraza-Villa, R.A. 2019**, Estratigrafía y deformación de la Formación Ahuichila en el borde noreste del Bloque de San Julián, Zacatecas. Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, p. 77.
- Pérez-Rul, F. A. M., 1967**, Resumen de la Geología de la Hoja Viesca 13R (5) escala 1:100 000, México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México Serie de 1:100 000.
- Petrus, J. A., Kamber, B. S., 2012**, Visual Age: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 36(3), p. 247-270.
- Ramírez-Peña, C. F. (2014)**. *Análisis del Contexto Tectónico del Emplazamiento de Intrusivos en el Transpaís de la Sierra Madre Oriental* [Tesis de maestría]. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México. 160 p.
- Ramírez-Peña, C. F. (2017)**. *Análisis de la Deformación progresiva en la Zona Sur del Sector Transversal de Parras y la Saliente de Monterrey, México* [Tesis de doctorado]. Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, Nuevo León, México. 164 p.
- Ramírez-Peña, C. F. y Chávez-Cabello, G. (2017)**. Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold Thrust Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 76, pp. 101-114. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.01.007>
- Ramírez-Peña, C. F., Chávez-Cabello, G., Fitz-Díaz, E., Aranda-Gómez, J. J. y Sosa-Valdés, R. (2019)**. Uplift and syn-orogenic magmatism in the Concepción del Oro Block: A thick-skinned (¿Laramide style?) contractional structure in the Mexican Fold-Thrust Belt *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 93, pp. 242-252. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.012>
- Rogers, C. L., Vloten, V. R., Rivera, O.J., Tavera, A. E., De Cserna, Z. (1963)**. Plutonic rocks of northern Zacatecas and adjacent areas, Mexico. *Boletín del Consejo de Recursos Naturales no Renovables*, vol. 61, pp.7-10.
- Rollinson, H., 1993**. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical. Essex, U.K., 352 pp.

- Schaeffer, O. A., Zahringer, J., 1966**, Potassium-argon dating: Springer-Verlag, 1st ed., New York, 234 p.
- Schoene, 2014b**, U–Th–Pb Geochronology. Treatise on geochemistry, v. 4, p. 341-378.
- Shervais, J.W. (1982)**. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planet. Sci. Lett., vol. 59, pp 108-118.
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., & Tanner, M. (2010)**. U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., and Tanner, M., 2010**, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 34, p. 5–18.
- Sonder, L. J., Jones, C. H. (1999)**. Western United States extension: How the west was widened. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 27(1), 417-462.
- Stewart, J.H., (1998)**. Regional characteristics, tilt domains, and extension history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, en: Faulds, J. E., and Stewart, J. H., eds., *Accommodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province*. Geological Society of America S. P., vol. 323, pp. 47-74.
- Sun, S.-S. y McDonough, W.F. (1989)**. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. En: SAUNDERS, A.D. y NORRY, M.J. (Eds.). *Magmatism in the ocean basins* Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 42, pp. 313-345.
- Tanner, W.F., 1991**, Suite statistics: the hydrodynamic evolution of the sediment pool. *Principles, methods and application of particle size analysis*, Cambridge: Cambridge University Press, p. 225-36.
- Tardy, M. (1972)**. Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector de Parras Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y Parrense. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 33(2), pp. 51-70.
- Tardy, M. (1973a)**. Las fases tectónicas del Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental México. *B.S.G.F. 7 serie*, 15(3-4), pp. 362-366.
- Tardy, M. (1980)** Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, Tesis Doctoral, p. 459.
- Valdez, M.G., (2001)**. Geoquímica y Petrología de las Rocas Ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México: UNAM, Instituto de Geología, Tesis de Maestría, pp. 128.

- Verma, S. (2006).** Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. *Earth Sci (Geol Rundsch)* 95: pp. 871–901.
- Wernicke, B., (1992)** Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, in Burchfiel, B.C., Lipman, P.W., & Zoback, M.L., eds., *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America. The Geology of North America*, v. G-3: pp. 553- 581.
- Wernicke, B.P., Christiansen, R.L., England P.C., Sonder, L.J., (1987).** Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera. In Coward, M.P., Dewey, J.F. & Hancock, P.L. (eds), 1987, *Continental Extensional Tectonics*, Geological Society Special Publication, 28, pp. 155-176.
- Wilson, M. (1989).** *Igneous Petrogenesis a Global Tectonical Approach*. Chapman and Hall, pp. 466.
- Yonkee, W. A., Weil, A. B. (2015).** Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system. *Earth-Science Reviews*, 150, 531-593.
- Zhou, Y., Murphy, M.A., Hamade, A., 2006,** Structural development of the Peregrina–Huizachal anticlinorium, Mexico. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 494–507.
- Zoback, M. L., Thompson, G. A., Anderson, R. E. (1981).** Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), pp. 407-434.
- Zoback, M. L., Thompson, G. A., Anderson, R. E. (1981).** Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 407-434.
- Mullen, E.D. (1983):** MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62: 53-62.
- Hofmann, A.W. (1988):** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90: 297-314.

## ANEXO I

### METODOLOGÍAS ANALÍTICAS

La metodología es la etapa del proceso de investigación que conlleva la descripción de los procedimientos y métodos utilizados para estudiar un fenómeno de interés. En el caso de esta investigación, se llevaron a cabo tres métodos analíticos distintos, que en conjunto permitieron obtener datos para la interpretación tectonomagmática y petrogenética de las sucesiones litológicas en estudio. las siguientes etapas: 1) trabajo de campo, 2) preparación de las muestras recolectadas, y 3) métodos analíticos para obtener resultados. La preparación de las muestras se realizó como un procedimiento de laboratorio individual en el que se usaron diferentes técnicas especializadas para cada una de las metodologías. Así mismo, las metodologías analíticas aplicadas fueron petrográficas, químicas (ICP-MS, ICP-OS y DRX) y geocronológicas (U-Pb y Ar-Ar).

Este capítulo se propone explicar a detalle los procesos a los que se sometieron las muestras para la realización y la adquisición de estos análisis y proporcionar las bases para la interpretación de los datos.

**Tabla 1 Localización de los sitios de muestreo de las rocas analizadas de la presente investigación. Se indica clave, tipo de roca y la metodología aplicada para cada muestra.**

| <b>Muestra</b> | <b>Tipo de muestra</b> | <b>Localidad</b>   | <b>Metodología</b>      |
|----------------|------------------------|--------------------|-------------------------|
| MS-01          | Roca volcánica         | Mesillas           | Petrografía, Geoquímica |
| MS-02          | Roca volcánica         | Mesilla            | Petrografía, Geoquímica |
| MS2-03         | Roca volcánica         | Mesillas           | Petrografía, Geoquímica |
| MS2-01         | Toba                   | Mesillas           | Geocronología           |
| MS2-04         | Toba                   | Mesillas           | Geocronología           |
| LM-05          | Roca volcánica         | Las Mesas          | Petrografía, Geoquímica |
| LM-07          | Roca volcánica         | Las Mesas          | Petrografía, Geoquímica |
| LM-01          | Toba                   | Las Mesas          | Geocronología           |
| MT-01          | Roca volcánica         | La Tasajera        | Petrografía, Geoquímica |
| MT-02          | Roca volcánica         | La Tasajera        | Petrografía, Geoquímica |
| MT-03          | Roca volcánica         | La Tasajera        | Petrografía, Geoquímica |
| MT-04          | Roca volcánica         | La Tasajera        | Petrografía, Geoquímica |
| MT-05          | Roca volcánica         | La Tasajera        | Petrografía, Geoquímica |
| MT-06          | Roca volcánica         | La Tasajera        | Petrografía, Geoquímica |
| BA-01          | Roca volcánica         | Bajío de Ahuichila | Petrografía, Geoquímica |

|       |                |                    |                         |
|-------|----------------|--------------------|-------------------------|
| BA-02 | Roca volcánica | Bajío de Ahuichila | Petrografía, Geoquímica |
| XE-01 | Xenolito       | Bajío de Ahuichila | Petrografía, Geoquímica |
| XE-02 | Xenolito       | Bajío de Ahuichila | Petrografía, Geoquímica |

Claves de muestras: MS: Localidad Mesillas, LM: Localidad Las Mesas, MT: Localidad Tasajera, BA y XE: Localidad Bajío de Ahuichila.

### ANÁLISIS PETROGRÁFICO

El análisis petrográfico es una herramienta utilizada para describir y clasificar cualquier tipo de rocas de acuerdo con su composición modal, mediante el uso de microscopio petrográfico para observar láminas delgadas de rocas. Para este trabajo, se seleccionaron un total de 12 muestras (ver **Tabla 1**) con la finalidad de identificar el arreglo mineralógico y las características texturales de las rocas volcánicas de las cuatro localidades estudiadas.

Las se realizaron en el laboratorio de Geopreparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, utilizando el procedimiento habitual que consiste en:

- 1. Corte de roca:** Las muestras de mano se cortaron en cubos de con dimensiones aproximadas de 3.5 x 2.5 x 2 cm de la porción menos alterada y más representativa de la roca, utilizando una cortadora con disco de diamante.
- 2. Pulido:** Se seleccionó la cara del prisma rectangular de interés, y se realizó el pulido en con polvos abrasivos sobre una pieza de vidrio plano. El abrasivo utilizado fue carburo de silice en las mallas 220, 400, 600 y 800.
- 3. Pegado:** Se pegó la cara pulida de la muestra en un portaobjetos de vidrio, utilizando resina epóxica (mezcla de resina-catalizador en relación 2:1), pasando posteriormente a un proceso de pegado por ~ 24 horas. .
- 4. Cortado y desgaste:** Una vez pegada en el portaobjetos, la muestra es cortada Se con un disco de diamante más fino a un espesor de la roca de ~1 mm y finalmente, la sección obtenida se desbasta utilizando el mismo procedimiento del pulido inicial, hasta tener un espesor de ~30  $\mu\text{m}$ .

Una vez obtenidas las láminas, se procedio a realizar el análisis petrográfico utilizando un microscopio petrográfico de luz transmitida marca *LEICA*, en el laboratorio de Mineralogíade la Facultad de Ciencias de la Tierra, definiendo texturas, mineralogía y rasgos accesorios de cada lámina.

## ANÁLISIS GEOQUÍMICO

Los métodos de análisis geoquímicos son un conjunto de técnicas instrumentales permiten determinar la distribución y la abundancia elementos químicos en las rocas. En el caso de la geoquímica de rocas volcánicas, los resultados de los análisis se utilizan para entender la evolución que tuvieron los magmas desde su formación hasta el ascenso a la superficie, así como su posible ambiente tectónico de formación (Pearce *et al.*, 2008; Wilson, 1981).

De acuerdo con lo anterior, en este trabajo se llevó a cabo el procedimiento denominado 4Lithores: Fusión con metaborato y tetraborato de litio – ICP y ICP/MS (Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion - ICP and ICP/MS), para obtener elementos mayores, traza y elementos de tierras raras (REE), en los *Activation Laboratories Ltd.* (Actlabs) en Ancaster, Ontario, Canadá (<https://actlabs.com/geochemistry/>). De acuerdo con Hoffman (1992), en este procedimiento las muestras se preparan y analizan en un sistema por lotes, y cada lote contiene un reactivo que es el material de referencia. La muestra incógnita se mezcla con metaborato de litio (LiBO<sub>2</sub>) y tetraborato de litio (Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) en relación 1:4, y se funde en hornos de inducción a 1,150 °C. El producto resultante se coloca en una mezcla de ácido nítrico al 5% por 30 minutos, para asegurar que los metales de transición y las REE se disuelvan por completo.

En la presente investigación se realizó análisis geoquímico de las 12 muestras a las que se les realizó el análisis petrográfico. La preparación del material en polvo que se envió a ActLabs se llevó a cabo en el Laboratorio de trituración y molienda de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL de la siguiente manera:

- 1. Trituración:** Primeramente, con ayuda de un martillo geológico se eliminó la capa superficial con indicios de intemperismo-alteración de cada roca, obteniéndose una muestra fresca y libre de alteraciones (~3–4 Kg). Esta muestra fue fragmentada con una quebradora de quijadas (modelo *SIEBTECHNIK EB 7/6*; **Figura 1a**) la cual se calibró para triturar la muestra en fragmentos de tamaños variables entre 1 y 3 cm (**Figura 1e**), los cuales se mezclaron para homogeneizarlos y posteriormente se cuartearon con el fin de separar una porción de ~200 g para la molienda.
- 2. Molienda:** La muestra fue pulverizada dentro de un mortero de ágata (modelo *SIEBTECHNIK EB 7/6*; **Figura 1c**) hasta obtener polvo de roca, el cual fue colocado

en recipientes nuevos con tapa, para su almacenamiento (**Figura 1d**). Cabe mencionar que, durante los procesos de trituración y molienda, se prestó especial atención a la limpieza de los instrumentos utilizados, siendo lavados con agua bidestilada y secados con aire comprimido. Este proceso fue repetido entre cada una de las muestras procesadas.



**Figura 1** Instrumentos utilizados durante la trituración y molienda de muestras en el laboratorio de la Facultad de Ciencias de la Tierra; a) triturador *SIEBTECHNIK EB 7/6* de quijadas utilizados para la reducción de fragmentos de roca; b) Molino vibratorio electrónico de ágata; c) mortero de ágata con muestra pulverizada; d) muestra pulverizada y cuarteada; e) muestra triturada a un tamaño de gran aproximadamente  $\sim 1$  a  $3 \text{ cm}^2$

## GEOCROLOGÍA U-Pb en zircones

### Principio del método

El método geocronológico U-Pb en zircones utiliza el sistema U-Th-Pb, el cual consiste en la medición de isótopos que decaen radiactivamente, como es el caso del  $^{238}\text{U}$  (isótopo padre), que decae a un isótopo radiogénico como el  $^{206}\text{Pb}$  (isótopo hijo). La estimación de

dicha relación isotópica nos permite obtener la edad de temperatura de cierre del sistema isotópico dentro del circón (**Schoene, 2014**). El U y el Th se pueden encontrar dentro de muchos minerales como los circones, aunque también se pueden presentar en otros minerales como baddeleyita, monacita y apatito, entre otros. Las concentraciones de U, Th y Pb varían entre los tres diferentes tipos de rocas, sin embargo, se ha observado que las concentraciones (ppm) se incrementan de rocas volcánicas basálticas a plutónicas de composición granítica, mientras que en las rocas sedimentarias (p.ej., areniscas) los valores son similares a las de las encontradas en rocas ígneas (**Faure y Mensig, 2005**). De acuerdo con **Faure y Mensig (2005)**, los isótopos U y Th comporten las mismas propiedades químicas al formar parte de la serie química de los actínidos, por ejemplo, alto número atómico y número similar de protones (Th = 90, U = 92); radio similar ( $U^{4+} = 1.05 \text{ \AA}$ ,  $Th^{4+} = 1.10 \text{ \AA}$ ), y tiempos de vida media cortos, entre otros. El U tiene tres isótopos radiactivos:  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{237}\text{U}$ , y el Th decae solamente a  $^{232}\text{Th}$ . El  $^{238}\text{U}$  se convierte a  $^{206}\text{Pb}$  en un tiempo de vida media de  $4.468 \times 10^9$  años, durante este proceso se emiten ocho partículas alfa y seis betas, y el  $^{235}\text{U}$  decae a  $^{207}\text{Pb}$  en un tiempo de vida media de  $0.7038 \times 10^9$  años, mediante la emisión de siete partículas alfa y cuatro betas, mientras que  $^{237}\text{U}$  forma parte de la serie de desintegración del  $^{238}\text{U}$  y tiene un tiempo de vida media de  $2.47 \times 10^5$  años. Por otro lado, el  $^{232}\text{Th}$  se convierte en el isotopo estable  $^{208}\text{Pb}$  con una vida media de  $14.010 \times 10^9$  años emitiendo durante este proceso seis partículas alfa y cuatro betas. El cálculo de la edad, según **Faure y Mensig (2005)**, se hace mediante la ecuación siguiente:

$$t = (1/\lambda) * \ln(1 + D/P)$$

Dónde:  $t$  es la edad de sistema isotópico,  $\lambda$  es la constante de decaimiento del sistema isotópico, y la relación  $D/P = e^{\lambda t} - 1$  es la relación atómica padre-hijo del sistema isotópico utilizado.

### Análisis de U-Pb en circones

Para el análisis de los de los circones se utiliza el sistema de ablación láser acoplado a espectrometría de masas de acoplamiento inductivo (LA-ICP-MS por sus siglas en inglés), debido a que este sistema es usado para la medición isotópica y elemental en muestras sólidas como el circón. Este análisis consiste en utilizar un rayo láser para excaber (ablación)

material (nanogramos) de una superficie de muestra pulida y posteriormente un análisis de isótopos con un espectrómetro de masas (Freyer *et al.*, 1993; Kosler *et al.*, 2001).

Los análisis se realizaron en el Centro de Geociencias de la UNAM siguiendo técnica descrita por Solari *et al.* (2011). Durante el análisis se miden la señal de los isótopos  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}$ ,  $^{232}\text{Th}$  y  $^{238}\text{U}$ . Las concentraciones de U, Th y las incertidumbres de sigma se calculan empleando un estándar externo de circón de acuerdo con Paton *et al.* (2010), mientras que las edades, relación y errores analíticos de los isótopos  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  se calculan de acuerdo con Petrus y Kamber (2012). Las señales son reducidas y corregidas en el laboratorio utilizando el *software U/Pb age* (Tanner, 1991), para obtener las relaciones isotópicas. Los datos reducidos y corregidos se procesaron el *software Isoplot 4.14*, donde se generaron todos los diagramas para estimar las edades de cada muestra. Los tipos de diagramas utilizados para estimar las edades de cada muestra.

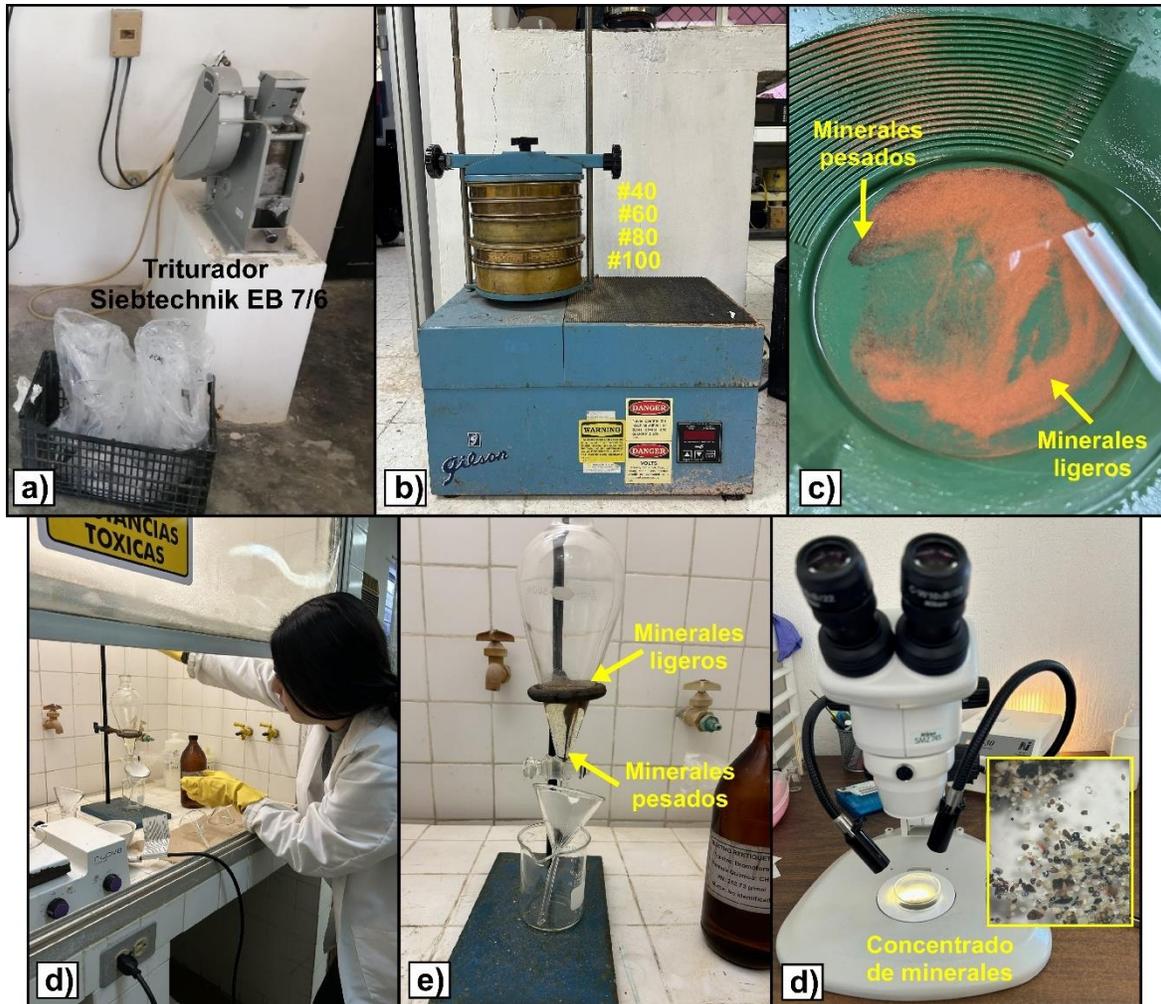
### *Separación de circones*

La metodología utilizada para la separación de los circones se llevó a cabo en las instalaciones de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL. El procedimiento se describe a continuación:

- 1. Trituración y molienda:** En primer lugar, las muestras fueron descostradas en el afloramiento con ayuda de un martillo geológico, con el fin de eliminar las superficies alteradas por meteorización, obteniéndose entre 10 y 15 Kg de roca sana por muestra. En el laboratorio de trituración, las muestras se trituran manualmente con ayuda de un martillo geológico hasta obtener fragmentos de alrededor de 10 cm. Posteriormente los fragmentos de roca fueron introducidos y triturados en un triturador *SIEBTECHNIK EB 7/6* para reducirlos a un tamaño variable entre 1 y >0.5 mm (Figura 2a)
- 2. Tamizado:** Las muestras trituradas se sometieron a un tamizado para separar las fracciones de tamaño adecuado (entre las mallas 100 y 150), donde se concentran los circones (Figura 5.4b). La elección de un tamizado adecuado fue en función del diámetro promedio de los circones, el cual fue determinado durante un análisis petrográfico previo de láminas delgadas de las muestras estudiadas. Se obtuvo un

concentrado de la muestra con cantidades variables entre 500 a 1000 gramos por muestra.

3. **Separación Gravimétrica:** El material concentrado de la malla 100 y 150 se sometió a una separación gravimétrica utilizando el método de la batea (**Figura 2c**) y/o líquidos pesados, con la finalidad de separar y concentrar los minerales pesados de cada una de las muestras. Para la separación con la batea se utilizó únicamente agua y para la separación con líquidos pesados se utilizó bromoformo, el cual fue manipulado en una campana de extracción de gases (**Figura 2d y e**).
4. **Secado de las muestras:** El concentrado de minerales pesados se colocó en crisoles, se lavaron con agua bidestilada y acetona grado analítico, y posteriormente fueron secados en el horno *Thermo Scientific HERATHERM* a 50°, para el material concentrado en la batea, y para el concentrado obtenido en la separación con líquidos pesados se utilizó una estufa *Thermolyne NUOVA Stirrer modelo S18525* debajo de una campana de extracción.
5. **Separación magnética:** Una vez obtenidos los concentrados de cada una de las muestras, se procedió a eliminar los minerales magnéticos, utilizando un imán de neodimio niquelado envuelto por papel para evitar la contaminación entre las muestras.
6. **Análisis con el microscopio:** Una vez obtenidos los concentrados de minerales pesados no magnéticos, se procedió a realizar la separación y selección manual de los circones, para lo cual utilizó un microscopio binocular marca *LEICA ES2* (**Figura 2f**)
7. **Montaje de circones:** Finalmente, los circones fueron montados en un portaobjeto de microscopio utilizando una cinta doble cara y posteriormente fueron empaquetados y enviados al laboratorio para su análisis.



**Figura 2** a) Trituradora de quijadas *SIEBTECHNIK EB 7/6*, b) agitador de tamiz *GILSON SS-8R*, c) batea con material, d) campana de extracción, e) embudo con bromofromo utilizado para la separación gravimétrica, f) microscopio óptico con el que se seleccionan los minerales de interés en este caso circón.

### DIFRACCIÓN DE RAYOS “X” (DRX)

Para la identificación de las fases mineralógicas presentes en las muestras estudiadas, se analizaron seis muestras correspondientes a rocas volcánicas. La preparación de estas muestras se realizó siguiendo la misma metodología empleada en los análisis geoquímicos descritos en el apartado de “ANÁLISIS GEOQUÍMICO”. Las muestras fueron analizadas en el laboratorio de Difracción de Rayos “X”, perteneciente al laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), del instituto de Geología de la UNAM en la Ciudad de México.