



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL  
ESTADO DE HIDALGO

# UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

---

INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA  
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y MATERIALES  
INGENIERÍA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

## ESTUDIO DE LA MINERALIZACIÓN DE PALYGORSKITA EN LA FORMACIÓN ATOTONILCO EL GRANDE, EN EL ORIENTE DE MÉXICO.

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
**INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL**

**PRESENTA**

**MARÍA PAULA SÁNCHEZ LARA**

**DIRECTORES DE TESIS**

**DR. EDUARDO CERECEDO SÁENZ**

**DR. JUAN HERNÁNDEZ ÁVILA**



MINERAL DE LA REFORMA, HGO., A 28 DE ABRIL DE 2025.



Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo  
Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería  
School of Engineering and Basic Sciences

Mineral de la Reforma, Hgo., a 25 de abril de 2025

Número de control: ICBI-D/624/2025  
Asunto: Autorización de impresión.

**MTRA. OJUKY DEL ROCÍO ISLAS MALDONADO**  
**DIRECTORA DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR DE LA UAEH**

Con fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV; Título Quinto, Capítulo II, Capítulo V, Artículo 51 Fracción IX del Estatuto General de nuestra Institución, por este medio le comunico que el Jurado asignado a la Egresada de la Licenciatura en Ingeniería Ambiental **María Paula Sánchez Lara**, quien presenta el trabajo de titulación "**Estudio de la Mineralización de Palygorskita en la Formación Atotonilco el Grande, en el Oriente de México**", después de revisar el trabajo en reunión de Sinodales ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación, firman de conformidad los integrantes del Jurado:

**Presidente:** Dr. Juan Hernández Ávila

**Secretario:** Dr. Javier Flores Badillo

**Vocal:** Dr. Eduardo Cerecedo Sáenz

**Suplente:** M. en C. Monserrat Cruz Hernández

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

Atentamente  
"Amor, Orden y Progreso"

Mtro. Gabriel Vergara Rodríguez  
Director del ICBI



GVR/YCC

Ciudad del Conocimiento. Carretera Pachuca-Tulancingo Km. 4.5 Colonia Carboneras. Mineral de la Reforma, Hidalgo, México. C.P. 42184  
Teléfono: 771 71 720 00 Ext. 40001  
direccion\_icbi@uaeh.edu.mx,  
vergarar@uaeh.edu.mx



## **AGRADECIMIENTOS**

*En primer lugar, doy gracias a Dios porque me ha enseñado que todo sucede por una razón y, a lo largo de mi vida, nunca me ha dejado sola, guiando cada uno de mis pasos.*

*Así mismo, le agradezco por ser mi fortaleza y por brindarme el don de la sabiduría, permitiéndome llegar hasta donde estoy.*

*Agradezco con todo mi corazón a mi mamá, Oralia Lara, quien para mí representa el verdadero significado de amor. Es la alegría de mi vida, mi mayor inspiración y un ejemplo a seguir.*

*Desde que tengo uso de razón, siempre ha buscado la manera de apoyarme y ayudarme a salir adelante en todos los aspectos de mi vida. En los momentos más difíciles, cuando siento que mi mundo se desmorona, siempre está a mi lado para levantarme y enseñarme el valor de la perseverancia. Hoy, gracias a sus consejos, a su inquebrantable confianza en mí y al amor que me demuestra día tras día, estoy a punto de culminar una etapa fundamental en mi vida académica.*

*Agradezco profundamente que siempre estés a mi lado para compartir mis alegrías. ¡Este logro es de ambas, te amo, mami!*

*De igual manera, expreso mi gratitud a mi hermano, Fidel Lara, por ser mi más fiel compañero de vida y aventuras. Me ha enseñado lo que significa el ser noble; siempre logra sacarme una sonrisa, incluso en los momentos más difíciles. Gracias por brindarme tu cariño y tu apoyo en todo momento. Te amo.*

*Agradezco a mi abuelo Lucio Ortega, quien ya no se encuentra en este plano terrenal, pero siempre confió en mis capacidades. Sé que donde quiera que se encuentre estará feliz y orgulloso por este logro.*

*Quiero agradecer a mis amigos que formaron parte de mi crecimiento tanto académico como personal, y que hicieron que mi estancia en la carrera fuera más llevadera.*

*A Bren, quien tiene un gran corazón, le agradezco por brindarme una amistad sincera desde los primeros días de universidad hasta hoy en día. A pesar de que casi no nos frecuentamos, su apoyo y cariño son incondicionales.*

*Andy, que de alguna manera estuvo conmigo y me apoyó; le agradezco por las enseñanzas y los recuerdos memorables que compartimos, ¡esos momentos siempre estarán en mi corazón!.*

*Y a Lib, porque se ha convertido en una persona especial. Hemos pasado por numerosas anécdotas que, sin importar si son buenas o malas, me ha enseñado que siempre podemos contar la una con la otra.*

*Finalmente, agradezco a los directores de tesis por hacerme partícipe de este proyecto y orientarme durante todo el proceso.*

## ÍNDICE

ÍNDICE DE FIGURAS .....	5
ÍNDICE DE ILUSTRACIONES .....	6
ÍNDICE DE TABLAS .....	6
OBJETIVO GENERAL .....	7
OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	7
JUSTIFICACIÓN.....	8
RESUMEN.....	9
INTRODUCCIÓN.....	10
CAPÍTULO I. ANTECEDENTES .....	14
1.1 YACIMIENTOS MINERALES.....	14
1.1.1 Menas Metálicas.....	17
1.1.2 Origen de las Menas Metálicas.....	18
1.1.3 Clasificación de Yacimientos Minerales .....	19
1.1.4 Yacimientos Secundarios .....	23
1.1.5 Características de las Menas (Asociaciones Minerales en Metasomatitas Alcalinas de Elementos Raros) .....	24
1.2 TIERRAS RARAS .....	26
1.2.1 Propiedades Físicas y Químicas .....	29
1.2.2 Usos y Aplicaciones de las Tierras Raras.....	30
1.2.3 Las Tierras Raras en Hidalgo .....	31
CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO.....	35
2.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	35
2.1.1 Gneis Huiznopala .....	35
2.1.2 Formación Otlamalacatla.....	36
2.1.3 Formación Tuzancoa .....	36
2.1.4 Formación Huayacocotla.....	37
2.1.5 Formación Cahuwasas.....	38
2.1.6 Formación Tepexic.....	39
2.1.7 Formación Santiago.....	39
2.1.8 Formación Chipoco .....	40
2.1.9 Formación Pimienta.....	41

2.1.10 Formación Tlanchinol .....	42
2.2 GEOLOGÍA LOCAL .....	42
2.3 EVENTOS DE COMPRESIÓN .....	43
2.4 EVENTOS DE EXTENSIÓN .....	44
2.5 RIFT DE MOLANGO.....	44
2.6 RELACIÓN RIFT MOLANGO – METASOMATISMO.....	46
CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	49
3.1 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	49
3.1.1 Localización y Vías de Acceso al Área de Estudio .....	49
3.1.2 Geología del Área de Estudio.....	50
3.1.3 Descripción del Plano Geofísico del Área de Estudio.....	52
3.2 MUESTREO .....	53
3.2.1 Análisis de Difracción de Rayos X (DRX) .....	54
3.2.2 Análisis de Espectroscopía Fotoelectrónica de Rayos X (XPS).....	56
3.2.3 Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido y Espectroscopía de Dispersión de Energías (MEB-EDS).....	57
3.2.4 Análisis de Espectroscopía de Infrarrojos por Transformada de Fourier (FTIR).....	58
CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	61
4.1 RESULTADOS DE LA PALYGOSKITA .....	61
4.1.1 Difracción de Rayos X (DRX) .....	64
4.1.2 Espectroscopía Fotoelectrónica de Rayos X (XPS) .....	68
4.1.3 Microscopía Electrónica de Barrido (EDS y Mapeo de Rayos X) .....	69
4.1.4 Espectroscopía de Infrarrojo por Transformada de Fourier (IFTR) .....	71
4.2 DISCUSIÓN.....	72
CONCLUSIONES.....	73
REFERENCIAS .....	74

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de un magma con las etapas fundamentales del proceso de segregación. (Modificado de (Ballester, 2000)).....	21
Figura 2. Esquema de la formación de zonas de oxidación y cementación sobre un depósito filoniano de sulfuros. (Modificado de (Ballester, 2000)). .....	24
Figura 3. Elementos de tierras raras en la tabla periódica .....	29
Figura 4. Diagrama de multielementos, utilizado para comparar el valor de UCC (Taylor & McLennan, 1985) con una muestra de la zona mineralizada ( <i>Cerecedo Sáenz, Rodríguez Lugo, Hernández Ávila &amp; Mendoza Anaya, 2018</i> ). Además, de una muestra de la lutita de la Formación Huayacocotla ( <i>Cerecedo, Salinas &amp; Hernández, 2023</i> ). .....	33
Figura 5. Vista macroscópica del área de estudio. ....	51
Figura 6. Mapa geológico del área de estudio. ....	52
Figura 7. Plano geofísico del área de estudio. ....	54
Figura 8. Esquema del diseño experimental.....	62
Figura 9. Esquema de alteraciones iniciales que comienzan a poca profundidad con el depósito en unos pocos millones de años, que incluye 1) disolución de silicatos, 2) reemplazamiento de silicatos por esmectita, 3) lixiviación de biotita, 4) conversión de magnetita a hematita. ....	63
Figura 10. Espectro por DRX de la muestra P2X1; nótese el pico de palygorskita. ....	66
Figura 11. Cristalinidad contra tamaño de cristal.....	67
Figura 12. Estructura cristalina de palygorskita. ....	67
Figura 13. Espectros de XPS de mineral de palygorskita.....	68
Figura 14. Microfotografía de palygorskita.....	71
Figura 15. Mapeo del mineral de palygorskita. ....	71
Figura 16. Espectro infrarrojo de palygorskita.....	72

## **ÍNDICE DE ILUSTRACIONES**

Ilustración 1. Afloramiento del área de estudio.....	55
Ilustración 2. Difractómetro marca Inel, modelo Equinox 2000.....	56
Ilustración 3. Microscopio JEOL JSM-IT300, equipado con detector EDS. ....	59
Ilustración 4. Minerales intercalados con toba ignimbrítica, de palygorskita, lepidolita, xenotima, perlita y roca basáltica. ....	63

## **ÍNDICE DE TABLAS**

Tabla 1. Distribución de los elementos en la corteza terrestre. ....	20
Tabla 2. Clasificación de los 16 elementos de tierras raras (LREE y HREE).....	27
Tabla 3. Elementos traza del gneis Huiznopala.....	32
Tabla 4. Relación de los eventos de extensión y compresión, en relación con el tipo de mineralización en el rift Molango (Cerecedo, Salinas, & Hernández,2023).....	48

## **OBJETIVO GENERAL**

Estudiar la mineralización de palygorskita en la Formación Atotonilco el Grande, en el oriente de México, para conocer su mineralogía, y posibles contenidos de elementos estratégicos como el Litio.

## **OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Interpretar el origen geológico de la Formación Atotonilco el Grande.
- Identificar las condiciones litológicas de la Formación Atotonilco el Grande.
- Reconocer los aspectos estructurales de la Formación Atotonilco el Grande.
- Detectar las características que favorecen la mineralización de la palygorskita.
- Caracterizar la estructura cristalina y la composición química de la palygorskita, por medio de técnicas instrumentales (DRX, XPS, MEB-EDS, IFTR).

## **JUSTIFICACIÓN**

Recientemente, el interés en algunos recursos estratégicos ha aumentado exponencialmente, impulsado principalmente por el avance de tecnologías limpias y aplicaciones de alta demanda. El litio, por ejemplo, es clave en la fabricación de baterías recargables para vehículos eléctricos, electrónica y sistemas de almacenamiento de energía. De manera similar, el magnesio ha ganado reconocimiento debido a sus innumerables usos que van desde la salud hasta aplicaciones militares estratégicas. Todo esto ha provocado un aumento drástico tanto en la demanda como en el consumo y la exploración de estos elementos.

En este sentido, la palygorskita “un mineral raro” aparece como particularmente prometedor porque contiene tanto litio como magnesio en su composición junto con otros elementos útiles. Sus posibles aplicaciones en el desarrollo de materiales avanzados lo convierten en un objetivo primordial para la investigación científica y estudios prospectivos. Por esta razón, es fundamental profundizar en el conocimiento de este mineral, llevar a cabo su caracterización detallada y avanzar en su cuantificación, con el fin de evaluar su viabilidad como recurso estratégico en un futuro próximo.

## **RESUMEN**

En el presente trabajo se realizó el estudio detallado de palygorskita con contenido de litio (Li) en la Formación Atotonilco el Grande en el Estado de Hidalgo, México. Para ello, se realizó el muestreo del afloramiento rocoso de interés, seguido de un proceso de cuarteo y preparación mecánica de las muestras, para posteriormente realizar el análisis mediante técnicas instrumentales.

Mediante la técnica de difracción de rayos X (DRX), se pudo determinar que el material pertenece a un mineral de palygorskita con PDF [96-901-0434], calculando un tamaño de cristal que oscila entre los 5 y 8 Å, con una cristalinidad promedio de 8.5%, cuya estructura es monoclinica.

El análisis por espectroscopía fotoelectrónica de rayos X (XPS) permitió detectar la presencia de litio en su estado monoclinico 1s (a 54.83 eV) en un 0.3%. Así mismo, las observaciones realizadas con microscopía electrónica de barrido (MEB) arrojaron la predominancia de partículas fibrosas y, en menor proporción, partículas euhedrales de aproximadamente 0.4 µm. Por su parte, el análisis espectroscopia de rayos X por dispersión de energía (EDS) identificó la presencia de calcio (Ca), magnesio (Mg) y aluminio (Al).

Finalmente, la espectroscopía infrarroja por transformada de Fourier (IFTR) encontró en sus bandas de absorción el contenido de MgO, CaCO<sub>3</sub> y de SiO<sub>2</sub>.

## **INTRODUCCIÓN**

A nivel global, la palygorskita ha sido identificada en diversos continentes, incluyendo América, con registros en Estados Unidos, México, Perú y Brasil; en Europa, en países como Inglaterra, Francia, España y Rusia; y en África, particularmente en Marruecos. Este mineral ha encontrado aplicaciones en sectores variados, entre los que destaca el energético, especialmente en el ámbito de los nanoreactores de grafeno (Álvarez, 2016). Además, se emplea en la industria farmacéutica, principalmente como desecante. En México, el único productor de palygorskita se localiza en el estado de Yucatán (Cisneros, 2017).

Dado su potencial, resulta crucial incrementar las reservas de este mineral, ampliando las zonas prospectivas en las que se encuentra. En este contexto, el presente estudio se enfoca en determinar el porcentaje de mineralización de palygorskita en la Formación Atotonilco el Grande, ubicada en el estado de Hidalgo, en el centro de México.

En el municipio de San Agustín Metzquitlán, Hidalgo, se han identificado afloramientos de palygorskita. Los análisis instrumentales realizados confirman que las muestras corresponden efectivamente a palygorskita, un mineral que forma parte del grupo de la sepiolita, en el subgrupo de palygorskita (Melgarejo, 1997). Su fórmula química es  $(Mg, Al)_2Si_4O_{10}(OH)_4H_2O$ , y su composición predominante incluye Mg, Al, Fe, Ca, Na, K, Si, F y Cl. La palygorskita presenta un sistema cristalino monoclinico y ortorrómbico, con cristales de hábito fibroso y agregados criptocristalinos.

La Formación Atotonilco el Grande, de naturaleza ígnea bimodal, ha sido fechada mediante el método K/Ar con una edad de 2.56 millones de años (Robin & Cantagrel, 1979). Esta formación está compuesta por rocas ígneas intercaladas con litologías sedimentarias; en una de ellas, previa a un derrame basáltico, aflora la palygorskita. Esta formación se encuentra en el oriente del estado de Hidalgo y se asocia con un ambiente geodinámico de rift (Cerecedo, Salinas, & Hernández, 2023).

El estudio de la extracción de litio (Campos & Santillán Alcántara, 2020) ha evidenciado una evolución en los métodos empleados a lo largo del tiempo. Inicialmente, la extracción se centraba en minerales de pegmatitas, pero con el tiempo se ha trasladado a las salmueras. Se anticipa que, en el futuro, los depósitos relacionados con arcillas también se incorporen a la explotación. La distribución estimada de estos depósitos es la siguiente: salares (58%), pegmatitas (26%) y arcillas (7%), con un 9% adicional en salmueras geotermales, hidrocarburos y agua de mar (Etcheverry, Tessone, Moreira, Kruse, & Díaz, 2020).

Los depósitos de litio en pegmatitas, que contienen espodumeno junto con minerales asociados como petalita, lepidolita y amblygonita, son de fácil acceso y pueden contener hasta 0.5 millones de toneladas de litio (Ruíz Noriega & Lugo Zazueta, 2022). Por su parte, los salares representan una fuente de mayores reservas, con depósitos que pueden alcanzar hasta 7 millones de toneladas de litio. Los depósitos asociados con arcillas presentan una ley y tonelaje promedio.

En términos generales, los recursos de litio en la naturaleza se encuentran principalmente en tres tipos de depósitos: salmueras, pegmatitas y rocas sedimentarias, siendo las salmueras subterráneas y los lagos salados las principales fuentes. Los minerales que almacenan litio en forma de espodumeno, lepidolita, petalita y zinnwaldita se encuentran principalmente en pegmatitas, mientras que en rocas sedimentarias se identifican minerales como jadalita y arcilla de litio (Hui, Zhaowu, Lina, & Tao, 2019).

En cuencas sedimentarias del período Neógeno (Terciario), donde se presenta una considerable actividad volcánica en un entorno árido, se pueden encontrar arcillas con litio. La palygorskita y la lepidolita, con un contenido teórico de  $\text{Li}_2\text{O}$  de hasta el 7.7%, suelen asociarse con potasio, rubidio y cesio (Tian Ming, Na, Wu, & Tao, 2023).

Así mismo, se ha documentado que ambientes geodinámicos específicos, como los relacionados con estructuras tectónicas de rift, pueden ser fuentes de litio. Los rifts son

megaestructuras tectónicas originadas por fisuras generadas por los esfuerzos de las placas tectónicas, que al interactuar provocan movimientos geodinámicos en la corteza.

Por ello, a lo largo de millones de años en la historia geológica de un rift, es posible que se puedan asociar varios tipos de mineralización (Liu, Yang, Rusk, Qiu, & Hu, 2019), durante o después del mismo en toda su secuencia, y debido a los fenómenos asociados a los esfuerzos generados durante la formación del rift (Cerecedo, Salinas, & Hernández, 2023).

Por otro lado, la fórmula química de la palygorskita es  $K(Li,Al)_{2,5-3}[Si_{3,5-3}Al_{0,5-1}O_{10}] (OH, F)_2$  ( $x = 0-0.5$ ). Su color varía desde púrpura hasta rosa. Actualmente, la extracción de litio se basa principalmente en minerales ricos en este metal, aunque se observa un crecimiento en la explotación de litio proveniente de salmueras de lagos salados. Los minerales con valor comercial que contienen litio incluyen espodumeno, lepidolita, montebrasita, petalita y zinwaldita (Tang, Zhang, Yang, Miao, & Feng, 2024); (Yang, Fan, Pirajno, & Li, 2023).

En este sentido, la extracción industrial de litio a partir de lepidolita y palygorskita ha ganado creciente atención, dado el aumento en la demanda de litio. Sin embargo, las rocas enriquecidas en lepidolita suelen estar asociadas con cuarzo, lo que resulta en bajas leyes de  $Li_2O$  (Xu, Liu, Sun, & Kang, 2024).

Este tipo de prospección no se ha realizado en México, lo que hace relevante el presente estudio, que constituye un trabajo pionero. Los resultados obtenidos podrían aportar información valiosa sobre la presencia de minerales estratégicos como los elementos de tierras raras (REE), litio y los del grupo del platino (PGE), así como oro (Au) (Hernández Ávila, Sáenz, E., Flores, & Amador, 2022). De esta manera, este trabajo contribuye al avance en la exploración de yacimientos estratégicos de litio, permitiendo validar áreas de posible explotación y reduciendo los costos directos de exploración.

---

# **CAPÍTULO I**

---

## ***ANTECEDENTES***

## **CAPÍTULO I. ANTECEDENTES**

### **1.1 YACIMIENTOS MINERALES**

Los elementos químicos que constituyen nuestro planeta se distribuyen de manera relativamente uniforme, influenciados por dos factores principales: su abundancia en las distintas capas del planeta y la naturaleza de las rocas en cada área específica que se estudie. Según la información disponible sobre la geoquímica, mineralogía y petrología de las diversas capas terrestres, se observa que la composición es sencilla y homogénea en el núcleo, intermedia en el manto y más compleja y heterogénea en la corteza superficial. Esta complejidad se atribuye a dos factores (Park, Seo, Lee, & Hyeong, 2019):

- La diferenciación planetaria ha generado un enriquecimiento relativo de la corteza en elementos más ligeros, que no se encuentran en los minerales que componen el manto, caracterizados por una composición relativamente simple, principalmente silicatos de magnesio (Mg) y hierro (Fe). Esto implica que, en comparación con el manto, la corteza solo presenta un enriquecimiento significativo en elementos como el hierro (Fe) y el magnesio (Mg) entre los elementos mayoritarios, y níquel (Ni), cromo (Cr) y platino (Pt) entre los elementos minoritarios o trazas.
- La mayor complejidad de los procesos geológicos que operan en la corteza genera una amplia variedad de fenómenos de enriquecimiento o empobrecimiento de carácter local, que afectan de manera diferencial la concentración de los distintos elementos químicos.

De esta manera, podemos entender a la corteza como aquel segmento de nuestro planeta en el que se rompe la homogeneidad de la distribución de los elementos que encontramos en capas más profundas. Por ejemplo, a pesar de que existan algunas variaciones composicionales en el manto, éstas son insignificantes con respecto a la altísima variabilidad que observamos en la corteza. Así, en esta se observan rocas ígneas que, independientemente de su lugar de origen (manto astenosférico, manto litosférico, corteza) van desde composiciones peridotíticas hasta las graníticas. Es en la corteza

donde, además, encontraremos las rocas sedimentarias y metamórficas (Park, Seo, Lee, & Hyeong, 2019).

Los procesos que llevan a la diferenciación de un magma, o a la formación de una roca sedimentaria o metamórfica, implican en ocasiones transformaciones profundas químico-mineralógicas. Es durante el curso de esos procesos que algunos elementos o minerales pueden concentrarse selectivamente, muy por encima de sus valores "normales" para un tipo determinado de roca, dando origen a concentraciones "anómalas" que de aquí en adelante denominaremos yacimientos minerales (Guilbert & Park, 1986). El carácter "anómalo" de estas concentraciones hace que los yacimientos constituyan singularidades en la corteza terrestre.

Es muy importante considerar el aspecto geoquímico del concepto: todos los elementos químicos están distribuidos en la corteza de forma muy amplia, aunque en general su concentración en las rocas es demasiado baja como para permitir que su extracción de las rocas resulte rentable. Como hemos explicado, su concentración para dar lugar a un yacimiento mineral se produce como consecuencia de algún proceso geológico (ígneo, sedimentario o metamórfico) que provoca la concentración del elemento. Por ejemplo, el oro que se encuentra concentrado en los yacimientos sedimentarios de tipo placer puede proceder del oro diseminado en áreas de gran extensión regional. En esas áreas el oro estará presente en las rocas, pero en concentraciones demasiado bajas como para poder ser extraído con una rentabilidad económica. No obstante, el proceso sedimentario produce su concentración en los aluviones o en playas, posibilitando en algunos casos su extracción económica (Park, Seo, Lee, & Hyeong, 2019).

En definitiva, para que un elemento sea explotable en un yacimiento mineral, su concentración debe ser muy superior a su concentración media (clark) en la corteza terrestre.

El otro factor importante a considerar es el económico: esas concentraciones podrán ser o no de interés económico, lo que delimita el concepto de yacimiento explotable o no explotable, en función de factores muy variados, entre los que a primera vista destacan algunos como el valor económico del mineral o minerales extraídos, su concentración o ley, el volumen de las reservas, la mayor o menor proximidad de puntos de consumo, la evolución previsible del mercado, etc., factores algunos fácilmente identificables, mientras que otros son casi imposibles de conocer de antemano (Guilbert & Park, 1986).

Esta conjunción de factores geológicos y económicos convierte el estudio de los yacimientos minerales en una cuestión de notable complejidad y problemática, que requiere la integración del trabajo de especialistas procedentes de diversos campos. Dicho estudio abarca desde las cuestiones concernientes a la prospección o búsqueda de estas concentraciones, su evaluación, el diseño y seguimiento de su explotación minera, el análisis de la viabilidad económica de la explotación, el estudio del mercado potencial para el producto obtenido, hasta factores de índole política (estabilidad económica y social de una nación) o consideraciones medioambientales, tales como la restauración de los espacios afectados por esta actividad extractiva (Park, Seo, Lee, & Hyeong, 2019).

El término "yacimiento mineral" se ha venido utilizando tradicionalmente para referirnos únicamente a los yacimientos de minerales metálicos, que se emplean para obtener una mena, de la que se extrae un metal. Es el caso, por ejemplo, del cinabrio, que se explota para la extracción del mercurio. No obstante, el auge de las explotaciones de minerales y rocas industriales, y la similitud de los procesos que dan origen a los yacimientos metálicos y de rocas y minerales industriales hacen que esta precisión no tenga ya sentido. De esta forma, en este temario se va a abordar de forma integral el estudio de ambos (Guilbert & Park, 1986).

### **1.1.1 Menas Metálicas**

Una mena metálica constituye una asociación mineralógica a partir de la cual es posible obtener uno o varios metales de manera económicamente favorable, considerando diversos factores determinantes (Smirnov, 1982). Entre estos se encuentran: la ley, que representa el contenido del metal o metales potencialmente extraíbles; el precio del metal en el mercado internacional; los costos de explotación minera, que están condicionados por la dimensión y tipología del yacimiento; los costos inherentes a los procesos extractivos, que dependen tanto de las características fisicoquímicas de la mena como de las propiedades del metal que se pretende obtener en mayor proporción. Adicionalmente, deben considerarse los elementos tóxicos presentes, las impurezas o aquellos componentes de difícil comercialización, tales como arsénico (As), mercurio (Hg), bismuto (Bi) y cadmio (Cd).

La naturaleza fluctuante de los factores económicos entre las diversas naciones, las continuas alteraciones en las cotizaciones de los precios de los metales, así como el descubrimiento de nuevos yacimientos y el agotamiento de aquellos ya conocidos, pueden modificar la clasificación de mena para un material específico. Por ejemplo, el precio del oro durante la última década permitió la explotación de yacimientos en nuestro país con leyes de hasta 1 gramo por tonelada (g/t) de Au; en contraposición, menas de gran volumen de cobre con valores del 1% de Cu también resultaron económicamente viables. Un caso excepcional lo constituyen los elementos del grupo del platino, puesto que no se dispone de documentación sobre yacimientos conocidos de estos metales en nuestro territorio nacional, y los escasos informes existentes presentan información sumamente limitada en lo referente a contenidos de tierras raras.

Por otro lado, en la actualidad, los avances tecnológicos han conducido a una gradual disminución de la ley viable en las menas, debido a los significativos progresos en las técnicas de metalurgia extractiva en materia de molienda y flotación. El desarrollo de procesos de lixiviación, combinados con métodos de recuperación de metales a partir de soluciones diluidas mediante procedimientos como el intercambio iónico y la extracción

con disolventes, ha posibilitado el tratamiento de minerales con contenidos inferiores al 0,1% de uranio (U) y de tierras raras, incrementando de manera notable la variedad de recursos minerales con factibilidad económica.

Sin embargo, esta tendencia de explotación de menas pobres se ha interrumpido gradualmente en la actualidad, debido a la caída del precio de los metales y a las crecientes exigencias medioambientales; sin embargo, no ha cesado la tendencia alcista en la recuperación de metales estratégicos.

Por ello, el estudio de las menas en yacimientos que contienen tierras raras y platinoides reviste una importancia estratégica fundamental para cualquier nación, dado que su valor económico relativamente estable radica en diversos factores: su aplicación en diferentes desarrollos tecnológicos contemporáneos, su relativa escasez que incrementa su valoración y los avances en materia de metalurgia extractiva que permiten otorgar un valor añadido a dichos elementos en yacimientos que resultaban prácticamente imposibles de tratar en décadas precedentes.

### **1.1.2 Origen de las Menas Metálicas**

En relación con el origen de las menas metálicas, se reconocen dos categorías principales: primarias y secundarias (Ballester, 2000). Cabe señalar que la corteza terrestre, que es la única capa accesible para la explotación minera, está compuesta mayoritariamente por silicatos, los cuales se distribuyen principalmente en las capas más superficiales. En esta capa, se encuentran elementos con gran afinidad por el oxígeno, como el silicio (Si), aluminio (Al), titanio (Ti), así como los metales alcalinos y alcalinotérreos.

En la tabla 1 se puede apreciar la composición promedio de la corteza terrestre, según (Taylor & McLennan, 1985). En este análisis, se observa que las concentraciones de oro y los metales del grupo del platino fluctúan entre 0.001 y 0.01 ppm, mientras que los lantánidos presentan concentraciones que oscilan entre 0.1 y 1 ppm, según (Goldschmidt 1954).

Disposición promedio de los elementos presentes en la corteza terrestre.	
Rango	Elementos
Más del 10%	O (47 %), Si (28 %)
1-10%	Al (8 %), Fe (5 %), Ca (3 %), K (2 %)
0,1 – 1 %	C, H, Mn, P, Ti
0,01-0,1 %	Ba, Cl, Cr, F, Rb, S, Sr; V, Zr
10-100 ppm	Cu, Ce, Co, Ga, La, Li, Nb, Pb, Sn, Th, Zn, Y
0,1-1 ppm	Lantánidos: As, B, Br, Cs, Hf, Mo, Sb, Ta, U, W, Y, In, Tl
0,01-0,1 ppm	Ag, Pd, Se
0,001-0,01 ppm	Au, Ir, Os, Pt, Re, Rh, Ru

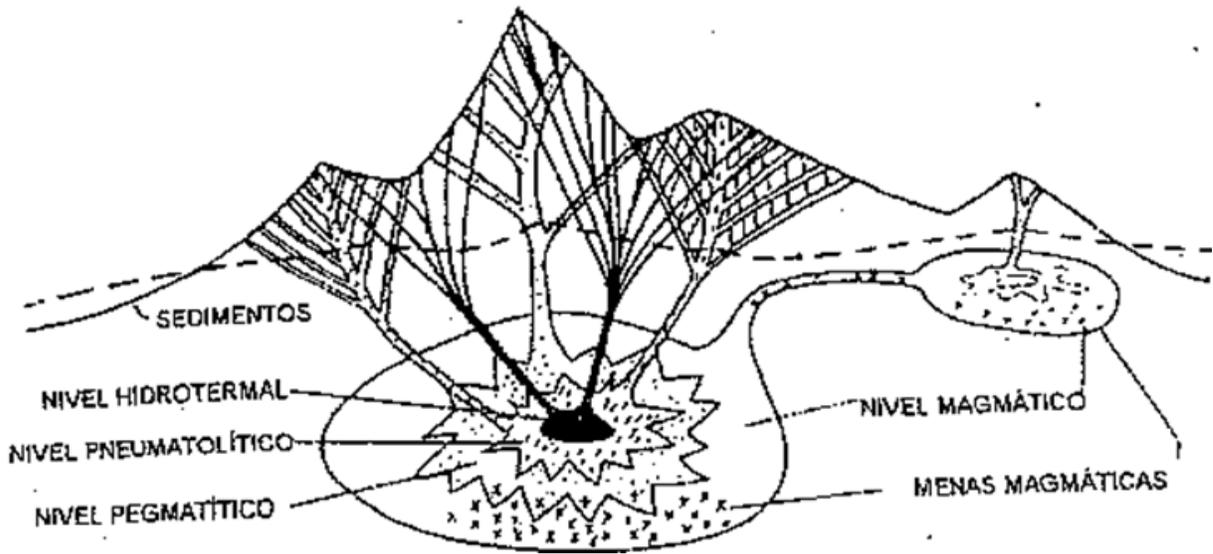
**Tabla 1.** Distribución de los elementos en la corteza terrestre.

### 1.1.3 Clasificación de Yacimientos Minerales

Basado en el origen de las menas metálicas, se pueden clasificar los yacimientos en dos tipos: primarios y secundarios. Los yacimientos primarios se originan a través de procesos de segregación magmática, los cuales ocurren durante el enfriamiento lento del magma a grandes profundidades dentro de la corteza terrestre (Smirnov, 1982). Es relevante señalar que los magmas son rocas fundidas compuestas mayormente por silicatos y óxidos, y que contienen agua, compuestos de cloro, azufre, carbono, flúor y boro, además de material volátil. Estos componentes se encuentran a presiones extremadamente altas, del orden de  $1 \times 10^6$  atmósferas, lo que favorece la disolución de los volátiles en el magma.

El origen de los magmas es multifacético. Pueden derivar de material fundido primario que nunca alcanzó el estado sólido y que tiene un origen profundo en el manto terrestre, o bien, resultar de la refusión de porciones de la corteza bajo condiciones de compresión adiabática. Además, pueden originarse por la contracción de las capas externas debido al enfriamiento progresivo del planeta o a través de procesos orogénicos. Aunque el

mecanismo exacto de los procesos magmáticos aún no ha sido completamente dilucidado; se reconocen cuatro fases fundamentales de enfriamiento (figura 1).



**Figura 1.** Esquema de un magma con las etapas fundamentales del proceso de segregación. (Modificado de (Ballester, 2000)).

### a) Fase magmática (>1000 °C)

Durante esta fase, la mayor parte de la sílice y los silicatos se solidifican. A medida que el magma residual se enfría, su punto de fusión disminuye, lo que provoca un incremento en la concentración de agua y compuestos volátiles. En este proceso, los minerales formadores de rocas, como el cuarzo, los feldespatos y los piroxenos, se segregan, dando lugar a la formación de granitos. Simultáneamente, los minerales de menas se separan por densidad, distinguiéndose de los sulfuros y óxidos.

- *Segregación en estado líquido:* En esta etapa, los sulfuros de hierro (como la pirrotita,  $Fe_{1-x}S$ ) y de níquel (como la pentlandita,  $(Ni, Fe)S$ ) se segregan, junto con cantidades menores de metales del grupo del platino, como la esperrilita ( $PtAs_2$ ).

- *Segregación en estado sólido:* En este caso, los minerales de hierro y aquellos con alto punto de fusión se separan en forma sólida, como la cromita ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ), la magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) y la ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ).

### **b) Fase pegmatítica (1000 – 700 °C)**

En este proceso, se produce la cristalización de sílice y silicatos a partir del líquido residual, lo que da lugar a la formación de cristales de gran tamaño, a menudo con inclusiones líquidas. Este fenómeno resulta en la creación de diques y filones. Durante esta fase, se desarrollan minerales característicos de rocas como el cuarzo y el feldespato ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ ), así como el apatito ( $\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$ ).

Además, se generan minerales que constituyen menas, tales como niobita-tantalita ( $(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3)_2(\text{Fe}, \text{Mn})$ ), zirconio ( $\text{ZrSiO}_4$ ), berilo ( $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ), uraninita ( $\text{UO}_2$ ), torianita ( $\text{ThO}_2$ ) y monacita ( $(\text{Ce}, \text{TR})\text{PO}_4$ ). Cabe señalar que, aunque las pegmatitas suelen ser relativamente pobres en términos generales, su interés ha aumentado debido a la creciente demanda de metales estratégicos, como los lantánidos, el litio (Li), el niobio (Nb), el tantalio (Ta), el zirconio (Zr), el berilo (Be), el uranio (U) y el torio (Th).

### **c) Fase pneumatolítica (700 – 400 °C)**

En esta etapa, se observa una elevada concentración de agua y materiales volátiles residuales, cuya presión de vapor excede la del sistema circundante. Bajo estas condiciones, la solución entra en ebullición, liberando metales en forma de haluros volátiles, junto con vapor de agua,  $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{CO}_2$ . Cabe destacar que, en este proceso, no se forman rocas debido a la naturaleza de los mecanismos involucrados.

Los vapores generados se infiltran a través de las fracturas de las rocas circundantes, lo que conduce a la formación de filones o impregnaciones pneumatolíticas. Este fenómeno de infiltración resulta en la deposición de sulfuros, siendo la pirita ( $\text{FeS}_2$ ) uno de los más comunes, formada a partir de la interacción de los vapores con los minerales circundantes.

Este tipo de procesos es característico de las fases finales de cristalización magmática, donde los materiales volátiles desempeñan un papel esencial en la segregación de los elementos metálicos.

#### **d) Fase hidrotermal (400 – 100 °C)**

Consecuencia de la etapa anterior, fue suprimido el material volátil, disminuyó la temperatura dando lugar a la estabilización de una solución residual acuosa. Debido a su alta movilidad, estas soluciones tienden a ocupar las grietas en las rocas, lo que conduce a la formación de filones hidrotermales. Así mismo, se infiltran a través de los poros rocosos, originando impregnaciones y facilitando reacciones de reemplazo, tales como:

- Reacciones de reemplazo mineral: Un mineral presente en la roca anfitriona es sustituido por otro debido a la acción de la solución hidrotermal. Este proceso puede implicar la sustitución de elementos químicos dentro de la estructura mineralógica original.
- Reacciones de precipitación: Los minerales disueltos en la solución acuosa se reprecipitan cuando las condiciones de temperatura y presión experimentan cambios, originando nuevos minerales en las fracturas o poros de la roca.

Estas reacciones de sustitución y formación mineral son características de los procesos hidrotermales, y pueden resultar en la concentración de menas metálicas en las rocas anfitrionas, tales como sulfuros, óxidos y otros minerales de interés económico.



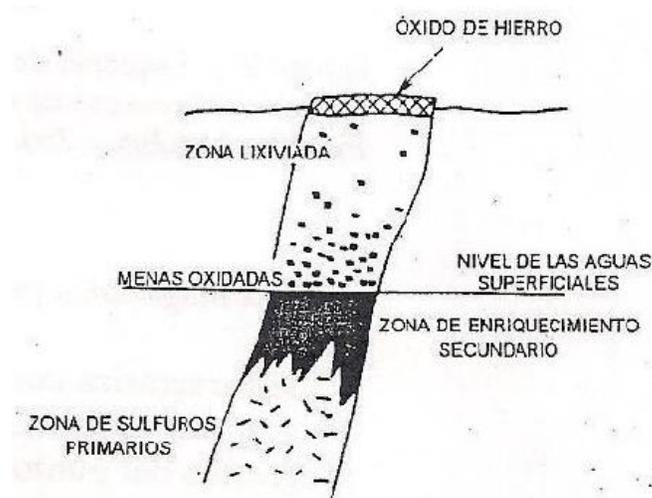
Durante esta fase, se producen carbonatos de calcio, magnesio, estroncio y bario, así como sulfatos de bario y estroncio. También se cristalizan sulfuros metálicos, tales como pirita, arsenopirita (FeAsS), esfalerita (ZnS), calcopirita (CuFeS<sub>2</sub>), galena (PbS), sulfuros de plata, así como arseniuros y antimoniuros de níquel y cobalto, además de la formación de oro en la fase de mayor temperatura (Ballester, 2000).

### 1.1.4 Yacimientos Secundarios

Cuando agentes atmosféricos y supergénicos interactúan con los yacimientos primarios, tienen el potencial de destruir depósitos valiosos, pero también pueden inducir la formación de yacimientos secundarios relevantes mediante procesos de concentración mecánica o química.

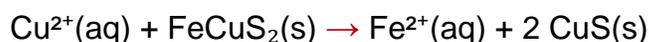
*Concentración mecánica:* Como resultado de la acción combinada de agentes físicos, como cursos de agua, viento y glaciares, junto con agentes químicos como las aguas carbónicas y los ácidos orgánicos del suelo, se produce la descomposición de la roca madre, lo que da lugar a la formación de gravas y arenas. Durante su transporte, se genera una concentración de minerales de alta densidad y baja susceptibilidad a la alteración química, tales como monacita, ilmenita, torianita, oro y platinoides.

*Concentración química (meteorización de yacimientos de sulfuros):* La percolación de aguas superficiales a través de yacimientos de sulfuros metálicos induce su oxidación, generando sulfatos. Este proceso de oxidación facilita la lixiviación (transporte) y la reposición (precipitación) de nuevos sulfuros en las zonas internas del yacimiento (figura 2).



**Figura 2.** Esquema de la formación de zonas de oxidación y cementación sobre un depósito filoniano de sulfuros. (Modificado de (Ballester, 2000)).

- a) Zona de oxidación:** La pirita ( $\text{FeS}_2$ ) genera soluciones de sulfato férrico que lixivian los sulfuros de cobre, zinc, níquel y cobalto. Estas soluciones de sulfato férrico se hidrolizan, formando goethita ( $\text{FeOOH}$ ), o bien se precipitan en compuestos tipo jarosita ( $(\text{K,Na})\text{Fe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ ) en presencia de cationes alcalinos. El plomo se fija como plumbojarosita ( $\text{Pb}_{0.5}\text{Fe}_3(\text{OH})_6(\text{SO}_4)_2$ ) o anglesita ( $\text{PbSO}_4$ ), y la plata se encuentra en forma de argentojarosita ( $\text{AgFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ) o clorargirita ( $\text{AgCl}$ ). Por su parte, el oro permanece inalterado. Es importante señalar que a la acumulación de minerales oxidados de hierro se le denomina gossan (Ballester, 2000).
- b) Zona de cementación:** Cuando las soluciones descendentes ricas en sulfatos de Cu y Ag alcanzan los sulfuros primarios a mayor profundidad, se producen reacciones de cementación del tipo:



En esta zona, se concentra la formación de minerales enriquecidos en cobre y plata, tales como covelita ( $\text{CuS}$ ), calcosina ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ), bornita ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ) y acántita ( $\text{Ag}_2\text{S}$ ).

### **1.1.5 Características de las Menas (Asociaciones Minerales en Metasomatitas Alcalinas de Elementos Raros)**

El concepto de 'metasomatita' se refiere a las paragénesis de minerales secundarios que se originan por la acción de fluidos metasomáticos sobre rocas previamente formadas. Este proceso implica un cambio sustancial en las condiciones fisicoquímicas y termodinámicas de los fluidos involucrados. Aunque el metasomatismo puede ocurrir en diversos contextos geológicos, es particularmente intenso y variable cuando se asocia con magmatismo alcalino. Esta intensidad se debe a las características propias de los magmas alcalinos, que están ricos en volátiles (F, Cl, S,  $\text{CO}_2$ ) y metales raros (Li, Cs, Be, Nb, Ta, Zr, Y, tierras raras, Sc, entre otros).

La dificultad para separar los volátiles de un fundido altamente alcalino provoca que los productos finales sean ricos en estos elementos y en metales raros, lo que da lugar a una fuerte manifestación de los procesos metasomáticos en las fases postmagmáticas. Las metasomatitas generadas en estos entornos suelen presentar concentraciones elevadas de elementos raros (Belolipetsky, 1997).

*Características geológicas principales:* Las metasomatitas se encuentran principalmente en cuerpos lenticulares, vetas o stocks, así como en las partes apicales irregulares de pequeñas intrusiones o en los límites entre estas intrusiones y los encajantes. En términos generales, su morfología está controlada por un sistema de fallas. Estas metasomatitas se localizan principalmente en granitos o rocas alcalinas, y con menor frecuencia en el interior de los encajantes. Su tamaño y extensión suelen ser irregulares, y los cuerpos metasomáticos tienden a agruparse en áreas más amplias. Las zonas de contacto entre las metasomatitas y los encajantes exhiben una distribución química gradualmente diferenciada. Los contactos nítidos sólo se observan en metasomatitas completamente desarrolladas, constituidas esencialmente por cuarzo y albita (Melgarejo, 1997).

*Metasomatitas asociadas a magmatismo ácido-alcalino:* En las metasomatitas de cuarzo con zircón y micas de litio, los cristales tabulares de albita predominan, acompañados de grandes segregaciones de cuarzo grueso, sin la presencia de minerales máficos. El zircón se encuentra en cristales bipiramidales bien formados, de colores rojos, marrones o rosados, con una clara zonificación. Las micas de litio aparecen en pequeñas vetas que atraviesan los otros minerales, y se observan variaciones que van desde biotita lítica hasta zinnwaldita, lepidolita y polilitionita. La columbita se presenta generalmente como cristales pequeños dispersos en la roca, frecuentemente reemplazando cristales de pirocloro más antiguos. En algunas regiones de Rusia, como la península de Kola en Siberia, se han encontrado metasomatitas con alto contenido de holmquistita y biotita césica, localizadas en zonas de falla profundas dentro de campos pegmatíticos de metales raros, sin conexión clara con macizos graníticos. Otros minerales ricos en elementos raros son poco comunes.

El origen de las menas se define por su composición química y sus características físicas. Las propiedades químicas dependen de las combinaciones presentes en los minerales y las rocas circundantes (Melgarejo, 1997). Las características físicas, por su parte, están relacionadas con la morfología del yacimiento, que puede adoptar formas masivas, en filón, capa o impregnación, así como con su tamaño y la distribución de los minerales presentes.

Las propiedades químicas son cruciales para determinar la técnica de explotación de las menas. A lo largo de la historia, se han propuesto diversas clasificaciones para los depósitos minerales. Por ejemplo, (Smirnov, 1982) clasificó los depósitos minerales según su contexto tectónico-formacional, basándose en su origen y en el tipo de depósito formado durante su evolución geológica. De manera similar, (Melgarejo, 1997) identificó las principales asociaciones minerales en sedimentos exhalativos y sus derivados metamórficos.

## **1.2 TIERRAS RARAS**

Los elementos de tierras raras, conocidos como REE (por sus siglas en inglés, Rare Earth Elements), comprenden un conjunto de 17 elementos metálicos que se encuentran en la tabla periódica. Este grupo incluye los 15 elementos de los lantánidos, así como el itrio y el escandio. A pesar de compartir propiedades químicas y físicas similares, lo que favorece su presencia conjunta en depósitos geológicos, la distribución y concentración de estos elementos varían entre los yacimientos. La denominación de 'raros' hace referencia a su baja abundancia en concentraciones suficientemente altas como para ser explotados económicamente.

Las tierras raras se clasifican comúnmente en dos categorías: 1) tierras raras ligeras (LREE) y 2) tierras raras pesadas (HREE), cada una con diferentes niveles de demanda y aplicaciones. Los depósitos de minerales de tierras raras suelen estar predominantemente enriquecidos en LREE o HREE, pero es infrecuente que contengan cantidades sustanciales de ambos tipos. Estos elementos son cruciales para algunos de los mercados

de más rápido crecimiento a nivel mundial, tales como la energía limpia y la tecnología avanzada. Los 16 elementos que conforman las tierras raras (tabla 2) incluyen: Escandio (Sc), Itrio (Y), Lantano (La), Cerio (Ce), Praseodimio (Pr), Neodimio (Nd), Samario (Sm), Europio (Eu), Gadolinio (Gd), Terbio (Tb), Disproso (Dy), Holmio (Ho), Erblio (Er), Tulio (Tm), Iterbio (Yb) y Lutecio (Lu).

<b>Elementos presentes en las tierras raras</b>	
<b><i>Tierras raras ligeras (LREE)</i></b>	<b><i>Tierras raras pesadas (HREE)</i></b>
Lantano ( <b>La</b> )	Zircón ( <b>Zr</b> )
Cerio ( <b>Ce</b> )	Itrio ( <b>Y</b> )
Praseodimio ( <b>Pr</b> )	Europio ( <b>Eu</b> )
Neodimio ( <b>Nd</b> )	Gadolinio ( <b>Gd</b> )
Samario ( <b>Sm</b> )	Terbio ( <b>Tb</b> )
	Disproso ( <b>Dy</b> )
	Holmio ( <b>Ho</b> )
	Erblio ( <b>Er</b> )
	Tulio ( <b>Tm</b> )
	Iterbio ( <b>Yb</b> )
	Lutecio ( <b>Lu</b> )

**Tabla 2.** Clasificación de los 16 elementos de tierras raras (LREE y HREE).

A pesar de su nombre, los elementos de tierras raras no son tan 'raros' como podría sugerirlo. Aunque el tulio (Tm) y el lutecio (Lu) son los menos abundantes, cada uno tiene una concentración en la corteza terrestre aproximadamente 200 veces mayor que la del oro. Sin embargo, la explotación de estos metales resulta complicada debido a que se encuentran en concentraciones insuficientemente altas para una extracción económica (Volker, 2013).

Los elementos más abundantes dentro de las tierras raras son el cerio (Ce), el itrio (Y), el lantano (La) y el neodimio (Nd), cuya presencia en la corteza terrestre es comparable a la de metales industriales comúnmente utilizados, como el cromo, níquel, zinc, molibdeno, estaño, tungsteno y plomo. No obstante, al igual que otros elementos, rara vez se hallan en concentraciones suficientes para ser extraídos de forma rentable.

A pesar de ser relativamente abundantes en la corteza terrestre, las concentraciones explotables de tierras raras son más escasas que las de muchos otros minerales. Estos elementos desempeñan un papel clave en la producción de campos magnéticos potentes, lo que ha posibilitado avances significativos en la tecnología médica y el cuidado de la salud, como en la resonancia magnética (MRI, por sus siglas en inglés), que facilita a los médicos el diagnóstico de enfermedades difíciles de identificar. Así mismo, las tierras raras se emplean en equipos médicos avanzados, tales como los robots quirúrgicos.

## TABLA PERIÓDICA DE LOS ELEMENTOS

Número atómico		5		10.811		Masa atómica																																																																	
1	1.0079	H	Hidrógeno																		2	4.0026	He	Helio																																															
3	6.941	Li	Litio	4	9.0122	Be	Berilio			5	10.811	B	Boro	6	12.011	C	Carbono	7	14.007	N	Nitrógeno	8	15.999	O	Oxígeno	9	18.998	F	Flúor	10	20.180	Ne	Neón																																						
11	22.990	Na	Sodio	12	24.305	Mg	Magnesio			13	26.982	Al	Aluminio	14	28.086	Si	Silicio	15	30.974	P	Fósforo	16	32.065	S	Azufre	17	35.543	Cl	Cloro	18	39.948	Ar	Argón																																						
19	39.098	K	Potasio	20	40.078	Ca	Calcio	21	44.956	Sc	Escandio	22	47.867	Ti	Titanio	23	50.942	V	Vanadio	24	51.996	Cr	Cromo	25	54.938	Mn	Manganeso	26	55.845	Fe	Hierro	27	58.933	Co	Cobalto	28	58.693	Ni	Níquel	29	63.546	Cu	Cobre	30	65.38	Zn	Zinc	31	69.723	Ga	Galio	32	72.64	Ge	Germanio	33	74.922	As	Arsénico	34	78.96	Se	Selenio	35	79.904	Br	Bromo	36	83.798	Kr	Kriptón
37	85.468	Rb	Rubidio	38	87.62	Sr	Estroncio	39	88.906	Y	Ytrio	40	91.224	Zr	Circonio	41	92.906	Nb	Niobio	42	95.96	Mo	Molibdeno	43	(98)	Tc	Tecnecio	44	101.07	Ru	Rutenio	45	102.91	Rh	Rodio	46	101.07	Pd	Paladio	47	107.87	Ag	Plata	48	112.41	Cd	Cadmio	49	114.82	In	Indio	50	118.71	Sn	Estaño	51	121.76	Sb	Antimonio	52	127.60	Te	Teluro	53	126.90	I	Yodo	54	131.29	Xe	Xenón
55	132.91	Cs	Cesio	56	137.33	Ba	Bario	57-71	La-Lu	Lantánidos	72	178.49	Hf	Hafnio	73	180.95	Ta	Tantalio	74	183.84	W	Wolframio	75	186.21	Re	Renio	76	190.23	Os	Osmio	77	192.22	Ir	Iridio	78	195.08	Pt	Platino	79	196.97	Au	Oro	80	200.59	Hg	Mercurio	81	204.38	Tl	Talio	82	207.20	Pb	Plomo	83	208.98	Bi	Bismuto	84	(209)	Po	Polonio	85	(210)	At	Astato	86	(222)	Rn	Radón	
87	(223)	Fr	Francio	88	(226)	Ra	Radio	89-103	Ac-Lr	Actínidos	104	(267)	Rf	Rutherfordio	105	(268)	Db	Dubnio	106	(271)	Sg	Saigobergio	107	(272)	Bh	Bohrio	108	(277)	Hs	Hasio	109	(276)	Mt	Meitnerio	110	(281)	Ds	Darmstadtio	111	(280)	Rg	Roentgenio	112	(285)	Cn	Copernicio	113	(284)	Nh	Nihonio	114	(289)	Fl	Flerovio	115	(288)	Mc	Moscovio	116	(292)	Lv	Livermorio	117	(294)	Ts	Teneso	118	(294)	Og	Oganesson	
57	138.91	La	Lantano	58	140.12	Ce	Cerio	59	140.91	Pr	Praseodimio	60	144.24	Nd	Neodimio	61	(145)	Pm	Prometio	62	150.36	Sm	Samario	63	151.96	Eu	Europio	64	157.25	Gd	Gadolinio	65	158.93	Tb	Terbio	66	162.50	Dy	Disprosio	67	164.93	Ho	Holmio	68	167.26	Er	Erbio	69	168.93	Tm	Tulio	70	173.05	Yb	Yterbio	71	174.97	Lu	Lutecio												
89	(227)	Ac	Actinio	90	232.04	Th	Torio	91	231.04	Pa	Protactinio	92	238.03	U	Uranio	93	(237)	Np	Neptunio	94	(244)	Pu	Plutonio	95	(243)	Am	Americio	96	(247)	Cm	Curio	97	(247)	Bk	Berkelio	98	(251)	Cf	Californio	99	(252)	Es	Einsteinio	100	(257)	Fm	Fermio	101	(258)	Md	Mendelevio	102	(259)	No	Nobelio	103	(262)	Lr	Lawrencio												

**a** metales alcalinos      **f** metaloides  
**b** alcalinotérreos      **g** no metales  
**c** otros metales      **h** halógenos  
**d** metales de transición      **i** gases nobles  
**e** lantánidos      **j** actínidos

**5**      **10.811**      **B**  
 Número atómico      Masa atómica      Símbolo  
 Boro      Nombre del elemento  
**f**      Grupo

**Tierras raras ligeras (LREE)**

**Tierras raras pesadas (HREE)**

Figura 3. Elementos de tierras raras en la tabla periódica.

### **1.2.1 Propiedades Físicas y Químicas**

En la tabla periódica (figura 3), los elementos de tierras raras (REE) son metales de transición que pertenecen al tercer subgrupo, también conocido como el grupo del escandio. Este grupo incluye el escandio, el itrio, los lantánidos y los actínidos radioactivos. En particular, los lantánidos presentan configuraciones electrónicas características a nivel atómico. Los núcleos atómicos están rodeados por electrones en diferentes orbitales, y con el incremento del número atómico, se incorporan protones, neutrones y electrones. De manera general, los electrones se disponen en los orbitales exteriores; sin embargo, en los lantánidos, la capa exterior no se llena completamente, y un orbital más interno, el 4f, es el que recibe al nuevo electrón. Por esta razón, todos los lantánidos presentan propiedades externas similares, y como los orbitales internos no afectan tanto la química, esto explica la semejanza química entre los elementos de tierras raras (Volker, 2013).

Desde el punto de vista físico, los elementos de tierras raras exhiben un comportamiento diferente al químico. Una de las características más destacadas de los lantánidos es su estado de oxidación +3, aunque algunos de estos elementos también pueden presentar otros estados de oxidación. Los estados de oxidación más estables se alcanzan cuando los orbitales están vacíos, parcialmente llenos o completamente ocupados, como es el caso de  $\text{La}^{3+}$  ( $f^0$ ),  $\text{Gd}^{3+}$  ( $f^7$ ) y  $\text{Lu}^{3+}$  ( $f^{14}$ ). Otros elementos con configuraciones electrónicas estables incluyen  $\text{Eu}^{2+}$  ( $f^7$ ), que actúa como un buen agente reductor,  $\text{Yb}^{2+}$  ( $f^{14}$ ),  $\text{Ce}^{4+}$  ( $f^0$ ), que es un buen agente oxidante, y  $\text{Tb}^{4+}$  ( $f^7$ ). Un fenómeno distintivo en la configuración electrónica es la "contracción lantánida", un efecto que provoca que, a medida que aumenta el número atómico, hace que los radios iónicos se reduzcan. Esto hace que los radios iónicos de la mayoría de los elementos de tierras raras trivalentes sean comparables a los de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Th}^{4+}$  y  $\text{U}^{4+}$ . El  $\text{Eu}^{2+}$ , que es ligeramente más grande, tiene un radio iónico similar al de  $\text{Sr}^{2+}$ . Esta similitud es fundamental para comprender los procesos petrogenéticos, ya que las tierras raras pueden sustituir a elementos con radios iónicos semejantes, lo que permite encontrar tierras raras en rocas que contienen Ca, Th, U y Sr (Volker, 2013).

Las propiedades físicas de las tierras raras son diversas y presentan comportamientos que las hacen útiles en distintas aplicaciones. En el ámbito del magnetismo, algunos elementos como el Gd, Dy, Er, Nd y Sm presentan características magnéticas complejas que se aprovechan en la fabricación de imanes. Además, algunas tierras raras poseen estados de energía definidos, lo que las hace idóneas para aplicaciones en iluminación y láser.

### **1.2.2 Usos y Aplicaciones de las Tierras Raras**

La creciente demanda de productos que requieren metales de tierras raras ha impulsado su uso en una variedad de dispositivos que las personas emplean en su vida diaria, como memorias de ordenadores, DVD, baterías recargables, teléfonos móviles, convertidores catalíticos, imanes y lámparas fluorescentes (Volker, 2013).

En las últimas dos décadas, el auge de los dispositivos electrónicos ha sido notable. Mientras que hace veinte años los teléfonos móviles tenían una penetración limitada, hoy en día existen más de 7 mil millones de estos dispositivos en uso. Un fenómeno similar ha ocurrido con los ordenadores, cuya incorporación de tierras raras ha crecido casi al mismo ritmo que el de los teléfonos móviles.

Por otra parte, las baterías recargables, que son fundamentales para el funcionamiento de muchos de estos dispositivos, contienen compuestos de tierras raras. Este aumento en la demanda de baterías se ve impulsado por el uso extendido de dispositivos portátiles como teléfonos móviles, lectores electrónicos, computadoras portátiles y cámaras. Además, los compuestos de tierras raras son esenciales en las baterías de vehículos eléctricos e híbridos. Dada la creciente preocupación por la independencia energética y el cambio climático, se espera que la demanda de estos compuestos aumente aún más a medida que continúe el crecimiento de las ventas de vehículos eléctricos e híbridos.

Además de las baterías, las tierras raras se emplean en una variedad de aplicaciones, como catalizadores, fósforos y compuestos de pulido. Estos desempeñan un papel

esencial en la reducción de la contaminación del aire, el desarrollo de pantallas iluminadas para dispositivos electrónicos y el pulido de vidrio de alta calidad óptica. La demanda de estos productos también se proyecta en aumento. A pesar de que algunos sustitutos podrían reemplazar a los elementos de tierras raras en sus aplicaciones más importantes, estos sustitutos suelen ser menos eficaces y más costosos.

Durante varias décadas, el óxido de cerio fue un pulimento ampliamente utilizado en las artes lapidarias debido a su bajo costo y efectividad. Sin embargo, el aumento en los precios recientes ha hecho que su uso disminuya, siendo sustituido por otros tipos de esmaltes como el óxido de aluminio y el óxido de titanio (Xuexiang, 2007).

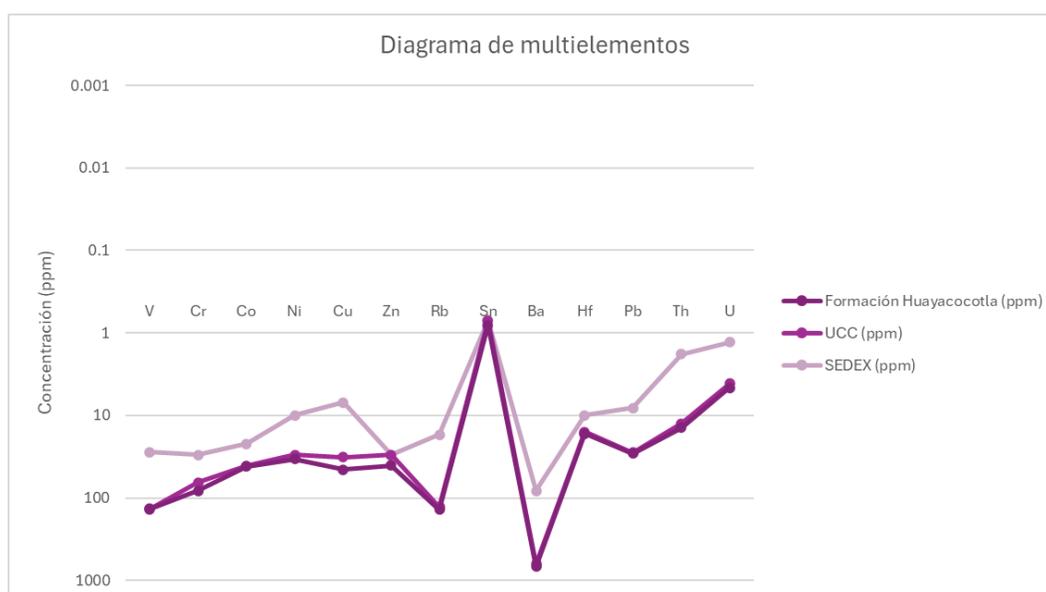
### 1.2.3 Las Tierras Raras en Hidalgo

Un estudio realizado a finales de la década de 1990 en Molango, dirigido por investigadores de la Universidad de California y la UNAM, tenían como objetivo principal datar el gneis Huiznopala y determinar su origen. Durante los análisis geoquímicos de diversas muestras recolectadas cerca del gneis (tabla 3), se obtuvieron resultados sorprendentes, entre los cuales se destacó la presencia de tierras raras. Aunque los valores detectados no fueron particularmente altos, este hallazgo proporcionó valiosa información sobre los metales base presentes en la región de Molango (figura 4).

<b>Elementos traza en zonas cercanas al gneis Huiznopala.</b>			
<b>Elementos</b>	<b>SEDEX (ppm)</b>	<b>UCC (ppm)</b>	<b>Formación Huayacocotla (ppm)</b>
V	28	107	1.02
Cr	30	35	16.68
Co	22	19	0.5
Ni	10	20	3.87
Cu	7	25	13.56
Zn	30	0.01	10.57

Rb	17	112	9.71
Sn	0.7	0.01	0.1
Ba	82	550	50.91
Hf	10	5.8	0.83
Pb	8.1	20	0.79
Th	1.8	10.7	1.63
U	1.3	2.8	0.51

**Tabla 3.** Elementos traza del gneis Huiznopala.



**Figura 4.** Diagrama de multielementos, utilizado para comparar el valor de UCC (Taylor & McLennan, 1985) con una muestra de la zona mineralizada (Cerecedo Sáenz, Rodríguez Lugo, Hernández Ávila, & Mendoza Anaya, 2018). Además, una muestra de lutita de la Formación Huayacocotla (Cerecedo, Salinas, & Hernández, 2023).

Existen diversos estudios en el área de investigación que abordan la geología desde distintas perspectivas. En cuanto a la tectónica, se destacan los trabajos de Maynard y Klein, quienes analizaron la subsidencia diferencial en la región de Molango, vinculando este fenómeno tectónico con el emplazamiento de los depósitos en el distrito manganesífero de Molango (Maynard & Klein, 1995). En el ámbito de la geología

económica, sobresale la investigación de Okita, quien realizó una detallada descripción de los yacimientos de manganeso en el distrito manganesífero de Molango, clasificándolos como depósitos de tipo SEDEX.

Por otro lado, en la región más oriental, se llevaron a cabo trabajos de prospección por parte de (Cerecedo Sáenz, Rodríguez Lugo, Hernández Ávila, & Mendoza Anaya, 2018), quienes documentaron la relación de los yacimientos SEDEX de manganeso en la región de Chichapala, Veracruz. Además, otros estudios relacionados con la prospección de yacimientos minerales fueron realizados por Cerecedo Sáenz, centrados en los lechos rojos de Cu-Ag, así como los trabajos de (Cantú Chapa, 1969). Los estudios más recientes se enfocan en la prospección orientada hacia metales base en el área de Molango, donde se realizó una caracterización preliminar del área por (Cerecedo Sáenz, Rodríguez Lugo, Hernández Ávila, & Mendoza Anaya, 2018).

---

# **CAPÍTULO II**

---

## *MARCO TEÓRICO*

## CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO

### 2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

Para llevar a cabo este estudio, se empleó una metodología que se alineó con el método de prospección indirecta, frecuentemente mencionado en trabajos previos de (Cerecedo Sáenz, Rodríguez Lugo, Hernández Ávila, & Mendoza Anaya, 2018). El trabajo de campo se llevó a cabo para localizar la base de la etapa transgresiva, que se identificó anteriormente como una secuencia siliciclástica marina del Jurásico Inferior. Además, con el objetivo de este estudio se situó su contraparte, la etapa regresiva, representada por una fase continental de edad Terciaria, conocida como Formación Atotonilco el Grande. Así, se estableció una relación entre los datos recogidos con otros afloramientos como el hallado en Mongolia de mineralización de Nb-Ta, y los de Bayan Obo que tienen una correlación con la litología bimodal de la Formación Atotonilco el Grande.

#### 2.1.1 Gneis Huiznopala

Según (Carrillo Bravo, 1965), situado en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla, su localidad tipo se encuentra en los valles del río Claro, arroyo Agua de Sal y arroyo Acatepec, ubicados cerca del pueblo Huiznopala, se describe como gneises bandeados de facies granulita, mientras que (Ochoa Camarillo, 1996) lo define una exposición como un ortogneis y un paragneis. Lawlor consigna la presencia de metanortositas y gneises gabroicos al NW de la comunidad Chipoco.

El gneis Huiznopala se correlaciona con el gneis Novillo, de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas, y ambos se consideran parte del basamento del bloque Oaxaquia.

Dentro de la región, el gneis Huiznopala aflora en cinco localidades: *Comunidad Huiznopala*: situada en el río Claro, se estableció como una localidad tipo. En el campo se observa una exposición de gneis bandeado totalmente modificado, con un alto contenido en micas. Este gneis es cortado por intrusivos cuarzosos que han mineralizado en forma de skarn; *Comunidad de Otongo*: en el río Pilapa está la parte charnokítica que consta de gneis bandeados con partes silicificadas, entre las comunidades de Chipoco e Ixtlapala.

Se ubica al NE de las localidades anteriores, en el arroyo Chipoco, consta de anortositas y gabros leucocráticos con bandas de piroxenos y granate en menor cantidad; en algunas partes es cortado por intrusiones básicas, además de tener partes migmatizadas. *Tlanchinol*: Al sur de esta localidad, se ubica el afloramiento de la comunidad de San Cristóbal; *Ajacayac*: fue visto como gneis granítico con granate en algunas bandas de minerales melanocráticos, es donde mejor fue observado el bandeado y es una de las zonas más difíciles de acceder; *Comunidad de Chapula*: estudiada por (Rosales Lagarde, 2002) sobre el río Tlacolula.

### **2.1.2 Formación Otlamalacatla**

(Ochoa Camarillo, 1996) planteó una alternativa para las rocas cuyo origen se encuentra en el rancho Otlamalacatla y Tuzancoa. Estas rocas se forman mayormente por modificaciones de areniscas y lutitas. Se ha establecido la edad de esta formación basándose en el reconocimiento de braquiópodos y trilobites señalados en rocas del Pérmico Inferior (Wolfcampiano-Leonardiano).

### **2.1.3 Formación Tuzancoa**

(Ochoa Camarillo, 1996) y (Rosales Lagarde, 2002) establecieron su denominación basándose en su tipo de localidad, que está próxima a la comunidad de Tuzancoa en el noreste de Hidalgo.

La formación se compone mayoritariamente de interestratificaciones submarinas de flujos de lava andesítico-basáltica, con turbiditas siliciclásticas, turbiditas volcanoclásticas, corrientes y escombros calcáreos y lentes conglomerados. Esta unidad alberga numerosos fósiles del Pérmico, otorgándole una edad Wolfcampiana-Leonardiana y un entorno vinculado con la subducción. (Carrillo Bravo, 1965) la reconoce como Formación Guacamaya; no obstante, la litología no coincide con la de esa formación. Su edad se ajusta al Pérmico Inferior y al Wolfcampiano-Leonardiano.

## 2.1.4 Formación Huayacocotla

Definida por (Imlay, Edmundo, Álvarez, & Teodoro, 1980), establecieron su localidad tipo a lo largo del río Vinasco, al sur de Huayacocotla, Veracruz. Como una secuencia de lutitas con intercalaciones de arenisca, conglomerado y pocos lentes de caliza. (Erben, 1956) divide la formación en nueve unidades de acuerdo a su contenido faunístico y litológico:

a) Unidad con *Coroniceras Pseudolyra*; b) Unidad con *Arnioceras geometricoides*; c) Unidad con *Oxynoticeras*; d) Unidad con conchas; e) Unidad con *Pleurechioceras subdeciduum*; f) Unidad con *Pleurechioceras*; g) Unidad con *Echioceras burckhardtii*; h) Unidad con *Microderoceras bispinatum altespinatum*; i) Lutitas con plantas.

La Formación Huayacocotla se encuentra siempre discordante; está suprayaciendo al gneis Huiznopala en la mayoría de sus afloramientos, a excepción de los de San Cristóbal y Tuzancoa. Se presenta su miembro basal en las exposiciones del paragneis y del gneis gabro-anortosítico, mientras que, relacionado al cuerpo charnokítico, se presenta el miembro superior con fósiles de plantas continentales. Suprayaciendo a esta unidad, generalmente se presentan las unidades calcáreas del Jurásico Medio, en contacto discordante con la Formación Tamaulipas indiferenciada, por medio de la falla Tlatzintla; también infrayace a los basaltos de la Formación Tlanchinol sobre gran parte de la Carretera Federal 105, desde Ixtlahuaco hasta Tlanchinol. Su edad corresponde al Jurásico Inferior del Sinemuriano-Pliensbaquiano.

Bio y litofacialmente, representa la transición de la Formación Totolapa, exclusivamente lutítica y que contiene casi exclusivamente cefalópodos, a la Formación Divisadero, en la cual predominan rocas clásticas, de grano algo más grueso, y que está caracterizada por pelecípodos en su fauna. Dicha transición se muestra por la presencia de elementos arenáceos y por el aumento del tamaño del grano en las rocas de la Formación Huayacocotla. En cuanto a litofacies, es muy típica la presencia de "lutitas bandeadas" y de "areniscas o limolitas bandeadas", es decir, de rocas sedimentarias que muestran una microestratificación en estratos delgados de diferente color, siendo en general los

microestratos oscuros más arcillosos y los claros más arenáceos. Las diferencias principales que distinguen la Formación Huayacocotla de las Formaciones Totolapa y Divisadero ya se mencionaron. De la formación igual marina, caracahui, la Formación Huayacocotla se diferencia, biofacialmente, por su contenido predominante de cefalópodos y litofacialmente, por su escasez en calizas, que se encuentran muy raras veces. Las Formaciones continentales Rosario y Barranca Superior se distinguen de la Formación Huayacocotla por su contenido de plantas fósiles terrestres y la falta completa de organismos fósiles marinos, respectivamente.

Respecto a la litofacie de estas dos formaciones, se demuestra que ambas poseen un número significativamente inferior de lutitas puras y areniscas que la Formación Huayacocotla. Se calcula que la Formación Huayacocotla tiene un espesor total de 400 metros. No se conoce su contacto inferior. En su contacto superior con una leve discordancia angular, la Formación Huizachal reposa sobre ella (Imlay, Edmundo, Álvarez, & Teodoro, 1980).

### **2.1.5 Formación Cahuwasas**

(Carrillo Bravo, 1965) estableció que su tipo de localidad se encuentra en el valle del río Amajac, en la ranchería Cahuwasas. Se compone de una secuencia de arenisca, conglomerado y limonita de color rojo que se encuentra en la zona central de la Sierra Madre Oriental y en el sector S de la región petrolera de Pánuco-Ébano. Está formada por una fuerte secuencia de capas rojas que alcanzan los 2000 metros de espesor, y se infiere una edad Jurásico Medio, Caloviano. (Suter, 1990) señala una actividad volcánica que coincide con la erupción de esta estructura.

Los estudios geoquímicos y petrofísicos de tres muestras se identifica una composición que oscila entre félsica e intermedia, siendo la formación la que se ubica con discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla. En la región de Molango, el espesor de la formación fluctúa entre 0 y 300 metros. En la localidad situada al oeste de la región de Molango, la Formación Cahuwasas surge de manera abrupta, presentando, según los datos

proporcionados por (Suter, 1990) , espesores de hasta 600 metros. Se le otorga una edad Jurásico Medio en función de su ubicación estratigráfica. Las erupciones típicas de la localidad se manifiestan en cabalgadura en los flancos norte y sur del cuerpo de carácter gabro-anortosítico.

### **2.1.6 Formación Tepexic**

La localidad tipo, según (Erben, 1956), se estableció en el sifón de la presa del río Necaxa, situada bajo la planta Tepexic, en la región norte del estado de Puebla. Como una serie de caliza de tonalidad gris a gris oscuro, caliza de misma tonalidad de grano grueso y con numerosos granos de cuarzo, además de calcarenita de tonalidad gris a gris oscuro.

Esta formación, reconocida por (Rosales Lagarde, 2002) como de edad Calloviana, se compone principalmente de caliza arenosa, marga y limolita, destacando por su gran cantidad de fósiles, sobre todo del género *Gryphaea*. Los rasgos litológicos señalan un entorno de depósito continental con una fuente de abastecimiento principalmente compuesta por rocas ígneas, con periodos de actividad volcánica, erosión y transporte actuales, como un reflejo de la inestabilidad tectónica. La Formación Tepexic está estrechamente relacionada con la Formación Cahuascal y, también, con la Formación Huayacocotla, mientras que el contacto superior está en sintonía con las Formaciones Santiago, Tamán y Chipoco del Jurásico Superior.

### **2.1.7 Formación Santiago**

Formalmente establecida por (Cantú Chapa, 1969), su localidad tipo es Arroyo Santiago, que termina en el río Moctezuma, en la localidad de Tamán, San Luis Potosí. Esta formación se compone de lutita de tonalidad gris oscura con intercalaciones de caliza arcillosa de hasta 40 cm de espesor, que se exponen a la intemperie hasta llegar a café pardo o rojizo, y muestran un clivaje diagonal a los estratos. En la que la Formación Chipoco, formada por un paquete de limolita calcárea negra en estratos de 10 a 30 cm, se encuentra en contacto inferior. Está revestido de estratos de caliza negra.

La superficie superior de la formación muestra una gran cantidad de concentraciones calcáreas negras, donde a menudo se encuentran amonites bien preservados de la especie *reinecita*. También muestra algunos estratos de calza arcillosa de color negro en forma aislada de 5 a 15 cm, y se ha detectado pirita dispersa. La Formación Santiago se sustenta de manera concordante y transicional en la Formación Tepexic, y se sustenta de manera concordante en la Formación Chipoco.

Con base en el estudio de amonites, su edad se determinó como Caloviano-Oxfordiano. Anteriormente, (Heim, 1926) la consideró como un miembro arcilloso de la Formación Tamán.

### **2.1.8 Formación Chipoco**

Según (Hermoso de la Torre & Martínez Pérez, 1972), su tipo de localidad se sitúa al oeste del rancho Chipoco, Hidalgo, cerca del Tajo Tetzintla de la Compañía Minera Autlán. Este grupo de rocas sedimentarias se agrupa en una alternancia de caliza de textura grainstone y lutita calcárea de color gris oscuro.

(Ochoa Camarillo, 1996) estableció que se han descrito cuatro unidades litológicas:

- a) *Unidad manganesífera*: Se compone de caliza arcillosa manganesífera negra, en estratos de 10 a 20 cm, con algunas intercalaciones de lutitas calcáreas negras.
- b) *Unidad arenosa*: Se compone de estratos de 20 a 60 cm de arenisca calcárea gris oscura, con algunos horizontes de cuarzo blanco pálido.
- c) *Unidad limolítica*: Se distingue por la mayor prevalencia de limolita y lutitas calcáreas de color gris oscuro, con algunas intercalaciones de caliza arcillosa negra de un espesor de 20 a 40 cm.
- d) *Unidad rítmica*: Se compone de una secuencia de caliza negra recristalizada con estratos de 10 a 40 cm; usualmente coincide y se correlaciona con la Formación Santiago, y la edad se ha establecido en base a ello.

### **2.1.9 Formación Pimienta**

La localidad tipo fue definida por (Heim, 1926) y se localiza a 1 km al norte del pueblo de Pimienta, junto al río Moctezuma. Según (Suter, 1990), la litología en esta zona consiste en caliza micrítica de color negro, con estratificación fina y nodos de pedernal negro, además de caliza arcillosa que contiene concentraciones esféricas de caliza y lutita, en su mayoría bentónicas, de tonalidades rojizas y verdosas. Esta formación se distingue de la Formación Chipoco por la presencia de pedernal y los pliegues de tipo chevron observados en la Formación Pimienta, ya que la Formación Chipoco carece de pedernal y no presenta pliegues internos. La zona de transición entre ambas formaciones no excede los 20 m de espesor.

La litología observada durante la extracción de muestras coincide con lo previamente descrito, ya que aflora caliza con estratificación fina de color negro, intercalada con pedernal en capas de 30 a 50 cm, y con intercalaciones rítmicas de lutita negra, en capas que oscilan entre 1 y 5 cm. Los pliegues de tipo chevrón son frecuentes en la zona. El espesor total de esta formación es notable, alcanzando entre 200 y 250 m. La Formación Pimienta se encuentra descansando de manera concordante y transicional sobre la Formación Chipoco. El ambiente de depósito de la Formación Pimienta es de carácter transgresivo, variando desde una plataforma externa hasta una cuenca de muy baja energía, y se data dentro del rango Tithoniano-Berriasiano.

Por otro lado, la Formación Pimienta constituye una porción significativa del Cretácico Inferior, lo cual se deduce por su contacto superior transicional con la caliza Tamaulipas, que pertenece al Albiano-Cenomaniano.

### **2.1.10 Formación Tlanchinol**

Establecida por (Robin & Bobier, 1975), describieron los derrames volcánicos que afloran en la región del pueblo de Tlanchinol como una secuencia de derrames basálticos que descansan subhorizontalmente sobre sedimentos marinos plegados y erosionados.

Las rocas de la Formación Tlanchinol están ubicadas en la provincia magmática alcalina del este de México, sugiriendo una subdivisión de la provincia magmática alcalina que abarca a la Formación Tlanchinol en la subprovincia del límite del altiplano, conocida como basaltos y riolitas. Esta subprovincia se distingue por derrames intercalados basálticos, con secuencias félsicas y otros piroclásticos.

Se demostró en la región de Molango que la Formación Tlanchinol, está compuesta por una serie de derrames basálticos que se alternaban con horizontes piroclásticos, la cual descansa sobre rocas precámbricas y en sedimentos marinos de origen Jurásico y Cretácico, presentando una notable discordancia angular y erosional. El máximo espesor se sitúa entre las localidades de Tlanchinol y Quetzalongo, con una altura de 750 metros.

## **2.2 GEOLOGÍA LOCAL**

*Formación Atotonilco el Grande* : (Geyne, Jr., C., Black, & Wilson, 1963) definieron la localidad tipo, la cual aflora en las cercanías del poblado homónimo en el estado de Hidalgo. Esta área está compuesta principalmente por fangolitas y conglomerados, junto con basaltos intercalados con tobas dacíticas y riolíticas, conformando una secuencia bimodal. (Robin & Bobier, 1975) cartografiaron estos depósitos como ignimbritas en la región de Zacualtipán.

En la zona de estudio, la litología observada incluye basaltos intercalados con derrames piroclásticos, tales como brechas o tobas, cuya composición varía de dacítica a riolítica. Estas formaciones yacen sobre rocas Pre-Terciarias en una discordancia erosional y angular, descansando sobre la Formación Tlanchinol, que es predominantemente ígnea y de composición más básica, con un espesor superior a los 400 m.

Por otro lado, en muestras obtenidas de la zona de estudio, (Cantagrel & Robin, 1979) calcularon las edades de potasio-argón para la serie bimodal, resultando en los siguientes valores: a 2.5 km al sur de Zacualtipán, se encontró una álcali-riolita (obsidiana) con una edad de  $4.4 \pm 0.1$  Ma; en el Banco, una andesita basáltica sobreyaciendo a ignimbrita de Zacualtipán, con una edad de  $2.56 \pm 0.08$  Ma; y cerca de Metzquititlán, un basalto alcalino con una edad de  $5.15 \pm 0.25$  Ma. En consecuencia, se ha asignado a la Formación Atotonilco el Grande una edad correspondiente al Plioceno.

*Formación Pimienta* : La localidad se encuentra en las coordenadas N  $20^{\circ}42.983'$  y W  $98^{\circ}42.190'$ , a una altitud de 1731 msnm. La secuencia litológica de esta área está compuesta por estratos de calizas de color gris intemperizado, que al fresco presentan un tono negro, intercalados con lutita carbonosa, vetas de calcita y nódulos de pedernal. Esta formación está afectada por una serie de fallas y pliegues resultantes de esfuerzos tectónicos derivados de la apertura del Golfo de México y la compresión asociada con la Orogenia Laramide.

A lo largo de la formación, se observan pliegues de tipo chevron, así como una serie de fallas que se alinean en dirección noroeste. Durante el estudio, se midieron dos fallas presentes en el afloramiento, obteniendo los siguientes datos: la primera falla tiene un rumbo de  $20^{\circ}$  noroeste y un ángulo de inclinación de  $18^{\circ}$  hacia el sureste, mientras que la segunda falla presenta un rumbo de  $60^{\circ}$  noroeste y un ángulo de inclinación de  $20^{\circ}$  hacia el sureste.

### **2.3 EVENTOS DE COMPRESIÓN**

Las rocas sedimentarias de origen Jurásico y Cretácico fueron sometidas a procesos de plegamiento durante el Cretácico Superior hasta el Eoceno Superior, en el marco de la Orogenia Laramie. Este proceso dio lugar a un complejo sistema de pliegues y cabalgaduras, conocido como el Anticlinorio de Huayacocotla. En esta área, se observa la reactivación de fallas normales Jurásicas como fallas inversas, lo que sugiere la presencia de un posible horst Jurásico (un elevado basamento) en las cercanías. Esta inversión

tectónica podría ser consecuencia de un máximo local de acortamiento relativo. Las evidencias que respaldan esta hipótesis se encuentran al oriente del alto del basamento, donde la cobertura sedimentaria muestra una intensa deformación por plegamiento, mientras que la cobertura sedimentaria sobre el alto del basamento presenta una deformación mucho menos pronunciada.

El posible yacimiento de cobre y plata se localiza precisamente en la zona de mayor complejidad estructural, cerca de la cabalgadura de Naopa, y en áreas con cabalgaduras intraformacionales dentro de la Formación Cahuwasas.

## **2.4 EVENTOS DE EXTENSIÓN**

En el transcurso del Jurásico Inferior y Medio, se favoreció la formación de fosas y pilares tectónicos, delimitados por fallas normales. En el Jurásico Medio, el proceso de formación de estas fosas y pilares continuó, lo que se evidencia por la abrupta terminación de los lechos rojos de la Formación Cahuwasas.

Las rocas sedimentarias Jurásicas y Cretácicas fueron sometidas a un proceso de plegamiento durante el Cretácico Tardío hasta el Eoceno Tardío, como parte de la Orogenia Laramie. Este plegamiento dio lugar a un complejo sistema de pliegues y cabalgaduras conocido como el Anticlinorio de Huayacocotla. Posteriormente, se produjo un evento tectónico extensional Post-Pliocénico, evidenciado por la presencia de fallas normales que delimitan un graben, tal como lo describe (Cerecedo Sáenz, 2003) en el graben de Molango.

## **2.5 RIFT DE MOLANGO**

Esta estructura depende de una depresión topográfica, la cual es formada como resultado de la subsidencia generada por fallas normales relativamente paralelas, las cuales están asociadas con actividad volcánica y sísmica.

Como consecuencia de la separación a lo largo de los brazos activos de un rift, se desarrollan geosinclinales, pero solo en los márgenes de la estructura. Por otro lado, un

aulacógeno es una estructura tectónica que se origina en una fase de extensión en una región específica. Cuando esta fase cesa y la estructura ya no presenta una actividad tectónica bien definida, se le denomina aulacógeno.

Existen diferencias clave entre estas dos estructuras, el rift y el aulacógeno, que permiten diferenciarlas. Mientras que el rift continúa su fase de extensión después de su formación inicial, el aulacógeno comienza como un graben estrecho limitado por fallas y, con el tiempo, se ensancha. Los esfuerzos tectónicos en el aulacógeno producen cabalgamientos y, eventualmente, la ruptura de la estructura por fallas adicionales.

Existen tres criterios importantes que se consideraron para poder identificar la presencia de la estructura tectónica principal en Molango, Hidalgo, tales como:

- 1) Coladas de basalto y rocas ígneas bimodales: En Molango se observa una secuencia de naturaleza bimodal, según lo descrito por (Robin & Cantagrel, 1979), que incluye las Formaciones Tlanchinol y Atotonilco el Grande, ambas correspondientes al Cenozoico.
- 2) Lineamientos controlados por fallas: (Suter, 1990) y (Carrillo Martínez, 1990) documentaron la tectónica de una porción de la Sierra Madre Oriental y parte de la cuenca de Tampico-Misantla, destacando alineamientos controlados por fallas con orientación noroeste-sureste. Por su parte, (Ochoa Camarillo, 1996) describió alineamientos controlados por fallas en direcciones noroeste-sureste y norte-sur, en la parte central del Anticlinorio de Huayacocotla.
- 3) Pilares y fosas que crean una paleotopografía de cuencas y sierras: La topografía de cuencas y sierras en esta región es el resultado de la geometría estructural de las cuencas y sierras, la cual se manifiesta claramente en la zona.

## 2.6 RELACIÓN RIFT MOLANGO – METASOMATISMO

Relación de los eventos de extensión y compresión			
Rift	Formaciones		Mineralización
Evento de extensión	Jurásico inferior	Fm. Huayacocotla	SEDEX – REE (tierras raras, Pt, Au y Ag).
	Jurásico medio	Fm. Cahuasas	Cu-Ag, metales base (espodumena).
	Jurásico superior	Fm. Santiago Chipoco	SEDEX (manganeso).
Evento de compresión	Jurásico - Cretácico	Fm. Pimienta	Mississippi Valley (Pb – Zn). Exhalitas (cristobalita, tridimita).
Evento extensivo	Terciario	Fm. Tlanchinol	Metasomatismo (Palygorskita)
		Fm. Atotonilco	* Por reactivación de fallas y magmatismo.

**Tabla 4.** Relación de los eventos de extensión y compresión, en relación con el tipo de mineralización en el rift Molango (Cerecedo, Salinas, & Hernández, 2023).

Los principales eventos asociados con la formación de un rift incluyen un evento de extensión y un evento de compresión. Estos procesos ocurrieron en distintos períodos de tiempo y se evidencian a través de las diversas mineralizaciones presentes en las formaciones dentro y alrededor de la región.

De particular interés económico, se describe un afloramiento que contiene mineralización de cobre-plata en rocas sedimentarias de origen continental, pertenecientes a la Formación Cahuasas del Jurásico, en Molango, Hidalgo. La posible migración y origen de estos minerales se infiere como resultado del emplazamiento del rift Molango, que data de la era mencionada y se encuentra en el oriente de México, tal como lo señala (Cerecedo Sáenz, 2004).

El metasomatismo, relacionado con eventos extensivos (provocados por la reactivación de fallas y magmatismo), da lugar a la formación de palygorskita durante el periodo Terciario, presente en las Formaciones Tlanchinol y Atotonilco (tabla 4).

---

# **CAPÍTULO III**

---

## ***MATERIALES Y MÉTODOS***

## **CAPÍTULO III. MATERIALES Y MÉTODOS**

### **3.1 DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

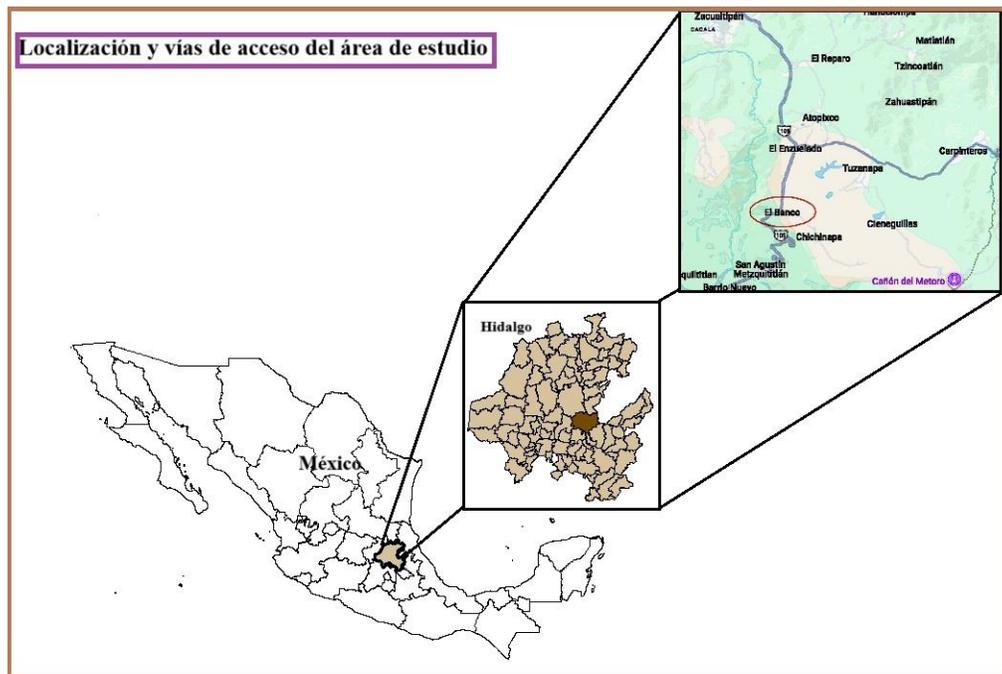
El afloramiento a estudiar, del cual se extrajo la muestra de núcleo, cuenta con una sección estratigráfica continua que facilita la obtención de una visión preliminar de la geología, estratigrafía y tectónica del lugar, lo que permite situar la mineralización en una edad relativa correspondiente al Jurásico Inferior.

Las muestras obtenidas de material mineralizado fueron analizadas a través de varios procedimientos, con el objetivo de llevar a cabo un análisis preliminar y sistemático del yacimiento en cuestión. Por ello, los muestreos se enfocaron en los primeros cuatro metros de la zona más mineralizada, donde el análisis microscópico del afloramiento reveló la presencia de pirita diseminada y un marcado predominio de silicificación.

#### **3.1.1 Localización y Vías de Acceso al Área de Estudio**

Se localiza a 76 km en dirección 10° NE desde Pachuca, y a 45 km al sur de Molango de Escamilla, en Hidalgo. En términos geográficos, está ubicado en el municipio de Zacualtipán, Hgo., con las coordenadas geográficas de 20°46'36.45" de latitud norte y 98°40'47.91" de longitud occidental (figura 5).

Para acceder al área de estudio desde la ciudad de Pachuca, el principal camino de acceso es la vía federal 105 Pachuca-Huejutla de Reyes, situada a la altura del poblado "El Banco", a 10 km de distancia de San Agustín Metzquititlán y a 5 km de Zacualtipán de Ángeles.



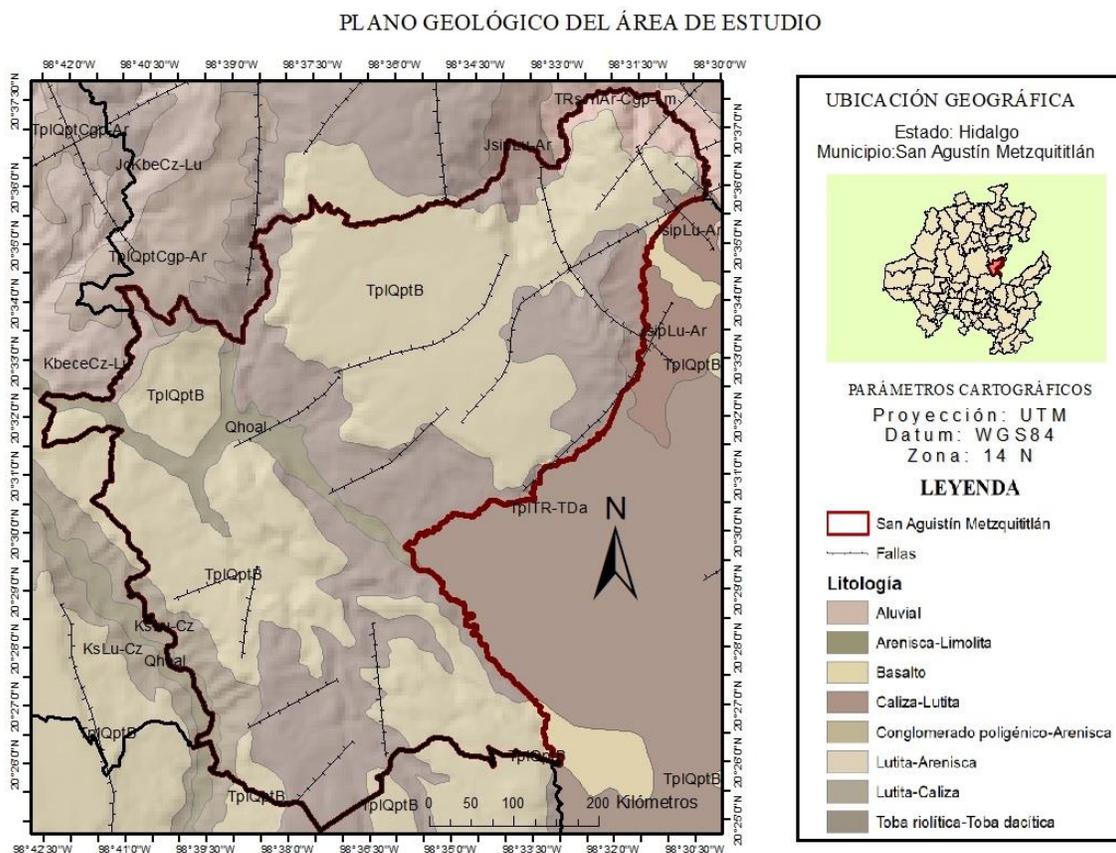
**Figura 5.** Vista macroscópica del área de estudio.

### 3.1.2 Geología del Área de Estudio

A través de la valoración de todos los datos recogidos en campo y utilizando el método de exploración indirecta, se consiguió la información requerida para establecer la presencia de la estructura tectónica principal, que es un rift conocido como "rift Molango" por (Cerecedo, Salinas, & Hernández, 2023).

La geología regional exhibe la dinámica de formación de dicho rift, enfocándose en mecanismos geodinámicos de extensión. Se podrían establecer las edades heterocrónicas basándose en las secuencias transgresivas.

En cuanto a su litología, que aflora en el área de estudio, consta de basaltos intercalados con derrames piroclásticos de brecha o toba de composición dacítica a riolítica (figura 6).



**Figura 6.** Mapa geológico del área de estudio.

Por otra parte, es importante destacar que todas las fallas en el área de estudio son fallas normales Post-Laramídic, agrupadas en la periferia del área de análisis, y que son normales debido a su desplazamiento relativo del flanco alto en dirección vertical hacia el basamento, como defectos marginales de la estructura del rift. Este periodo inicial probablemente se relaciona con los inicios del Golfo de México durante la apertura de Pangea. Por otra parte, también se observó una terminación lateral brusca de la Formación Cahuascal del Jurásico Medio, la aparición de lo que se percibe como depósitos de graben en bandas, y que fue resultado de la evolución del rift.

Así mismo, se identificaron dos eventos tectónicos importantes en el área de estudio. Sin embargo, solo uno está directamente relacionado con el proceso de mineralización.

El primero es el fenómeno de subsidencia continua y transgresión marina, que indica un cambio en la litología de sucesión siliciclástica a sedimentos carbonatados marinos convencionales durante el Jurásico Superior, como ocurrió en las Formaciones Santiago, Chipoco y Pimienta. Estas condiciones persistieron hasta el final del Cretácico, excepto el plegamiento durante el Eoceno y Cretácico Superior, como ocurrió durante el plegamiento de la Orogenia Laramide.

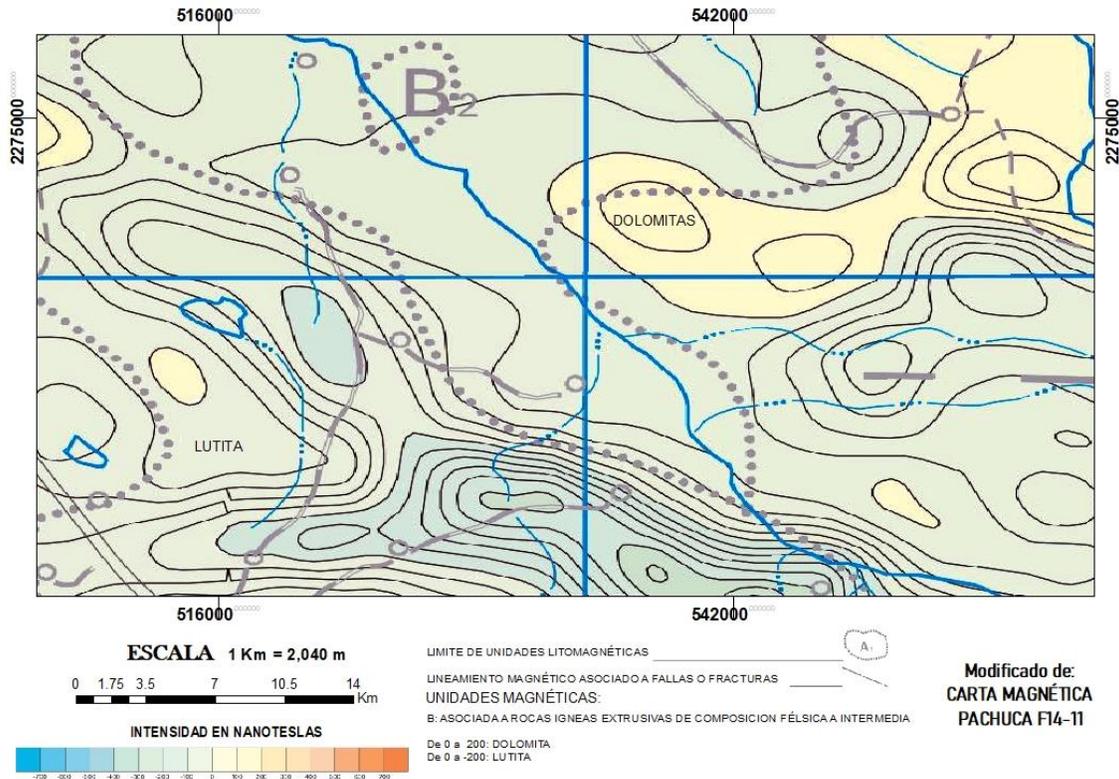
El segundo hecho importante fue la reactivación Post-Pliocénica con la aparición de fallas normales que estuvo directamente relacionada con la mineralización de palygorskita.

Por ello, la etapa regresiva se identificó en el Terciario, durante el Plioceno representado por la Formación Atotonilco el Grande, lo cual es importante porque se identificó que la mineralización de palygorskita se originó debido a un evento de extensión, ocurrido durante el Terciario (Post-Plioceno), que inició en el Jurásico Medio y formó horsts y grabens de fallas NW-SE y N-S.

### **3.1.3 Descripción del Plano Geofísico del Área de Estudio**

De acuerdo a la carta geofísica hoja Pachuca F14-11 (figura 7), se puede observar una intensidad de nanoteslas que va de 0 a 200 nanoteslas, lo que indica la existencia de dolomitas; dentro del rango de 0 a -200 nanoteslas indica la presencia de lutita.

## PLANO GEOFÍSICO DEL ÁREA DE ESTUDIO



**Figura 7.** Plano geofísico del área de estudio.

### 3.2 MUESTREO

El material utilizado en este trabajo fue muestreado en el municipio de Metzquitlán, Hgo., México. Para la realización del muestreo, se realizó de forma selectiva con un peso por muestra de 5 kg aproximadamente en cada unidad litológica de interés, empleando las técnicas de muestreo de esquirlas y de canal.

Para identificar adecuadamente el afloramiento y llevar a cabo los muestreos, se analizaron las secuencias continentales, y particularmente considerando las formaciones que contenían depósitos geológicos de edad Plioceno de la Formación Atotonilco el

Grande, integrando estudios geológicos, litológicos y estructurales. Así, al localizar el afloramiento en la (ilustración 1), se observa la ocurrencia de la palygorskita.



**Ilustración 1.** Afloramiento del área de estudio.

Las muestras conminuidas fueron homogeneizadas para ser caracterizadas con el fin de obtener datos precisos de las fases mineralógicas presentes.

### **3.2.1 Análisis de Difracción de Rayos X (DRX)**

La técnica de difracción de rayos X es útil para identificar fases minerales; se puede obtener una gran variedad de datos como son: el sistema cristalino de los diferentes minerales, su composición aproximada, el tamaño de cristal, su cristalinidad, su alineación preferencial, entre otros. Por su versatilidad y el gran número de datos que proporciona, es una técnica muy empleada.

La fuente o tubo utilizado genera radiación de cobalto, y dispone su arquitectura de un detector curvo que utiliza una mezcla de gas inerte como etano-argón.

La energía de operación de este equipo usualmente es de 20 mA-30 kV. Por otro lado, la muestra se preparó a un tamaño fino de 35  $\mu\text{m}$  o 200 mallas de la serie de Taylor. Utilizando un mortero de ágata para pulverizar la muestra, la cual pesó cada una 0.5 gramos aproximadamente.

***Preparación de la muestra:***

Se realizó un análisis de las fases minerales mediante difracción de rayos X (DRX), para lo cual las muestras fueron molidas hasta un tamaño de partícula promedio menor a 78  $\mu\text{m}$  y colocadas en un difractómetro de rayos X Equinox 2000 (INEL, Artenary, Francia, ubicado en UAEH, ilustración 2) equipado con un detector curvo que funciona con una mezcla de gas etano-argón de 99.9 % de pureza. Fue operado con radiación  $\text{CoK}\alpha_1$ .

La identificación de fases se basó en las bases de datos COD Inorganics 2015 en Crystallography Open Database Match. Software (v.1.10, Crystal Impact, Bonn, Alemania).



***Ilustración 2.*** Difractómetro marca Inel, modelo Equinox 2000.

### **3.2.2 Análisis de Espectroscopía Fotoelectrónica de Rayos X (XPS)**

La espectroscopía fotoelectrónica de rayos X (XPS) es una técnica que se basa en el análisis de muestras mediante un microanalizador que utiliza la dispersión de energía. Para su funcionamiento, se requiere de diversos equipos, incluyendo una fuente de rayos X, que generalmente consiste en tubos con un ánodo recubierto de aluminio o magnesio, una cámara de ultra alto vacío (UHV), una lente de recolección de electrones, un sistema analizador y detector de electrones, así como herramientas computacionales para el procesamiento de datos.

El procedimiento inicia con la irradiación de la superficie de la muestra sólida por la fuente de rayos X, que penetra a una profundidad aproximada de entre 2 y 10 nm, permitiendo el análisis de átomos y moléculas en la superficie. Al ser excitados por los rayos X, los átomos de la superficie emiten electrones de baja energía, conocidos como fotoelectrones, lo que hace necesario operar en condiciones de ultravacío para minimizar las interacciones de estos electrones con las moléculas del ambiente residual, siendo el ultravacío requerido para las mediciones de XPS inferior a  $10^{-8}$  torr. Además, se utiliza la energía del detector de rayos X EDS junto con la técnica XPS para obtener información cualitativa y cuantitativa sobre todos los elementos presentes.

#### ***Preparación de la muestra:***

Para determinar los contenidos se realizó XPS. El análisis se ejecutó en una máquina de análisis de superficies K ALPHA (Thermo Scientific) que cuenta con un analizador hemisférico (180°) de doble aproximación y detector de 128 canales con una presión base de  $2 \times 10^{-9}$  mbar. La pistola de rayos X utiliza la línea  $K\alpha$  monocromática de Al (1486,6 eV) a 12 kV y 40 vatios de potencia en un área ovalada de 400  $\mu\text{m}$  de diámetro e incide sobre la muestra con un ángulo relativo de 30°.

En la erosión se utiliza un haz de iones de argón acelerado a 3 kV con una potencia de 30 W, incidiendo en un área de 1  $\times$  2 mm concéntrica al haz de rayos X. El neutralizador genera una nube de iones de argón de energía cercana a 0 V en la zona analizada.

Los espectros XPS se obtuvieron en dos condiciones: en barrido amplio (0–1350 V) con 1 eV/paso y en modo de ventanas pequeñas con 0,1 eV/paso, con energía de paso de 50 eV.

### **3.2.3 Análisis de Microscopía Electrónica de Barrido y Espectroscopía de Dispersión de Energías (MEB-EDS)**

La microscopía electrónica de barrido (MEB) permite analizar la textura y morfología de muestras minerales. Si se dispone de espectroscopia de energía dispersiva de rayos X (EDS), se puede realizar un análisis elemental en un punto específico. Para examinar la textura del mineral, microfósiles o un halo de descomposición, es necesario cortar un pequeño fragmento, montarlo en resina y pulirlo hasta obtener un acabado espejo. Si se desea observar la muestra sin seccionar estructuras particulares, se puede montar el polvo en una cinta especial para MEB. En ambos casos, ya sea con probeta o cinta, es recomendable recubrir con grafito para determinar metales, incluyendo el oro, y utilizar un recubrimiento de oro para elementos de baja conductividad, aunque no será necesario si el MEB opera en bajo vacío.

#### ***Preparación de la muestra:***

Las muestras analizadas por microscopía electrónica de barrido fueron empleadas con el objetivo de estudiar texturas y distribución cualitativa de los elementos en las muestras de núcleo.

Se utilizó un microscopio electrónico de barrido, JEOL modelo JSM-IT300 con una aceleración de 30 keV (situado en UAEH), equipado con un Espectrómetro de Dispersión de Energía de Detector de Rayos X (EDS).

Para ello, las muestras fueron cuarteadas con mineral finamente pulverizado (a malla +200 o más de 35  $\mu\text{m}$  molidas con mortero de ágata), se montaron en papel de aluminio adhesivo y sin recubrimiento; posteriormente, las muestras colectadas de núcleo fueron cortadas y recubiertas con oro para ser analizadas en el microscopio (ilustración 3).



**Ilustración 3.** Microscopio JEOL JSM-IT300, equipado con detector EDS.

### **3.2.4 Análisis de Espectroscopía de Infrarrojos por Transformada de Fourier (FTIR)**

La espectroscopia de infrarrojos por transformada de Fourier (FTIR) es una técnica utilizada para obtener un espectro infrarrojo de absorción o emisión de un sólido, líquido o gas. Un espectrómetro FTIR recopila simultáneamente datos de alta resolución en un amplio rango espectral.

Los gases habitualmente utilizados en FTIR son nitrógeno y aire cero (para purga) y mezclas de gases (para calibración).

#### ***Preparación de la muestra:***

La muestra se preparó mediante la técnica de dilución en bromuro de potasio (KBr), generando una pastilla traslúcida que permite el paso de radiación infrarroja. Se realizó un proceso de alineación preciso para asegurar que la muestra se ubicara correctamente respecto a la fuente de radiación infrarroja, garantizando la optimización de la señal analítica.

Posteriormente, se seleccionó el rango de longitud de onda; en este caso va de los 4000-500  $\text{cm}^{-1}$ . Se configuró la resolución del análisis, el número de escaneos y el tiempo.

Durante el análisis, el haz de radiación infrarroja interactúa con los enlaces moleculares de la muestra. Cada punto del espectro resultante representa la absorción de radiación a diferentes longitudes de onda ( $\text{cm}^{-1}$ ).

El instrumento adquirió los datos de absorbancia infrarroja durante el análisis. Mediante la transformada de Fourier procesó los datos y convirtió el interferograma en un espectro de FTIR interpretable, que permite la caracterización molecular detallada de la muestra analizada.

---

# **CAPÍTULO IV**

---

## ***RESULTADOS Y DISCUSIÓN***

## CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 RESULTADOS DE LA PLYGOSKITA

Se realizó el diseño experimental (figura 8). A partir de la prospección geofísica Pachuca F14-11, se llevó a cabo el muestreo mediante técnicas de muestreo en canal y de esquirlas. Las muestras obtenidas fueron procesadas y homogeneizadas.

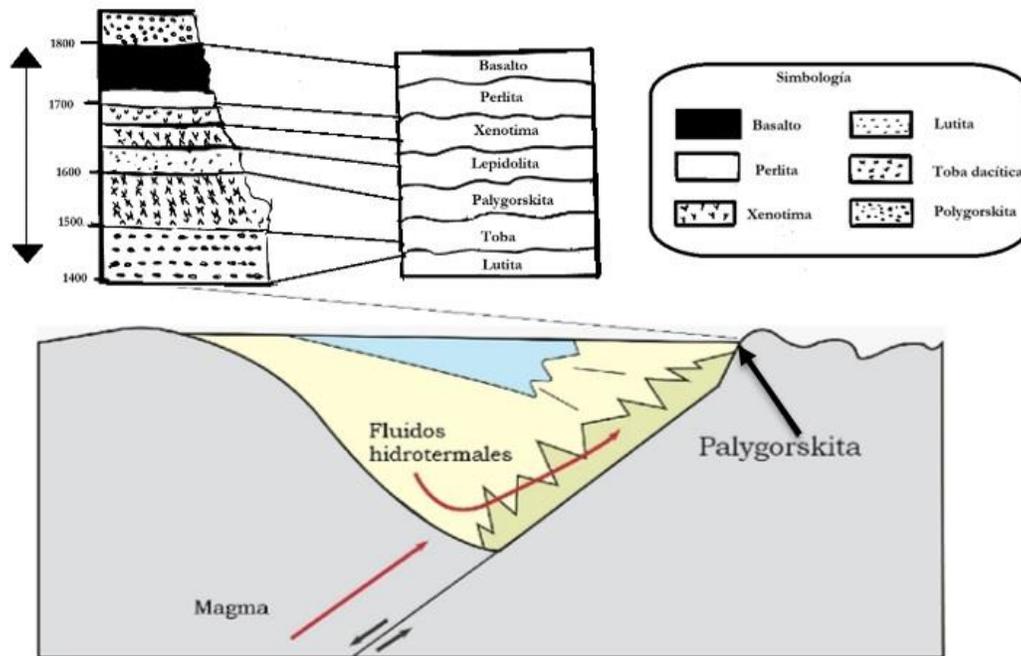
En primer lugar, se procedió a triturar las muestras, seguidas de una molienda. Posteriormente, se realizaron los análisis utilizando diversas técnicas, como la difracción de rayos X (DRX), espectroscopía de fotoelectrones de rayos X (XPS), microscopía electrónica de barrido con dispersión de energía de rayos X (MEB-EDS) y espectroscopía de infrarrojo con transformada de Fourier (IFTR).



**Figura 8.** Esquema del diseño experimental.

Gracias a esto, se pudo comprender el modelo conceptual de formación de la palygorskita en una litología continental, que se asienta sobre una secuencia ígnea bimodal de edad Terciaria, el cual se ilustra en la figura 9.

Este proceso comienza con la expansión de una cuenca reductora, donde los siliciclásticos provenientes de una transgresión Triásico-Jurásico se depositan. A continuación, ocurre la oxigenación de la cuenca, seguida de una transgresión durante el Jurásico Superior. Finalmente, la secuencia culmina con una regresión asociada al vulcanismo Terciario que corona la formación.



**Figura 9.** Esquema de alteraciones iniciales que comienzan a poca profundidad con el depósito en unos pocos millones de años, que incluye 1) disolución de silicatos, 2) reemplazamiento de silicatos por esmectita, 3) lixiviación de biotita, 4) conversión de magnetita a hematita.

Por tanto, se recopiló información sobre la mineralización presente en esta unidad litológica. A partir del análisis detallado de las muestras de mano y las correlaciones entre los afloramientos, se pudo confirmar que la formación estaba compuesta por tres litologías distintas: iniciando con el estrato basal que está constituido por lutita, seguido del estrato

intermedio conformado de toba dacítica, y culminando con el estrato superior que está compuesto por basalto.

El miembro intermedio está constituido por toba dacítica, con espesores que varían entre 0,1 y 200 m. En esta sección afloró mineralización de palygorskita, lepidolita, xenotima, perlita y roca basáltica (ilustración 4). Además, la mineralización asociada a la litología de palygorskita mostró enriquecimiento con elementos de tierras raras (REE). Tanto en la unidad de producción como en la unidad que la recubre, se observaron basaltos.

Los depósitos de palygorskita se localizaron exclusivamente en la unidad intermedia de la litología continental. Según los resultados obtenidos, solo se identificó un horizonte de palygorskita en la porción inferior del área de estudio, cerca de la cima de la Formación Atotonilco el Grande, que corresponde al Plioceno.



**Ilustración 4.** Minerales intercalados con toba ignimbrítica, de palygorskita, lepidolita, xenotima, perlita y roca basáltica.

Cabe mencionar que en la carta geofísica F14-11 hoja Pachuca (figura 7), se observa el área de estudio, con mediciones de aproximadamente 200 nanoteslas que corresponde a una roca granítica según (Telford, 1990). Quizá fueron precursores del sistema hidrotermal que alberga los horizontes de mineral de la palygorskita; según la carta geofísica, la intrusión tiene una longitud de 14 km; un flujo de calor y un flujo de masa de fluido que fueron estables en relación con la escala de tiempo de la formación de los mantos de palygorskita.

El sistema hidrotermal que contiene el manto de palygorskita pudo aplicar superficies de estilo corteza en el proceso de extracción de calor. El manto es mesotérmico en zonas corticales, en el afloramiento con venas de alta temperatura y reservas hipotérmicas. Seguida de una fuerte actividad hidrotermal de la albita, moscovita y lepidolita con algunos contenidos de REE.

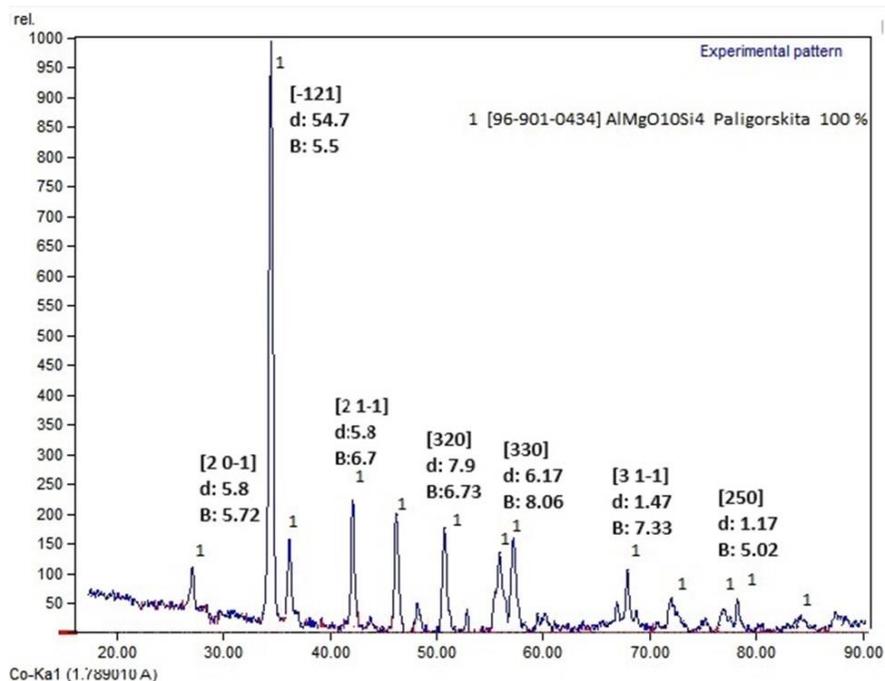
Así mismo, se observaron alteraciones de las rocas y en el trabajo de campo se encontraron sistemas con relleno hidrotermal desarrollados que estaban relacionados con fallas relativas con dirección aproximadamente N,NW-S,SE, cuya tectónica persistió por una posible reactivación de las fallas en el Plioceno.

#### **4.1.1 Difracción de Rayos X (DRX)**

A partir de muestras de polvo de una secuencia mineralizada, se preparó para analizarse por difracción de rayos X; se midieron los picos junto a los valores de cada radiación  $K\alpha_1$  que fueron obtenidos en el difractómetro de detector curvo.

Se calculó por el método analítico, y se aplicó la ley de Bragg (Suryanarayana, 1998); se obtuvieron la distancia interplanar, los índices de Miller y el parámetro de red, entre otros. Además, se complementó con la Ley de Scherrer para calcular el tamaño de cristalito.

Finalmente, se indexó la muestra para obtener sus PDF. Los resultados confirman la presencia de mineral de palygorskita (figura 10).

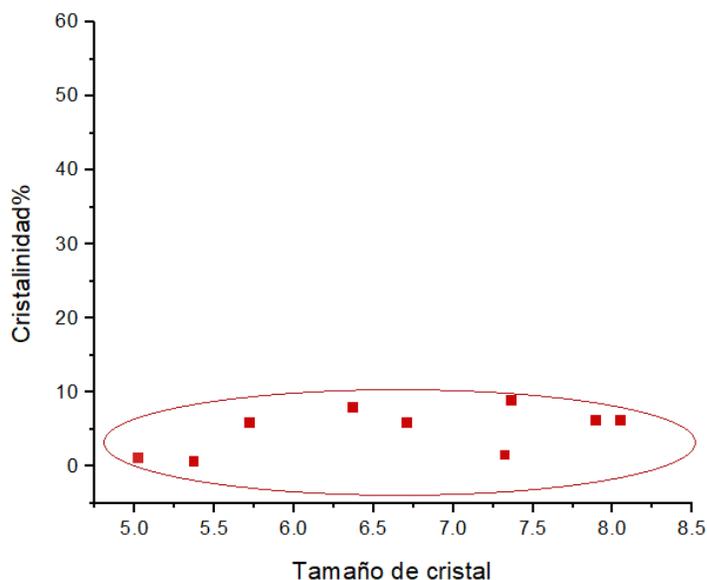


**Figura 10.** Espectro por DRX de la muestra P2X1; nótese el pico de palygorskita.

Para el experimento 1, en la figura 10, se identificaron 13 picos. Los cuales fueron indexados, utilizando el patrón PDF [96-901-0434] con  $d = 54.7$  SC monoclinico con parámetro de celda de  $A = 10.755 \text{ \AA}$ ,  $B = 15.3^\circ$ ,  $C = 5.2810 \text{ \AA}$  y un ángulo  $\beta = 96.170^\circ$ ,  $T = 832.85 \text{ }^\circ\text{C}$ .

Se calcularon índices de Miller para conocer su estructura cristalina como sigue: [-1 2 1], [2 1 -1], [3 2 0], [3 3 0], [3 3 0], [3 1 -1], [2 5 0].

Por otro lado, se realizó por el método analítico de (Suryanarayana, 1998) el cálculo de cristalito con la fórmula de Scherrer,  $b = \frac{k*\lambda}{(FWHM)\cos\theta}$  (1); donde  $k$  es una función de forma que tiene un valor 1,  $\lambda$  es la longitud de onda de los rayos X, FWHM es la anchura media del pico experimental y  $\theta$  es el ángulo de incidencia y la cristalinidad por fase de mineral. Tales resultados se pueden observar en la siguiente imagen (figura 11).

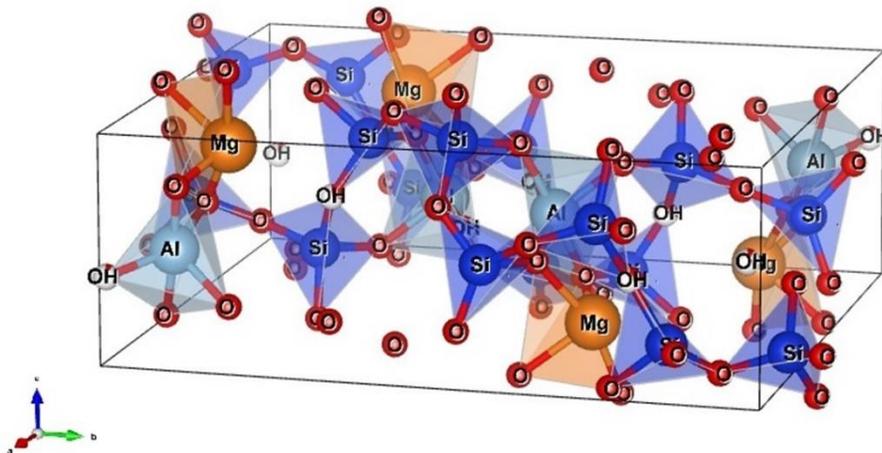


**Figura 11.** Cristalinidad contra tamaño de cristal.

Así, en la figura 11, se muestra la relación entre el tamaño de cristal contra la cristalinidad. Como se puede observar, las fases de la palygorskita se encuentran en zonas de muy baja cristalinidad, con valores que no superan el 8.5%.

En el rango de cristalinidad media, que va del 5% al 8.3%, la palygorskita presenta un 10% de cristalinidad. Por otro lado, en la fase de mayor cristalinidad, los valores alcanzan hasta un 55% con un tamaño de cristal de 6 Å. Entre tanto, el tamaño de cristal es de un rango de 5 a 8.4 Å, esa diferencia se da posiblemente por las variables que existen en el proceso de formación, y quizá con mayor importancia por el tiempo de formación y contenido de las soluciones mineralizantes.

En efecto, a partir de los datos obtenidos por el método analítico, se trataron los datos con el software Crystal Impact, Diamond 3.2, de la palygorskita.



**Figura 12.** Estructura cristalina de palygorskita.

Por otro lado, la deducción y esquematización de la estructura monoclinica de la palygorskita fue propuesta por (Bradley, 1940) y (Drits & Sokolova, 1971); además, (Christ, Hathaway, Hostetler, & Shepard, 1969), y (Chisholm, 1992) demuestran la existencia de polimorfos ortorrómbicos, y monoclinicos; por ello, los yacimientos de palygorskita pueden presentar una mezcla de ambos polimorfos.

Con un grupo espacial  $P1\ 21/a1$  y clase cristalina  $2/m$ , la Palygorskita, tiene índices de Miller  $[-141]$  y  $[141]$ . Presenta como parámetros de red  $a=10.755\ \text{Å}$ ,  $b=15.353\ \text{Å}$  y  $c=5.281\ \text{Å}$ , Por lo que la relación entre la altura y el largo de la estructura cristalina ( $c/a$ ) es de  $0.4910274241$ , mientras que la relación entre el ancho y la altura de la estructura cristalina ( $c/b$ ) es  $0.3439718622$ . Los ángulos en la celda cristalina son  $\alpha=\gamma=90^\circ$  y  $\beta=96.170^\circ$ ; por lo que se le considera como un cristal pseudo-ortorrómbico.

Cabe señalar que la estructura presenta coordinación tetraédrica, octaédrica y semi-octaédrica; dónde la estructura tetraédrica presenta en su centro iones  $\text{Si}^{4+}$ , mientras que en sus vértices tiene iones  $\text{O}^{2-}$  y  $\text{OH}^-$ . En la coordinación octaédrica se puede observar la

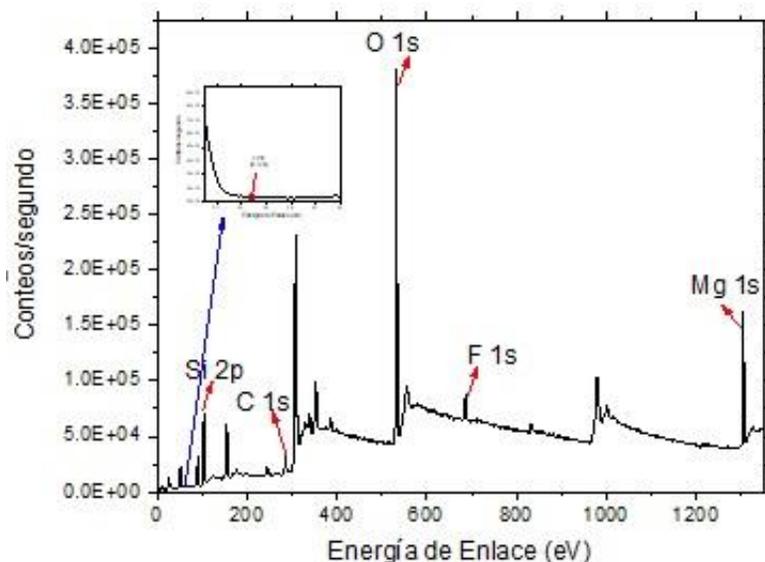
presencia en el centro de la coordinación de iones  $\text{Al}^{3+}$ , teniendo en los vértices a los iones  $\text{O}^{2+}$  y iones  $\text{OH}^-$  (figura 12).

Finalmente, en la coordinación semi-octaédrica tiene la presencia en el centro de la coordinación de iones  $\text{Mg}^{2+}$ , teniendo en los vértices a los iones  $\text{O}^{2+}$ . Adicionalmente a las estructuras coordinadas, se presentan iones libres  $\text{O}^{2+}$  y  $\text{OH}^-$ .

#### **4.1.2 Espectroscopía Fotoelectrónica de Rayos X (XPS)**

Para confirmar la presencia de litio (Li) en la estructura de la palygorskita, se llevó a cabo un análisis de espectroscopía de fotoelectrones de rayos X (XPS). Los resultados obtenidos se presentan en la figura 13.

El espectro XPS revela la presencia de Li 1s a una energía de unión de 54,83 eV, con una concentración de Li del 0,3%. Además, se observan picos correspondientes a los elementos Si, C, O, F y Mg, principalmente.

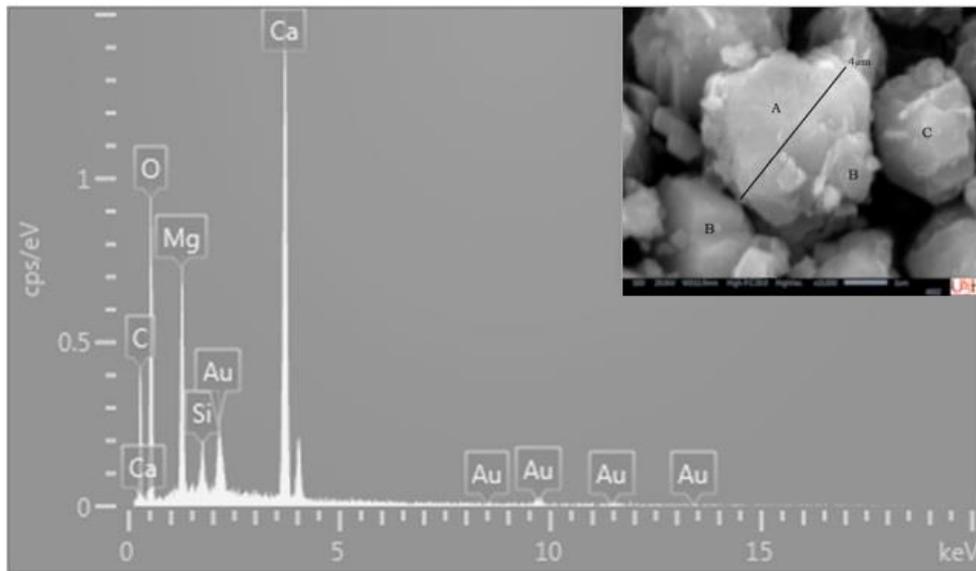


**Figura 13.** Espectros de XPS de mineral de palygorskita.

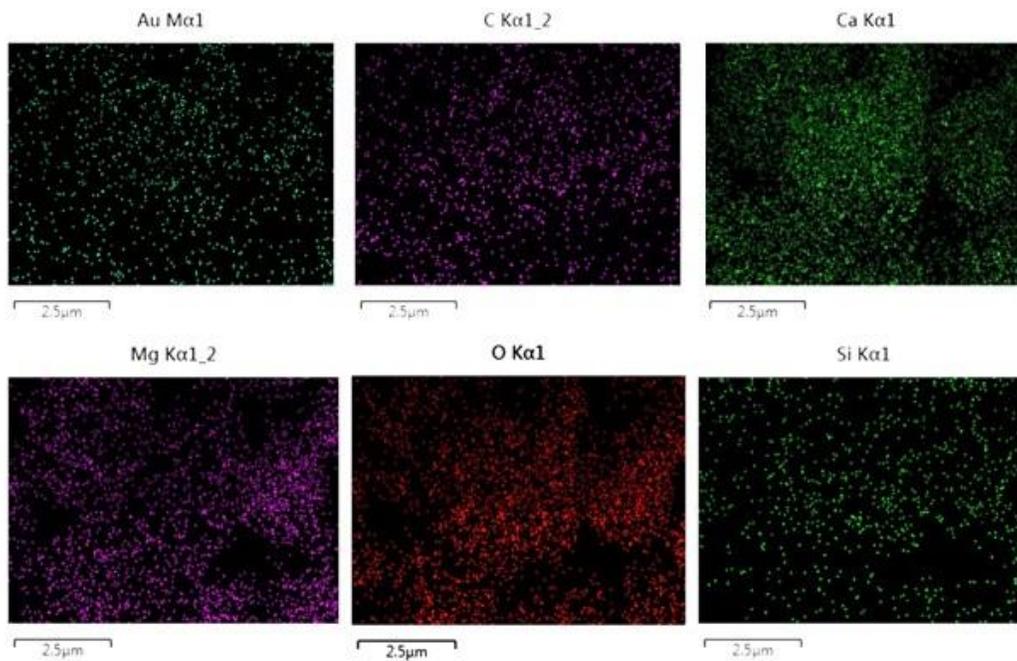
#### 4.1.3 Microscopía Electrónica de Barrido (EDS y Mapeo de Rayos X)

La imagen muestra microfotografías del mineral palygorskita, con partículas típicas de hábito fibroso (figura 14). Pero también se observan algunas partículas eudrales de hábito cristalino de 0.5  $\mu\text{m}$  de lado; en el extremo B, van de 0.5 a 1.5  $\mu\text{m}$ . C muestra cristales prismáticos fibrosos de 0.3, 0.5  $\mu\text{m}$  y en los bordes se llega a observar una fractura térmica concoidea de silicatos.

Se presenta el espectro de microanálisis semicuantitativo por MEB-EDS, en el cual se pueden observar como elementos mayoritarios calcio, magnesio, aluminio. En la figura 15 se observa el mapeo de la palygorskita donde se pueden apreciar los elementos presentes en el mineral.



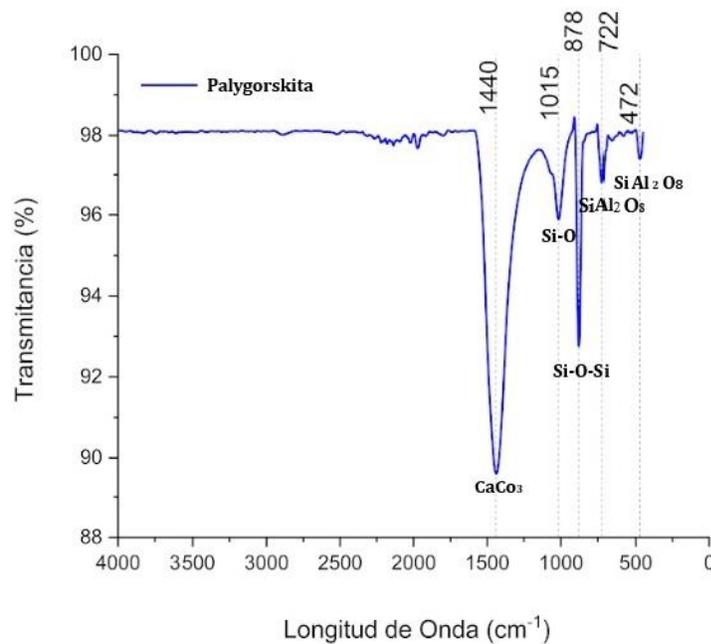
**Figura 14.** Microfotografía de palygorskita.



**Figura 15.** Mapeo del mineral de palygorskita.

#### 4.1.4 Espectroscopía de Infrarrojo por Transformada de Fourier (IFTR)

En la imagen se identifican los espectros IR de la muestra de palygorskita, que se trata de un silicato hidratado de magnesio y aluminio (figura 16). Se puede observar bandas de absorción donde se describe la presencia de carbonato de calcio, óxido de silicio de forma y posición comparables, principalmente donde se describe la presencia de palygorskita. Los picos relacionados con la presencia de carbonato de calcio se encuentran entre 1440 y 1500  $\text{cm}^{-1}$  (Cisneros, 2017) y el pico que representa al grupo funcional Si-O-Si está en 778  $\text{cm}^{-1}$ , en 472  $\text{cm}^{-1}$  magnesio (Cisneros, 2017).



**Figura 16.** Espectro infrarrojo de palygorskita.

## **4.2 DISCUSIÓN**

El origen de la mineralización de palygorskita quizá sea controversial, pero usualmente se atribuye a un ambiente de tipo sabka (Walker 1989). También se relaciona con la actividad de fluidos hidrotermales de origen magmático (Li, 2019; (Ruíz, 2022). Así, se tiene un posible origen de una fuente de magma en el área de estudio que podría ubicarse de acuerdo a la carta geofísica hoja Pachuca F14-11; ahí puede observar una intensidad de nanoteslas que va de 0 a 200 nanoteslas, lo que indica la existencia de una posible intrusión granítica.

En efecto, los depósitos de palygorskita del tipo hidrotermal se encuentran asociados a magmatismo granítico (Yang, Fan, Pirajno, & Li, 2023); (Wang, 2019), presentan una mineralogía variada, en donde se concentran principalmente micas y minerales de tipo palygorskita. La variación de los contenidos de elementos en la palygorskita genera que no se pueda aplicar el mismo método extractivo; por ello, la obtención a partir de lepidolita es diferente a la espodumena o la palygorskita, como los descritos en los trabajos de (Su Hui, 2019), Roldán (2020), (Tang, Zhang, Yang, Miao, & Feng, 2024) y (Xu, Liu, Sun, & Kang, 2024), ya que estos minerales son ricos en reservas y son minerales con reservas de extracción de litio.

Por otro lado, los resultados por XPS en la palygorskita muestran la presencia de litio; concordantes con DRX, quizá, el litio no está necesariamente dentro de la estructura cristalina. Posiblemente, hay una proporción que se encuentra en la porción central de la estructura, ligada con OH- y el litio.

Existe la posibilidad de que existan zonas en el afloramiento de transformación de la palygorskita en clinoenstantita, siempre y cuando se tenga una relación Mg:Al.

## **CONCLUSIONES**

A partir del análisis geofísico, se identificaron zonas prospectivas para la presencia de palygorskita, con intensidades magnéticas que oscilan entre 0 y 200 nT, lo que sugiere áreas con potencial para su explotación.

El análisis de difracción de rayos X (DRX) confirmó la presencia de palygorskita con un patrón PDF [96-901-0434]. Se determinó un tamaño de cristal entre 5 y 8 Å y una cristalinidad promedio del 8.5%, caracterizada por una estructura monoclinica con polimorfos ortorrómbicos.

La espectroscopía de fotoelectrones de rayos X (XPS) permitió detectar la presencia de litio (Li 1s) a 54.83 eV con una concentración del 0.3%, lo que contribuye a la caracterización química del material.

La distinción mediante microscopía electrónica de barrido con espectroscopia de dispersión de energía (MEB-EDS) evidenció partículas euhedrales de aproximadamente 0.4 µm, y permitió cuantificar elementos mayoritarios como calcio (Ca), magnesio (Mg) y aluminio (Al).

Los espectros obtenidos por espectroscopía infrarroja por transformada de Fourier (IFTR) mostraron bandas de absorción en 1440 y 1500 cm<sup>-1</sup>, asociadas a la presencia de carbonato de calcio, mientras que la señal en 778 cm<sup>-1</sup> corresponde a óxido de silicio, lo que refuerza la caracterización mineralógica. Se sugiere que la formación de palygorskita está vinculada a ambientes sedimentarios de tipo sabkha, lo que proporciona información valiosa sobre su génesis y condiciones de depósito.

Finalmente, la litología de la Formación Atotonilco el Grande constituye un marco geológico relevante para comprender la ocurrencia de litio en la región, sirviendo como referencia para futuros estudios de prospección y evaluación del potencial de extracción de este recurso estratégico.

## REFERENCIAS

- Álvarez, D. (2016). La palygorskita de Pontezuela como nanoreactor para obtener materiales carbonáceos tipo grafeno/arcilla. Obtenido de <https://www.redalyc.org/journal/1816/181648522008/html>.
- Armstrong Altri, J., & Ávila Ramírez, G. M. (2009). Geoquímica de elementos traza y tierras raras de rocas clásticas del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, estado de Hidalgo. *Universidad Autónoma del Estado del Estado de Hidalgo*.
- Ballester, A. (2000). *Metalurgia Extractiva: Fundamentos*.
- Belolipetsky, A. P. (1997). *Asociaciones minerales en metasomatitas alcalinas de elementos raros*. Universitat de Barcelona, n J. C. Melgarejo : Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada .
- Bradley, W.F. (1940). *The structural scheme of attapulgite*. *American Mineralogist*, 25(6), 405–410.
- Campos, A., & Santillán Alcántara, Y. (2020). Yacimientos de Lito. Geomimet.
- Cantagrel, J., & Robin, C. (1979). K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks- Relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Cantú Chapa, A. (1969). *Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del Subsuelo de Poza Rica; Ver* (Vol. I). Revista del Instituto Mexicano del Petróleo.
- Carrillo Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.
- Carrillo Martinez, M. (1990). Geometría Estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Querétaro. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.
- Cerecedo Sáenz, E. (2003). La mineralización de Cu y Ag del Rift Triásico-Jurásico del oriente de México.
- Cerecedo Sáenz, E. (2004). Mineralización de cobre-plata en rocas sedimentarias de origen continental del Jurásico en Molango, Hidalgo Pt. *Geología Económica*. Revista PETROQUIMEX.
- Cerecedo Sáenz, E., Rodríguez Lugo, V., Hernández Ávila, J., & Mendoza Anaya, D. R. (2018). Mineralization of Rare Earths, Platinum and Gold in a Sedimentary Deposit, Found Using an Indirect Method of Exploration. *Aspects in Mining y Mineral*. doi:10.31031/AMMS.2018.01.00051
- Cerecedo, S. E., Salinas, R. E., & Hernández, A. J. (2023). En *El Rift Molango: El Rift Molango y sus recursos minerales*. Editorial Académica Española.

- Chisholm, J. (1992). En *Powder diffraction patterns and structural models for palygorskite* (págs. 61-73). Canadian Mineralogist.
- Christ, C., Hathaway, J., Hostetler, P., & Shepard, A. (1969). En *Palygorskite: New X-ray data* (págs. 198–205.). American Mineralogist.
- Cisneros. (2017). Estudio de la dispersión de palygorskita en matrices de Poliamida 6 y Polipropileno mediante mezclado en fundido [tesis de doctorado ]. *Centro de investigación científica de Yucatán A.C.*
- Drits, V., & Sokolova, G. (1971). En *structure of palygorskite* (págs. 183–185). Soviet Physics Crystallography.
- Erben, H. (1956). Monografía. El Jurásico Inferior de Mexico y sus amonitas. Mexico, D.F: Congreso Geológico Internacional .
- Etcheverry, R. O., Tessone, M. o., Moreira, P., Kruse, E. E., & Díaz, F. J. (2020). Caracterización geológica de las fuentes actuales y potenciales de obtención de litio en la República Argentina. Obtenido de <https://sedici.unlp.edu.ar/handle/10915/121293>
- Geyne, A. R., Jr., F., C., S. K., Black, R., & Wilson. (1963). Geology and mineral deposits of the Pachuca- Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico. (5 ed.). Consejo de recursos minerales.
- Guilbert, J., & Park, C. (1986). *The geology of ore deposits*. Freeman.
- Heim, A. (1926). En *Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México)* (págs. 84-87). *Eclogae Geologicae Helvetiae*.
- Hermoso de la Torre, C., & Martinez Perez, J. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el Frente de la Sierra Madre Oriental. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros.
- Hernández Ávila, J., Sáenz, C., E., S. R., Flores, E. A., & Amador, A. D. (2022). Concentración por gravimetría de un depósito tipo Sedex de (AU-PT). *PÁDI Boletín Científico de Ciencias Básicas*.
- Hui, S., Zhaowu, Z., Lina, W., & Tao, Q. (2019). En *Research progress on the extraction and recovery of lithium from ore resources [J]* (págs. 10-23). *Acta Chemical Engineering*.
- Imlay, Edmundo, C., Álvarez, M., & Teodoro, D. (1980). Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *Assoc. Petroleum Geologists Bull*, 1750-1761.
- Liu, X., Yang, K., Rusk, B., Qiu, Z., & Hu, F. (2019). Sulfide Remobilization and Mineralization during Paleoproterozoic Retrograde Metamorphism in the Tongkuangyu Copper Deposits, North China Craton. *Minerals*. doi: 10.3390

- Maynard, J. B., & Klein, G. D. (1995). Análisis de subsidencia tectónica en la caracterización de depósitos minerales sedimentarios; ejemplos de Witwatersrand (Au), White Pine (Cu) y (Mn). *Geología económica*.
- Melgarejo, J.-C. (1997). *Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada*. Barcelona: Universidad de Barcelona.
- Ochoa Camarillo, H. (1996). *Tesis de Maestría. Geología del anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo*. México, D.F.: Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Park, S. J., Seo, I., Lee, K. Y., & Hyeong, K. (2019). *Rare Earth Elements and Other Critical Metals in Deep Seabed Mineral Deposits: Composition and Implications for Resource Potential*. Minerals.
- Robin, C., & Bobier, C. (1975). Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México). Datos paleomagnéticos y geoquímicos: Boletín del Instituto de Geología.
- Robin, C., & Cantagrel, J. (1979). Datación K-Ar en rocas volcánicas del este de México: relaciones entre las provincias andesíticas y alcalinas. 99-114: Revista de Vulcanología e Investigación Geotérmica.
- Rosales Lagarde, L. (2002). Estratigrafía y geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria pérmica del Noreste del estado de Hidalgo. *Tesis de Maestría en Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Ruíz, N. J. (2022). *Estudio geológico y geoquímico de anomalía de litio en suelos de la Región Norte de Sahuaripa, Sonora, México*. Repositorio UNISON. Obtenido de <http://www.repositorioinstitucional.uson.mx/handle/20.500.12984/8302>
- Schäfer. (2006). Ni-Anomalien in Cold-Seep Karbonaten aus dem nordwestlichen Schwarzen Meer: Ist Ni ein kritisches Element bei der anaeroben Oxidation von Methan? Göttingen, Alemania: Universidad de Göttingen, tesis de maestría.
- Smirnov, V. I. (1982). *Geología de Yacimientos Minerales*. Mir, Moscú.
- Su Hui, Z. Z. (2019). *Research progress on the extraction and recovery of lithium from ore resources*. Acta Chemical Engineering.
- Suryanarayana, C. (1998). *X-Ray Diffraction A Practical Approach*. Springer Science Business Media New York. Plenum Publishing Corporation.
- Suter, M. (1990). Hoja Tamazuchale 14Q-E(5), Con geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. México, D.F: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México.

- Tang, Y., Zhang, Q., Yang, W., Miao, Y., & Feng, Q. (2024). A novel combined collector with superior selectivity for flotation separation of lepidolite from feldspar: Experimental insight and MD simulation. *Separation And Purification Technology*. doi:<https://doi.org/10.1016/j.seppur.2024.127627>
- Taylor, S., & McLennan, S. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*.
- Telford, W. M. (1990). *Applied Geophysics*. 2nd Edition. Cambridge University Press, Cambridge. doi:<https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932>
- Tian Ming, G., Na, F., Wu, C., & Tao, D. (2023). En *Lithium extraction from hard rock lithium ores (spodumene, lepidolite, zinnwaldite, petalite): Technology, resources, environment and cost* (págs. 137-153. ). *China Geology*. doi:<https://doi.org/10.31035/cg2022088>
- Volker, Z. (2013). *Rare Earth Elements*. Berlín: Springer. doi:10.1007/978-3-642-35458-8
- Wang. (2019). *Geology, Geochemistry, and Geochronology of Gabbro from the Haoyaoerhudong Gold Deposit, Northern Margin of the North China Craton*. *Minerals*. doi:10.3390/min9010063
- Xu, R., Liu, Y., Sun, N., & Kang, J. (2024). The activation role of Mg<sup>2+</sup> in the lepidolite flotation using NaOL. *Separation And Purification Technology*. doi:<https://doi.org/10.1016/j.seppur.2024.128035>
- Xuexiang, G. (2007). *Rare earth element geochemistry of Woxi W-Sb-Au deposit, Hunan Province*. South Chin: *Ore Geology Review*.
- Yang, K., Fan, H., Pirajno, F., & Li, X. (2023). Magnesium isotope fractionation in differentiation of mafic-alkaline-carbonatitic magma and Fe-P-REE-rich melt at Bayan Obo, China. *Ore Geology Reviews*. doi:<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023>