



**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO**

---

**INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA  
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y  
MATERIALES**

**LICENCIATURA EN INGENIERÍA EN GEOLOGÍA  
AMBIENTAL**

***“POTENCIAL CERÁMICO Y CAPACIDAD DE  
INTERCAMBIO CATIÓNICO DE LA IDdingsita  
DE LA FORMACIÓN ATOTONILCO EL GRANDE  
(HIDALGO, MÉXICO)”***

**T E S I S**

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

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

**DANIELA ORTEGA SERRANO**

**DIRECTOR DE TESIS**

**DR. EDUARDO CERECEDO SÁENZ**

**DR. JUAN HERNÁNDEZ ÁVILA**

**Mineral de la Reforma, Hgo., 17 de junio del 2026**

Mineral de la Reforma, Hgo., a 11 de junio de 2026

Número de control: ICBI-D/1099/2026

Asunto: Autorización de impresión.

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

Con 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 en Geología Ambiental **Daniela Ortega Serrano**, quien presenta el trabajo de titulación "**Potencial cerámico y capacidad de intercambio catiónico de la iddingsita de la Formación Atotonilco el Grande (Hidalgo, México)**", ha decidido, después de revisar fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV; dicho trabajo en la reunión de sinodales, **autorizar la impresión del mismo**, una vez realizadas las correcciones 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:** Dra. Montserrat Cruz Hernández

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

Atentamente  
"Amor, Orden y Progreso"

Dr. Gabriel Vergara Rodríguez  
Director del ICBI

Ciudad del Conocimiento, Carretera Pachuca-Tulancingo  
Km. 1.6 Colonia San Jonerres, Mineral de la Reforma, Hidalgo,  
México. C.P. 42184

Teléfono: 52 (771) 71 720 00 Ext. 40001

direccion\_icbi@uaeh.edu.mx, vergara@uaeh.edu.mx

GVR/MMM

"Amor, Orden y Progreso"

## **AGRADECIMIENTOS**

*A mi papá, que siempre ha estado a lado de mi apoyándome en todas las decisiones tomada hasta ahora, que ha sido fundamental en este largo proceso, gracias por tu valentía de todos los días, porque sin ti esto no hubiera sido posible, porque a pesar de ser ya un adulto, sé que siempre seré tu niña pequeña.*

*A mi mamá, que siempre estuvo para darme un consejo o incluso un regaño, te agradezco por todo lo que me has dado, por brindarme tu amor a tu manera y por siempre creer en mi a pesar de que no tome las mejores decisiones a veces, te amo y siempre estaré agradecida contigo por dejarme ser libre.*

*A mis hermanos Valeria y Oswaldo, gracias por compartir su vida conmigo, porque a pesar de nuestras incontables peleas seguimos riéndonos juntos, podremos estar separados a miles de kilómetros de distancia, pero siempre terminaremos reuniéndonos para darnos un abrazo, los quiero y este logro también es de ustedes.*

*A todos mis amigos que han sido parte de esta aventura, gracias por ser un pequeño refugio cuando las cosas no iban tan bien, gracias por brindarme su apoyo, por las risas y todas las fiestas compartidas. A mi mejor amiga de esta etapa Joss, te adoro, eres la mejor, así como a Libni, Juan, Amir, Kitty, gracias por aparecer en mi vida y por seguir en ella, los amo.*

*Gracias a toda mi familia por su amor incondicional, comprensión y apoyo constante. Gracias por creer en mí, impulsarme a seguir adelante y acompañarme en cada desafío.*

*A mis directores de tesis, por su guía, paciencia, conocimientos y valioso acompañamiento durante el desarrollo de este trabajo. Sus observaciones y enseñanzas fueron fundamentales para enriquecer esta investigación. Gracias por todo el apoyo, las risas, el pan y el café compartido, siempre estaré agradecida con ustedes.*

*Y finalmente, gracias a todas las personas con las que he compartido un pequeño momento de mi vida y que son importantes para mí, gracias por estar.*

## ÍNDICE

|                                                                             |    |
|-----------------------------------------------------------------------------|----|
| <b>AGRADECIMIENTOS</b> .....                                                | 3  |
| <b>ÍNDICE</b> .....                                                         | 4  |
| <b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....                                              | 8  |
| <b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....                                               | 9  |
| <b>RESUMEN</b> .....                                                        | 10 |
| <b>INTRODUCCIÓN</b> .....                                                   | 11 |
| <b>CAPÍTULO I. ANTECEDENTES.</b> .....                                      | 15 |
| 1. Materiales volcánicos y su valorización en la economía circular.....     | 15 |
| 2. La iddingsita: origen, composición y características mineralógicas. .... | 15 |
| 2.1. Composición de la Iddingsita. ....                                     | 16 |
| 2.2. Características ópticas. ....                                          | 17 |
| 2.3. Micromorfología. ....                                                  | 17 |
| 2.4. Proceso de iddingsitización.....                                       | 19 |
| 3. Propiedades físico-químicas de la iddingsita. ....                       | 20 |
| 3.1. Composición Química. ....                                              | 20 |
| 3.2. Propiedades Físicas.....                                               | 21 |
| 3.2.1. Color.....                                                           | 21 |
| 3.2.2. Hábito y textura.....                                                | 21 |
| 3.2.3. Dureza. ....                                                         | 21 |
| 3.2.4. Densidad. ....                                                       | 22 |
| 3.2.5. Propiedades ópticas. ....                                            | 22 |
| 3.3. Propiedades Químicas y Reactividad.....                                | 22 |
| 3.3.1. Hidratación. ....                                                    | 22 |
| 3.3.2. Oxidación.....                                                       | 22 |
| 3.3.3. Sistema abierto.....                                                 | 23 |
| 3.3.4. Condiciones de Formación. ....                                       | 23 |
| 4. Estructura y Microestructura de la Iddingsita. ....                      | 23 |
| 4.1. Estructura Mineralógica.....                                           | 23 |
| 4.2. Mecanismo Estructural de Formación. ....                               | 24 |
| 4.3. Microestructura Petrográfica. ....                                     | 24 |
| 4.3.1. Distribución.....                                                    | 25 |

|                                                                  |    |
|------------------------------------------------------------------|----|
| 4.3.2. Tipos de Microtextura. ....                               | 25 |
| 4.4. Relación Estructura-Proceso.....                            | 25 |
| 4.5. Significado Geológico.....                                  | 27 |
| 5. Composición Química de la Iddingsita .....                    | 28 |
| 5.1. Elementos Químicos Principales.....                         | 28 |
| 5.2. Cambios Químicos Durante la Iddingsitización. ....          | 29 |
| 5.2.1. Hidratación. ....                                         | 29 |
| 5.2.2. Oxidación Del Hierro.....                                 | 29 |
| 5.2.3. Pérdida De Magnesio. ....                                 | 29 |
| 5.2.4. Incorporación De Aluminio.....                            | 29 |
| 5.3. Fórmulas Químicas Propuestas. ....                          | 30 |
| 6. Alteraciones Asociadas Al Hierro. ....                        | 30 |
| 6.1. Oxidación. ....                                             | 30 |
| 6.1.1. Minerales formados. ....                                  | 31 |
| 6.2. Hidratación. ....                                           | 31 |
| 6.3. Hidrolisis.....                                             | 31 |
| 6.4. Iddingsitización.....                                       | 32 |
| 6.4.1. Minerales más comunes:.....                               | 32 |
| 6.5. Serpentinización.....                                       | 32 |
| 6.6. Ferrihidritización.....                                     | 33 |
| 7. Capacidad De Intercambio Catiónico. ....                      | 34 |
| 7.1. Definición de Capacidad de Intercambio Catiónico. ....      | 34 |
| 7.2. Fundamento Químico De La CIC. ....                          | 35 |
| 7.3. Rocas Volcánicas Alteradas.....                             | 36 |
| 7.4. Capacidad De Intercambio Catiónico De La Iddingsita. ....   | 36 |
| 8. Adsorción De Metales Y Tierras Raras (REE). ....              | 37 |
| 8.1. Tierras Raras (REE).....                                    | 38 |
| 8.2. Fundamentos De La Adsorción En Sistemas Minerales. ....     | 40 |
| 8.3. Adsorción De REE En Minerales Arcillosos. ....              | 41 |
| 8.4. Factores Que Controlan La Adsorción De REE. ....            | 41 |
| 8.5. Aplicaciones En Remediación Y Recuperación De Metales. .... | 42 |
| 8.6. Relación Con La idldingsita Como Material Adsorbente. ....  | 42 |

|       |                                                                        |           |
|-------|------------------------------------------------------------------------|-----------|
| 9.    | Formación De Fases Secundarias Y Comportamiento Reactivo. ....         | 43        |
| 9.1.  | Formación De Fases Secundarias. ....                                   | 43        |
| 9.2.  | Comportamiento Reactivo. ....                                          | 44        |
| 10.   | Potencial Cerámico De Materiales Ricos En Hierro. ....                 | 45        |
| 10.1. | Importancia De Los Materiales Ricos En Hierro En Cerámica. ....        | 45        |
| 10.2. | Función Del Hierro En Procesos Cerámicos. ....                         | 45        |
| 10.3. | Transformaciones Mineralógicas Durante La Cocción. ....                | 46        |
| 10.4. | Influencia En Propiedades Tecnológicas. ....                           | 46        |
| 10.5. | Aplicación De Materiales Volcánicos En Cerámica. ....                  | 46        |
| 11.   | Contexto Geológico. ....                                               | 47        |
| 11.1. | Rift Molango. ....                                                     | 47        |
| 11.2. | Geología Regional. ....                                                | 48        |
|       | <b>OBJETIVO GENERAL. ....</b>                                          | <b>52</b> |
|       | <b>OBJETIVOS ESPECIFICOS. ....</b>                                     | <b>52</b> |
|       | <b>CAPITULO II. MATERIALES Y MÉTODOS. ....</b>                         | <b>54</b> |
| 1.    | Descripción. ....                                                      | 54        |
| 2.    | Localización Del Área De Estudio ....                                  | 54        |
| 3.    | Clasificación Piroclástica Y Composición Litológica. ....              | 55        |
| 4.    | Difracción De Rayos X. ....                                            | 56        |
| 4.1.  | Preparación de la Muestra ....                                         | 58        |
| 5.    | Plasma Acoplado Inductivamente (ICP). ....                             | 58        |
| 5.1.  | Preparación de la Muestra ....                                         | 59        |
| 6.    | Fluorescencia de Rayos (FRX) ....                                      | 59        |
| 7.    | Microscopia Electronica De Barrido (MEB) ....                          | 62        |
| 7.1.  | Preparación de la Muestra. ....                                        | 65        |
| 8.    | Espectroscopía de Fotoelectrones Emitidos por Rayos X (XPS). ....      | 65        |
| 9.    | Muestreo. ....                                                         | 68        |
| 10.   | Desarrollo Experimental. ....                                          | 69        |
| 10.1. | Lixiviación. ....                                                      | 69        |
| 10.2. | Intercambio Catiónico. ....                                            | 69        |
|       | <b>III. RESULTADOS Y DISCUSIONES ....</b>                              | <b>73</b> |
| 1.    | Caracterización De La Iddingsita Antes Del Intercambio Catiónico. .... | 73        |

|      |                                                                                     |    |
|------|-------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1.1. | Difracción de Rayos X.....                                                          | 73 |
| 1.2. | Composición química de la iddingsita natural (ICP–FRX).....                         | 79 |
| 1.3. | Microscopia Electrónica De Barrido (Meb). ....                                      | 80 |
| 2.   | Caracterización de Iddingsita natural después del intercambio catiónico.            | 81 |
| 2.1. | Validación del intercambio catiónico mediante análisis ICP .....                    | 81 |
| 2.2. | Microscopia Electronica De Barrido (Meb) Despues del Intercambio.....               | 83 |
| 2.3. | Difracción de Rayos X (DRX) de la iddingsita después del intercambio catiónico..... | 85 |
| 5.   | Intercambio Catiónico.....                                                          | 88 |
| 5.1. | pH 1 a 25°C.....                                                                    | 88 |
| 6.   | <b>DISCUSIONES.</b> .....                                                           | 88 |
|      | <b>CONCLUSIONES</b> .....                                                           | 92 |
|      | <b>REFERENCIAS</b> .....                                                            | 95 |

## ÍNDICE DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |    |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 1. Sección Geológica del Rift Molango.....                                                                                                                                                                                                                                                                          | 48 |
| Figura 2. Desarrollo experimental. ....                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 54 |
| Figura 4. Diagrama QAPF de la muestra tomada en campo.....                                                                                                                                                                                                                                                                 | 56 |
| Figura 5. Difractograma de rayos X del material de Iddingsita, cuyas especies minerales principales son: cuarzo, nontronita, cordierita y magemita. Obtenida con una radiación de Cu K $\alpha_1$ de longitud 1.50056 Å, un voltaje de 30 Kv, una intensidad de 20 mA y una velocidad de barrido de 22 $\theta$ /min. .... | 74 |
| Figura 6. Modelos cristalográficos generados con VESTA de las fases identificadas por DRX: (a) maghemita (estructura cúbica tipo espinela), (b) cordierita (red ortorrómbica con canales estructurales), y (c) nontronita (estructura laminar tipo filosilicato con espacios interlaminares). ....                         | 75 |
| Figura 7. Relación entre el tamaño promedio de cristal estimado mediante el método de Scherrer a partir del patrón de difracción de rayos X (DRX) y el porcentaje de cristalinidad relativo de las fases identificadas. ....                                                                                               | 77 |
| Figura 8. Comparación microestructural de la iddingsita mediante SEM-EDS: (a) muestra natural. ....                                                                                                                                                                                                                        | 81 |
| Figura 9. Evidencia macroscópica del proceso de intercambio catiónico con iddingsita natural: (a) licor de lixiviación previo al tratamiento, (b) material sólido obtenido tras el proceso de intercambio y (c) sólido recuperado después de filtración y secado. ....                                                     | 82 |
| Figura 9. Muestra después del intercambio catiónico. ....                                                                                                                                                                                                                                                                  | 84 |
| Figura 10. Microfotografías de la Iddingsita después del intercambio iónico a) Imagen general, 2000X, SEM, b) imagen puntual donde fue tomado el microanálisis c) mapping de distribución de elementos de tierras raras. ....                                                                                              | 85 |
| Figura 11. Espectro de difracción de rayos X de la muestra de iddingita después del intercambio catiónico.....                                                                                                                                                                                                             | 86 |
| Figura 12. Tamaño de cristal de las fases identificadas.....                                                                                                                                                                                                                                                               | 87 |

## ÍNDICE DE TABLAS

|                                                                                                                    |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabla 1. Procesos de alteración hidrotermal, meteorización y evolución post-magmática en sistemas volcánicos ..... | 27 |
| Tabla 2. Procesos de alteración hidrotermal, meteorización y evolución post-magmática en sistemas volcánicos. .... | 29 |
| Tabla 3. Minerales secundarios más comunes derivados de la alteración del hierro .....                             | 34 |
| Tabla 4. Condiciones experimentales de la cinética de lixiviación en medio de ácido sulfúrico. ....                | 70 |
| Tabla 5. Composición química promedio de la Iddingsita natural. <b>¡Error! Marcador no definido.</b>               |    |
| Tabla 6. Determinación del tamaño de cristal de la maghemita [96-152-8612].....                                    | 78 |
| Tabla 7. Cálculo de cristalinidad de la maghemita [96-152-8612]. ....                                              | 78 |
| Tabla 8. Determinación del tamaño de cristal de la nontronita [96-900-6565]. ....                                  | 78 |
| Tabla 9. Cálculo de cristalinidad de la nontronita [96-900-6565].....                                              | 78 |
| Tabla 10. Determinación del tamaño de cristal de la cordierita [96-900-4115].....                                  | 79 |
| Tabla 11. Cálculo de cristalinidad de la nontronita [96-900-4115].....                                             | 79 |
| Tabla 12. Valores intercambio catiónico con Iddingsita natural. ....                                               | 83 |

## RESUMEN

La presente investigación evalúa el potencial cerámico y la capacidad de intercambio catiónico (CIC) de la iddingsita presente en la Formación Atotonilco el Grande (Hidalgo, México), con el propósito de determinar su viabilidad como material funcional en la recuperación de tierras raras (REE) y su posible aplicación como materia prima en la industria cerámica.

La iddingsita de la Formación Atotonilco el Grande (Hidalgo, México) fue caracterizada mediante DRX, SEM-EDS, e ICP con el objetivo de evaluar su potencial como materia prima cerámica, y como adsorbente para la captura de elementos estratégicos. La mineralogía de la muestra natural está dominada por cuarzo, hematita, calcita y filosilicatos Fe-ricos, coherentes con su origen por alteración pseudomórfica del olivino bajo condiciones oxidantes. La microestructura observada revela una morfología laminar, elevada porosidad y abundantes cavidades interconectadas, las cuales proporcionan una amplia área específica activa para procesos de intercambio catiónico.

El análisis por DRX evidenció la formación de nuevas fases nanocristalinas, tales como PDF [96-900-6923]  $\text{CeO}_2 \cdot \text{VCe}(\text{VO}_4)$ , PDF [96-210-2753],  $\text{Cu}_2\text{Fe}_2\text{Ge}_3\text{O}_{11}$  y PDF [96-900-6923]  $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_{15}\text{Si}_{122}$ , indicando mecanismos combinados de intercambio electrostático, adsorción específica y precipitación superficial.

Estos resultados demuestran que la iddingsita posee una doble funcionalidad: (i) alta capacidad de captura de metales estratégicos, impulsada por su estructura laminar y riqueza en óxidos de hierro; y (ii) potencial cerámico asociado a su contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y carbonatos, que favorecen la sinterización a temperaturas moderadas. En conjunto, este estudio posiciona a la iddingsita como un recurso volcánico multifuncional con aplicaciones en remediación ambiental, recuperación de metales críticos y desarrollo de cerámicos funcionales dentro de esquemas de economía circular.

## INTRODUCCIÓN

En las últimas décadas, el interés por materiales geológicos con propiedades funcionales y potencial industrial ha aumentado de forma significativa debido a la transición hacia tecnologías sostenibles, la economía circular y la valorización de recursos minerales regionales (Valdivia Hernández et al., 2025). Entre estos materiales destaca la iddingsita, un producto de alteración del olivino compuesto por intercrecimientos nanométricos de goethita, hematita y esmectitas Fe-ricas, cuya formación ocurre en condiciones oxidantes y en presencia de fluidos, desde meteorización subaérea hasta ambientes hidrotermales de baja temperatura (<140 °C) (Lopez et al., 2022) (Arellano-Gil et al., 2005).

En México, este material se conoce ampliamente como tezontle, término derivado del náhuatl tetzontli ('piedra-cabellera', de tetl: piedra y tzontli: cabellera), según la Real Academia Española (Real Academia Española. (2025). *Diccionario de la lengua española* (23.<sup>a</sup> ed., versión 23.8). El tezontle ha sido utilizado tradicionalmente como material de relleno y base para autopistas y vías ferroviarias, así como en construcción ligera y decoración arquitectónica (Morales, 2011). Su clasificación como roca ígnea de origen volcánico, asociada a la solidificación rápida de magmas máficos, se acompaña frecuentemente de reportes que lo describen como escoria volcánica (Rodríguez, 2005).

Uno de los ambientes geológicos donde la iddingsita se desarrolla con abundancia es la Formación Atotonilco el Grande (Plioceno) (Sandoval et al., 2025), situada en el sector centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana, donde predominan facies lacustres y volcanoclásticas ricas en litologías máficas susceptibles a alteración iddingsítica (Rodríguez, 2005) (de Lima et al., 2021). En este tipo de depósitos, la iddingsitización implica: (i) disolución preferencial de Mg, (ii) oxidación de Fe(II) a Fe(III), y (iii) reorganización topotáctica que nuclea goethita y filosilicatos Fe-ricos a lo largo de los planos del olivino original. Durante etapas avanzadas, parte de los Fe-oxi (hidróxidos) puede deshidratarse y transformarse en hematita (López et al., 2022) (Arellano-Gil et al., 2005). Investigaciones recientes han delimitado su definición mineralógica moderna y han documentado mecanismos de

formación análogos en rocas máficas terrestres y en meteoritos marcianos tipo nakhlita (Arellano-Gil et al., 2005).

Desde un enfoque cerámico, las materias primas volcánicas ricas en Fe (como basaltos alterados, tobas basálticas e incluso materiales iddingsíticos) se emplean como componentes en pastas rojas y gres porcelánico, debido a su función como fundentes, su influencia en la densificación y su papel como agentes cromóforos durante la cocción (LIMA, 1999) (de Lima et al., 2021) (Ceylantekin & Başar, 2018). La presencia de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  favorece la sinterización entre 950–1150 °C, regula la cristalización de fases como la mullita y mejora la resistencia mecánica y la estabilidad microestructural del producto final (Dondi, 1999) (de Lima et al., 2021) (Ceylantekin & Başar, 2018) (Smith et al., 1987).

Desde el punto de vista tecnológico, la fracción esmectítica propia de la iddingsita aporta características funcionales relevantes para la remoción de contaminantes: alta capacidad de intercambio catiónico (CIC), elevada superficie específica y afinidad por especies metálicas y orgánicas (Haggerty & Baker, 1967) (Xie et al., 2024) (Kuebler, 2013). Estas propiedades son especialmente interesantes para aplicaciones ambientales, ya que los minerales arcillosos Fe-ricos y los compósitos arcilla–Fe han demostrado ser adsorbentes eficaces y de bajo costo para eliminación de metales pesados, radionúclidos y colorantes modelo, con mejoras adicionales mediante modificaciones térmicas o químicas (Xie et al., 2024) (Kuebler, 2013) (Novikau & Lujaniene, 2022). Estudios previos han documentado que materiales como bentonita, diatomita y compósitos arcilla–Fe alcanzan eficiencias superiores al 90–99 % en la extracción de lantánidos livianos y pesados, destacando la influencia de la mineralogía, la carga superficial y la química del sistema (Salinas Rodríguez et al., 2023) (Salinas-Rodríguez et al., 2019) (Hernández-Ávila et al., 2017) (Hernández-Ávila et al., 2019).

En particular, Salinas-Rodríguez (Salinas Rodríguez et al., 2023) demostraron la viabilidad de la extracción selectiva de Ce y Nd mediante intercambio catiónico empleando bentonita y diatomita, mientras que trabajos previos señalaron la capacidad de estos materiales para la recuperación eficiente de REE a partir de

soluciones acuosas (Salinas-Rodríguez et al., 2019). De forma complementaria, Hernández-Ávila et al. (Hernández-Ávila et al., 2017) reportaron la remoción eficaz de metales pesados mediante diatomeas naturales, y posteriormente ampliaron estos resultados al uso de minerales porosos no metálicos en la recuperación de metales preciosos y tierras raras (Hernández-Ávila et al., 2019).

A pesar de la abundancia regional de iddingsita en la Formación Atotonilco el Grande, su comportamiento en aplicaciones cerámicas y su desempeño como adsorbente no han sido evaluados de manera sistemática. En este contexto, el presente estudio analiza el potencial cerámico y la capacidad de intercambio catiónico de la iddingsita de dicha formación, integrando técnicas de caracterización mineralógica (DRX, SEM-EDS, FTIR, ICP) con métricas de desempeño funcional. Esta aproximación permite establecer criterios para su incorporación en materiales cerámicos de bajo costo y en sistemas adsorbentes, fortaleciendo la valorización sustentable de recursos volcánicos regionales.

---

# CAPÍTULO 1

---

## ANTECEDENTES

El Capítulo 1 aborda la importancia de los materiales volcánicos alterados como recursos estratégicos, destacando a la iddingsita como un producto de alteración del olivino compuesto por óxidos de hierro y filosilicatos ricos en Fe. Su formación ocurre en condiciones oxidantes mediante procesos de hidratación, oxidación y lixiviación, generando una estructura porosa y altamente reactiva.

Se describe su contexto geológico en la Formación Atotonilco el Grande, dentro de la Faja Volcánica Transmexicana, donde la actividad volcánica y la alteración hidrotermal favorecen su desarrollo. Asimismo, se analiza la capacidad de intercambio catiónico (CIC), atribuida principalmente a la presencia de esmécticas, lo que permite la adsorción de metales y tierras raras.

Finalmente, se resalta su potencial cerámico debido al contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , que actúa como fundente y mejora las propiedades del material. En conjunto, la iddingsita se reconoce como un material multifuncional con aplicaciones ambientales e industriales.

## **CAPÍTULO I. ANTECEDENTES.**

### **1. Materiales volcánicos y su valorización en la economía circular.**

En los últimos años, se ha intensificado los trabajos de exploración que se centran en minerales con un interés económico, esto mediante el análisis de estructuras geológicas, como se formaron y la cantidad del mineral (Valdivia Hernández et al., 2025). En este contexto, los materiales volcánicos han emergido como recursos estratégicos debido a su abundancia, bajo costo y versatilidad tecnológica.

Los materiales volcánicos, particularmente aquellos derivados de procesos de alteración, representan una fuente importante de materias primas de bajo costo con aplicaciones en industrias como la cerámica, la ambiental y la metalúrgica.

Rocas volcánicas como basaltos, tobas y escorias presentan propiedades fisicoquímicas que permiten su uso como materias primas cerámicas, adsorbentes naturales y soportes catalíticos (Dondi, 1999; de Lima et al., 2021). Estas aplicaciones están directamente relacionadas con su composición mineralógica, estructura microtextural y capacidad de interacción con fluidos.

Adicionalmente, estudios recientes han destacado que los residuos y materiales volcánicos pueden integrarse en esquemas de valorización dentro de la economía circular, al ser reutilizados en procesos industriales como la fabricación de materiales de construcción, cerámicos avanzados y sistemas de remediación ambiental. En este sentido, se ha demostrado que estos materiales pueden ser transformados mediante tratamientos físicos, químicos o térmicos para mejorar sus propiedades funcionales, incrementando su valor agregado y reduciendo impactos ambientales asociados a su disposición final (Petrúrgica, I. V. Y. Las Rocas Volcánicas Neogenas Del Se español: Posibles Aplicaciones En La Industria Vitrocerámica Y Petrúrgica.).

### **2. La iddingsita: origen, composición y características mineralógicas.**

La iddingsita es un producto de alteración del olivino, caracterizado por ser un ensamblaje complejo de óxidos e hidróxidos de hierro, como hematita y goethita, junto con filosilicatos ricos en Fe (Smith et al., 1987; Haggerty & Baker, 1967). Su

formación ocurre bajo condiciones oxidantes y en presencia de fluidos, en ambientes que van desde la meteorización subaérea hasta sistemas hidrotermales de baja temperatura ( $<140\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) (Lopez et al., 2022). Nunca se encuentra como pseudomorfos de otros minerales primarios como piroxenos o anfíboles y nunca ocurre como material de relleno en poros y grietas. La iddingsita puede encontrarse como pseudomorfos del olivino junto con otros productos secundarios como serpentina o minerales arcillosos. Tales transformaciones son el resultado de dos o más procesos de alteración sucesivos, cada uno de los cuales afecta parte del mineral original del olivino (Delvigne et al., 1979).

Desde el punto de vista histórico, los primeros estudios sobre la iddingsita se remontan al siglo XIX. El término *iddingsita* fue propuesto por Lawson en 1893 en honor al geólogo y petrografista Joseph Paxson Iddings, a partir del análisis de fenocristales alterados en rocas basálticas de la región de California (Lawson, 1893). Este trabajo constituye uno de los primeros intentos por describir sistemáticamente los productos de alteración del olivino en ambientes volcánicos.

Posteriormente, diversos estudios han ampliado la comprensión de este material, reconociéndolo no como un mineral único, sino como un ensamblaje polifásico resultado de procesos de alteración complejos (Kuebler, 2013). En este sentido, la iddingsita se interpreta como una asociación mineralógica compuesta por fases nanométricas que incluyen óxidos de hierro, filosilicatos y, en algunos casos, sílice amorfa.

### **2.1. Composición de la Iddingsita.**

La iddingita es muy variable en composición porque nunca consiste en una sola fase y representa una mezcla de goetita criptocristalina (y posiblemente hematita) con un filosilicato (esmectita, clorita, talco (rara vez), micas). También pueden estar presentes componentes amorfos (Sun, 1957; Wilshire, 1958).

Aunque la iddingita es una mezcla de dos o más fases, a veces se comporta ópticamente como un material homogéneo; su homogeneidad óptica se debe a la

orientación, en la iddingsita, del componente de goetita y de los filosilicatos de estructura en capas que pueden ser heredados total o parcialmente del marco de oxígeno en el cristal de olivino original (Brown & Stephen, 1959).

## **2.2. Características ópticas.**

El color de la iddingsita en sección delgada es generalmente marrón amarillento, a veces marrón rojizo o rojo, con un pleocroísmo débil. El índice de refracción depende del grado de iddingsitización y varía de 1,65 a 1,88 en las variedades más alteradas y parece ser una función del contenido de goetita.

## **2.3. Micromorfología.**

La iddingsita presenta variaciones micromorfológicas que dependen del tipo de roca hospedante y de las condiciones de alteración. En términos generales, puede ocurrir en al menos dos morfologías principales, asociadas a ambientes volcánicos y plutónicos.

En basaltos y otras rocas volcánicas, la iddingsita suele presentar color marrón amarillento a marrón ocre, y se distribuye preferentemente en los bordes externos de cristales de olivino euhedrales. La transformación ocurre de manera centrípeta, iniciando con una etapa pelicular en la que únicamente el borde del olivino se altera, seguida por una fase más avanzada en la que el núcleo del cristal se pseudomorfosea completamente. Este proceso es típicamente isovolumétrico, de modo que la iddingsita conserva la forma externa del cristal original, manteniendo sus contornos (Sheppard, 1962).

En algunos casos, la iddingsita puede mostrar deformación paralela al bandeamiento de flujo en lavas fluidales, lo que sugiere que la alteración comenzó antes de la solidificación completa del magma. Asimismo, se ha documentado la presencia de un segundo borde de olivino recristalizado alrededor de un núcleo previamente iddingsitizado, lo cual respalda la hipótesis de un origen deúterico para este proceso (Edwards, 1938). En este contexto, la iddingsitización se interpreta

como el resultado de un evento de alteración hidratativa-oxidativa seguido por una etapa de recristalización magmática.

El contacto entre el núcleo de olivino y la zona alterada suele ser irregular, ya que la iddingsita puede avanzar a través del cristal siguiendo distintas direcciones cristalográficas, generando bordes denticulados y complejos.

En rocas plutónicas, la alteración presenta características distintas. Aunque el proceso también es centrípeto, la iddingsitización progresa preferentemente a lo largo de fracturas y grietas, lo que da lugar a la formación de múltiples núcleos residuales de olivino dentro de una matriz irregular o celular de iddingsita. En estos casos, es común observar zonación en tonos marrones o amarillentos, lo cual refleja etapas sucesivas de alteración y reducción progresiva del núcleo original.

Durante la preparación de secciones delgadas, el secado de las muestras puede generar poros alargados en la masa de iddingsita, los cuales tienden a orientarse paralelamente a planos de clivaje tipo micáceo. En materiales donde predomina el componente férrico sobre la fracción esmectítica, pueden desarrollarse sistemas de grietas internas irregulares, distribuidas de manera aleatoria o en patrones radiales y concéntricos.

Desde el punto de vista petrográfico, la identificación de la iddingsita puede resultar compleja. Esto se debe a que sus características ópticas están dominadas por la presencia de goethita o hematita, responsables de su coloración y de su extinción homogénea. Como consecuencia, es difícil distinguir entre diferentes productos de alteración del olivino únicamente mediante microscopía óptica (Sheppard, 1962).

Esta dificultad se acentúa en ambientes tropicales o en regolitos, donde la meteorización superficial puede superponerse a procesos de alteración deúterica. En estos casos, la superposición de procesos puede generar cambios químicos y mineralógicos significativos sin modificar de manera evidente los criterios ópticos de identificación, lo que hace indispensable el uso de técnicas analíticas complementarias para una caracterización precisa (Kuebler, 2013).

## **2.4. Proceso de iddingsitización.**

El proceso de iddingsitización implica la disolución preferencial de Mg, la oxidación de  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$  y la reorganización estructural del olivino original, dando lugar a fases secundarias como goethita y esmectitas (Smith et al., 1987). Este proceso genera una textura pseudomórfica en la que se conserva la morfología del mineral original, pero con una transformación mineralógica completa.

Además, durante la alteración se desarrollan estructuras laminares y porosas que incrementan la superficie específica del material, lo cual es clave para sus propiedades fisicoquímicas y su comportamiento como adsorbente (Kuebler, 2013).

Este material no constituye un mineral único, sino un ensamble complejo de fases secundarias, entre las que destacan minerales del grupo de las esmectitas (principalmente saponita), óxidos e hidróxidos de hierro como la goetita, y en ocasiones minerales tipo halloysita (Eggleton, 1984; Smith et al., 1987).

El proceso inicia con la penetración de fluidos acuosos a través de microfracturas, bordes cristalinos y planos de debilidad del olivino. Estas vías de acceso permiten la interacción entre el mineral primario y soluciones ricas en oxígeno, favoreciendo la oxidación del hierro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) a hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ). Este cambio redox es un paso clave en la transformación mineralógica, ya que conduce a la formación de fases como la goetita (Smith et al., 1987).

A nivel geoquímico, la iddingsitización es un proceso caracterizado por ser no isoquímico, ya que implica tanto la pérdida como la ganancia de elementos. Durante la alteración, el olivino experimenta la lixiviación de Mg y Si, mientras que simultáneamente se incorpora agua, así como elementos externos como Al. Este intercambio de materia refleja un sistema abierto, controlado por la circulación de fluidos (Banfield et al., 1991).

Desde el punto de vista microestructural, estudios mediante microscopía electrónica de transmisión han demostrado que la iddingsitización ocurre en etapas

progresivas. Inicialmente, el olivino se desestabiliza formando dominios nanométricos y canales de disolución; posteriormente, estos espacios son ocupados por minerales secundarios que crecen de manera epitáctica, conservando parcialmente la forma original del cristal (Eggleton, 1984).

El resultado final es la formación de un pseudomorfo, en el cual la iddingsita reemplaza al olivino preservando su hábito cristalino original, pero con una textura interna porosa y heterogénea. Este proceso puede desarrollarse tanto en condiciones de meteorización superficial como en ambientes hidrotermales de baja temperatura, siendo controlado por factores como la disponibilidad de agua, la temperatura y el grado de fracturamiento del mineral (Smith et al., 1987).

### **3. Propiedades físico-químicas de la iddingsita.**

#### **3.1. Composición Química.**

La iddingsita presenta una composición química variable, controlada por el grado de alteración del olivino:

Contiene:

- Fe (oxidado principalmente a  $\text{Fe}^{3+}$ )
- $\text{SiO}_2$  (variable)
- $\text{Al}_2\text{O}_3$  (incorporado desde minerales vecinos)
- $\text{H}_2\text{O}$  (alto contenido)

Procesos clave:

- Entrada de agua y aluminio
- Salida de Mg y Si
- Oxidación del hierro

Esto ha sido documentado en estudios experimentales donde se observa que la alteración del olivino implica difusión de Mg y Si hacia afuera e incorporación de  $\text{H}_2\text{O}$  y Al, con conservación parcial del Fe (Smith et al., 1987; Kuebler et al., 2003).

Por eso, la iddingsita no tiene fórmula fija, aunque históricamente se propuso:  $\text{MgO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  (Ross y Shannon, 1925).

### **3.2. Propiedades Físicas.**

#### **3.2.1. Color.**

- Pardo rojizo a amarillo ocre
- Asociado a óxidos de hierro

Esto coincide con descripciones petrográficas donde la iddingsita muestra color marrón a amarillo con pleocroísmo marcado (Lawson, 1893; revisado en estudios modernos).

#### **3.2.2. Hábito y textura.**

- Pseudomorfo del olivino
- Agregado:
  - Microcristalino
  - Criptocristalino
- Se presenta como:
  - bordes de alteración
  - reemplazo total del cristal

Esto está ampliamente documentado como un proceso de reemplazo topotáctico del olivino, donde se conserva la forma cristalina original (Eggleton, 1984).

#### **3.2.3. Dureza.**

- Baja (~2–4 Mohs).
- Material blando y frágil.

Se describe como un material “soft, brittle” en estudios clásicos de iddingsita en basaltos (Mateus et al., 2018)

### **3.2.4. Densidad.**

- Variable y menor que el olivino
- Disminuye por:
  - Hidratación
  - Formación de arcillas

### **3.2.5. Propiedades ópticas.**

En lámina delgada, la iddingsita presenta:

- Pleocroísmo: amarillo–rojizo
- Baja birrefringencia
- Textura:
  - Agregados finos
  - Zonas opacas (óxidos de Fe)

El pleocroísmo y los colores característicos han sido reportados en estudios petrográficos de alteración de olivino (Lawson, 1893; estudios posteriores)

## **3.3. Propiedades Químicas y Reactividad.**

### **3.3.1. Hidratación.**

La iddingsita es rica en agua debido a la formación de arcillas tipo esmectita y fases hidratadas (Eggleton, 1984).

### **3.3.2. Oxidación.**

- Transformación de  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$
- Formación de:
  - goethita
  - hematita

Este proceso ocurre durante la alteración oxidativa del olivino, donde el hierro se reorganiza en óxidos/hidróxidos (Smith et al., 1987).

### **3.3.3. Sistema abierto.**

La iddingsitización implica:

- intercambio químico con el entorno
- entrada de elementos externos (Na, Al, Ca)

Esto confirma que es un proceso de alteración en sistema abierto (Smith et al., 1987).

### **3.3.4. Condiciones de Formación.**

La iddingsita se forma bajo:

- Temperaturas bajas a moderadas ( $< \sim 150\text{--}300\text{ }^{\circ}\text{C}$ )
- Ambientes:
  - Meteóricos
  - Hidrotermales
  - Deuteríticos

Se ha demostrado que puede formarse por:

- Alteración a baja temperatura ( $< 140\text{ }^{\circ}\text{C}$ )
- Condiciones oxidantes con presencia de agua (Haggerty, 1967)

## **4. Estructura y Microestructura de la Iddingsita.**

La iddingsita es un producto de alteración del olivino que no constituye un mineral individual, sino un agregado polifásico formado por silicatos hidratados, óxidos/hidróxidos de hierro y sílice, organizado a escala micro- y nanométrica (Eggleton, 1984; Smith et al., 1987; Kuebler et al., 2003). Su estructura debe entenderse como un ensamble textural más que como una red cristalina definida.

### **4.1. Estructura Mineralógica.**

A nivel estructural, la iddingsita está compuesta por:

- Filosilicatos tipo esmectita (estructura 2:1)
- Óxidos e hidróxidos de hierro (principalmente goethita  $\pm$  hematita)
- Sílice amorfa o pobremente cristalina

Estudios mediante microscopía electrónica de transmisión (TEM) han demostrado que estas fases se disponen como una mezcla íntima de láminas arcillosas y partículas de óxidos de hierro, sin orden cristalino a largo alcance (Eggleton, 1984). Asimismo, análisis espectroscópicos indican que la iddingsita corresponde a un ensamble heterogéneo dominado por esmectita y fases férricas (Kuebler et al., 2003).

#### **4.2. Mecanismo Estructural de Formación.**

La formación de iddingsita ocurre mediante un proceso de reemplazo pseudomórfico del olivino, donde:

- Se conserva la morfología externa del cristal
- Se destruye completamente la estructura interna del nesosilicato

Durante este proceso:

- $Mg^{2+}$  y parte del  $Si^{4+}$  se liberan del sistema
- Se incorporan  $H_2O$ ,  $O_2$  y  $Al^{3+}$
- El  $Fe^{2+}$  se oxida a  $Fe^{3+}$

Este mecanismo ha sido descrito como un proceso de difusión–reacción en sistema abierto, donde la alteración progresa desde el borde hacia el núcleo del cristal (Smith et al., 1987). Eggleton (1984) señala que la transformación implica una reorganización completa de la estructura cristalina del olivino hacia un ensamblaje arcilloso-férrico.

#### **4.3. Microestructura Petrográfica.**

En lámina delgada, la iddingsita presenta las siguientes microestructuras características:

#### **4.3.1. Distribución.**

- Bordes de alteración (rims) → etapa inicial
- Fracturas rellenas → vías de fluidos
- Parches irregulares → alteración intermedia
- Reemplazo total → etapa avanzada

Este patrón corresponde a un proceso de alteración centrípeta, ampliamente documentado en basaltos alterados (Smith et al., 1987).

#### **4.3.2. Tipos de Microtextura.**

##### **1. Textura pelicular (rim).**

- Formación de una capa delgada alrededor del olivino
- Asociada a hidratación inicial

##### **2. Textura fibrosa-laminar.**

- Dominada por esmectita
- Orientación variable

##### **3. Textura criptocristalina masiva.**

- Mezcla íntima de fases
- Sin orientación preferente

##### **4. Textura porosa.**

- Resultado de la pérdida de Mg y Si
- Indicativa de disolución parcial

Estas texturas reflejan procesos simultáneos de disolución, precipitación y reemplazo (Eggleton, 1984).

#### **4.4. Relación Estructura-Proceso.**

La estructura y microestructura de la iddingsita reflejan directamente los procesos fisicoquímicos involucrados durante la alteración del olivino. La transformación de este mineral primario hacia un agregado secundario hidratado ocurre mediante mecanismos simultáneos de hidratación, oxidación, disolución y reemplazo

mineralógico, los cuales generan evidencias texturales y estructurales observables tanto a escala petrográfica como microscópica (Eggleton, 1984; Smith et al., 1987).

Uno de los principales procesos asociados a la formación de iddingsita es la hidratación, la cual favorece la generación de minerales arcillosos secundarios, especialmente esmectitas. La incorporación de agua dentro del sistema provoca la destrucción progresiva de la estructura cristalina original del olivino y la formación de fases hidratadas de grano fino. Este proceso se manifiesta microestructuralmente mediante el desarrollo de agregados laminares y criptocristalinos ricos en filosilicatos (Eggleton, 1984). La presencia de estas fases indica condiciones de alteración a bajas temperaturas y circulación de fluidos acuosos.

Otro proceso fundamental es la oxidación del hierro contenido en el olivino. Durante la alteración, el hierro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) se transforma en hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), permitiendo la formación de óxidos e hidróxidos como goethita y hematita. Petrográficamente, este fenómeno se evidencia por el desarrollo de tonalidades rojizas, pardas o amarillentas, así como por la aparición de zonas opacas dentro del pseudomorfo de iddingsita (Smith et al., 1987; Mateus et al., 2018). La oxidación constituye una característica distintiva de ambientes alterantes con condiciones relativamente oxidantes y presencia de agua.

La disolución parcial del olivino representa otro mecanismo importante durante la iddingsitización. La movilización de Mg y parte de la sílice hacia los fluidos genera aumento de porosidad y espacios vacíos dentro del cristal alterado. Esta pérdida de material favorece la circulación continua de fluidos y acelera la alteración progresiva del mineral original. Texturalmente, este proceso se reconoce mediante microfracturas, cavidades y estructuras porosas observadas en lámina delgada o microscopía electrónica (Smith et al., 1987).

El proceso global de transformación ocurre mediante un mecanismo de reemplazo pseudomórfico, donde la iddingsita conserva la forma externa del cristal de olivino original, aunque su estructura interna haya sido completamente modificada. Este

fenómeno se conoce como pseudomorfismo y constituye una de las evidencias más importantes de alteración mineral. Eggleton (1984) describe este reemplazo como un proceso de reorganización mineralógica progresiva controlada por difusión y reacción entre el cristal y los fluidos alterantes.

En conjunto, la relación entre estructura y proceso permite interpretar la evolución geoquímica y mineralógica de las rocas volcánicas alteradas. La presencia de texturas pseudomórficas, minerales hidratados y productos ferruginosos constituye evidencia de interacción fluido–roca bajo condiciones de baja temperatura, oxidación e hidratación. Por ello, la microestructura de la iddingsita representa un indicador importante para reconstruir procesos de alteración hidrotermal, meteorización y evolución post-magmática en sistemas volcánicos como se observa en la tabla 1.

| Proceso     | Evidencia microestructural | Referencia          |
|-------------|----------------------------|---------------------|
| Hidratación | Formación de esmectita     | Eggleton (1984)     |
| Oxidación   | Óxidos de Fe (goethita)    | Smith et al. (1987) |
| Disolución  | Porosidad y pérdida de Mg  | Smith et al. (1987) |
| Reemplazo   | Pseudomorfismo             | Eggleton (1984)     |

*Tabla 1. Procesos de alteración hidrotermal, meteorización y evolución post-magmática en sistemas volcánicos*

#### **4.5. Significado Geológico.**

La estructura y microestructura de la iddingsita evidencian:

- Interacción fluido–roca en sistema abierto
- Condiciones de baja temperatura
- Ambientes oxidantes e hidratados

En contextos volcánicos como la Faja Volcánica Transmexicana, estas características indican procesos de alteración asociados a:

- Circulación de fluidos hidrotermales
- Alteración lava–agua

- Evolución post-eruptiva

(Arellano-Gil et al., 2005; Ortiz-Hernández et al., 2018).

## **5. Composición Química de la Iddingsita**

La iddingsita es un producto secundario generado por la alteración del olivino y, debido a su naturaleza compleja, no se considera un mineral individual con composición química definida, sino un agregado poliminerálico constituido por diversas fases hidratadas y oxidadas. Su composición depende de factores como la naturaleza del olivino precursor, el grado de alteración y las condiciones fisicoquímicas del medio, tales como temperatura, disponibilidad de agua, potencial de oxidación y composición de los fluidos circulantes (Eggleton, 1984; Smith et al., 1987).

Desde el punto de vista químico, la iddingsita está compuesta principalmente por silicatos hidratados, especialmente minerales arcillosos del grupo de la esmectita, además de óxidos e hidróxidos de hierro, como goethita y hematita, así como sílice amorfa o microcristalina. También pueden encontrarse remanentes de olivino no alterado, lo cual evidencia que la transformación ocurre de manera progresiva y parcial en muchos casos (Kuebler et al., 2003).

### **5.1. Elementos Químicos Principales.**

Los elementos químicos predominantes en la iddingsita son silicio (Si), hierro (Fe), magnesio (Mg), oxígeno (O) e hidrógeno (H). El silicio proviene principalmente de la estructura original del olivino y de la precipitación secundaria de sílice. El hierro, inicialmente presente como  $\text{Fe}^{2+}$  en el olivino, sufre procesos de oxidación hacia  $\text{Fe}^{3+}$  durante la alteración, favoreciendo la formación de óxidos e hidróxidos férricos. El magnesio, por el contrario, tiende a movilizarse y disminuir progresivamente conforme avanza la alteración. Asimismo, es común la incorporación de aluminio (Al) y otros elementos menores como calcio, sodio o potasio, provenientes de fluidos externos o de minerales vecinos como se observa en la tabla 2.

| Elemento | Procedencia / función                               |
|----------|-----------------------------------------------------|
| Si       | Heredado del olivino y sílice secundaria            |
| Fe       | Proveniente del olivino; oxidado a $\text{Fe}^{3+}$ |
| Mg       | Remanente del olivino; suele disminuir              |
| O        | Componente estructural principal                    |
| H        | Agua estructural e hidroxilos                       |
| Al       | Incorporado desde fluidos o minerales vecinos       |

*Tabla 2. Procesos de alteración hidrotermal, meteorización y evolución post-magmática en sistemas volcánicos.*

- Elementos menores o trazas: Ca, Na, K, Mn, Ti, Ni

Estos pueden incorporarse durante la alteración hidrotermal o meteórica.

## **5.2. Cambios Químicos Durante la Iddingsitización.**

La transformación química del olivino a iddingsita implica procesos geoquímicos simultáneos de hidratación, oxidación, lixiviación y recristalización.

### **5.2.1. Hidratación.**

Durante la hidratación, el ingreso de agua promueve la formación de minerales secundarios hidratados.

### **5.2.2. Oxidación Del Hierro.**

El hierro ferroso del olivino ( $\text{Fe}^{2+}$ ) se transforma en hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), formando óxidos e hidróxidos.

### **5.2.3. Pérdida De Magnesio.**

El Mg tiende a movilizarse hacia los fluidos.

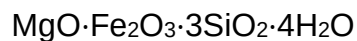
### **5.2.4. Incorporación De Aluminio.**

Común en arcillas secundarias.

Esto demuestra que la iddingsitización ocurre en sistema abierto, con intercambio químico entre roca y fluidos (Smith et al., 1987).

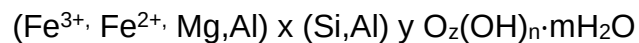
### **5.3. Fórmulas Químicas Propuestas.**

Debido a su naturaleza variable, no existe una fórmula universal. Históricamente se propusieron composiciones aproximadas, sin embargo, actualmente se reconoce como una mezcla heterogénea de silicatos hidratados y fases ferruginosas con composición variable. En análisis geoquímicos, suele presentar contenidos relativamente altos de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{H}_2\text{O}$ , acompañados por cantidades moderadas de  $\text{SiO}_2$  y menores concentraciones de  $\text{MgO}$ , rasgos distintivos respecto al olivino fresco.



(Ross & Shannon, propuesta clásica)

Sin embargo, hoy se considera más correcto representarla como:



Es decir, una fase compleja hidratada y variable.

## **6. Alteraciones Asociadas Al Hierro.**

Las alteraciones del hierro son procesos geológicos mediante los cuales los minerales que contienen hierro sufren cambios mineralógicos, químicos y estructurales debido a variaciones de temperatura, presión, potencial de oxidación (Eh), pH o interacción con fluidos. Estos procesos controlan la transformación del hierro entre sus estados de oxidación principales,  $\text{Fe}^{2+}$  (ferroso) y  $\text{Fe}^{3+}$  (férrico), dando origen a nuevos minerales más estables bajo determinadas condiciones ambientales.

### **6.1. Oxidación.**

La oxidación del hierro es uno de los procesos geoquímicos más importantes durante la alteración de minerales y rocas. Consiste en la transformación del hierro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) en hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) debido a la interacción con agentes oxidantes, principalmente el oxígeno disuelto en agua o presente en la atmósfera. Este proceso modifica la estructura cristalina y la estabilidad de los minerales primarios, favoreciendo la formación de nuevas fases secundarias más estables bajo condiciones superficiales (Cornell & Schwertmann, 2003).

#### **6.1.1. Minerales formados.**

- Hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )
- Goethita ( $\text{FeO}(\text{OH})$ )
- Ferrihidrita

#### **6.2. Hidratación.**

La hidratación del hierro es un proceso de alteración mineralógica mediante el cual los minerales y óxidos de hierro incorporan moléculas de agua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) o grupos hidroxilo ( $\text{OH}^-$ ) en su estructura cristalina. Este fenómeno ocurre comúnmente durante la meteorización y la alteración hidrotermal de baja temperatura, y constituye una de las etapas fundamentales en la transformación de minerales ferromagnesianos y óxidos de hierro anhidros hacia fases más estables en condiciones superficiales. (Jang, Dempsey, & Burgos, 2007).

#### **6.3. Hidrolisis.**

La hidrólisis del hierro es un proceso geoquímico mediante el cual los iones de hierro disueltos, particularmente  $\text{Fe}^{3+}$ , reaccionan con moléculas de agua para formar especies hidroxiladas que posteriormente evolucionan hacia hidróxidos, oxihidróxidos y óxidos de hierro más estables. Este mecanismo controla gran parte de la movilidad, precipitación y transformación mineralógica del hierro en ambientes geológicos superficiales (Cornell, Giovanoli & Schneider, 1989).

Cuando el hierro férrico entra en solución acuosa, presenta una fuerte tendencia a hidrolizarse debido a su elevada densidad de carga. Durante este proceso, las

moléculas de agua coordinadas alrededor del ion  $\text{Fe}^{3+}$  liberan protones ( $\text{H}^+$ ), originando especies como  $\text{FeOH}^{2+}$  y  $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ . Conforme avanza la hidrólisis, estas especies se polimerizan y precipitan formando hidróxidos amorfos de hierro, principalmente ferrihidrita, considerada una de las primeras fases minerales generadas durante la alteración del hierro (Cornell et al., 1989).

#### **6.4. Iddingsitización.**

La iddingsitización es un proceso de alteración mineralógica que afecta principalmente al olivino en rocas volcánicas y consiste en su transformación progresiva hacia una asociación compleja de minerales secundarios compuesta por óxidos e hidróxidos de hierro, filosilicatos hidratados y sílice secundaria (Ross & Shannon, 1925; Edwards, 1938). Este fenómeno ocurre como resultado de la interacción entre el mineral primario y fluidos ricos en agua bajo condiciones de baja temperatura, involucrando simultáneamente procesos de oxidación, hidratación e hidrólisis del hierro contenido en la estructura cristalina del olivino.

##### **6.4.1. Minerales más comunes:**

- Nontronita
- Goethita
- Hematita
- Sílice amorfa

Es una de las alteraciones más importantes en rocas volcánicas basálticas.

#### **6.5. Serpentinización.**

La serpentinización es un proceso de alteración hidrotermal que afecta principalmente a minerales ferromagnesianos como el olivino y los piroxenos, mediante la interacción con fluidos acuosos a temperaturas generalmente comprendidas entre 200 y 500 °C. Durante este proceso, los minerales primarios son transformados en minerales del grupo de la serpentina, brucita, magnetita y

otras fases secundarias, generando cambios mineralógicos, geoquímicos y estructurales significativos en la roca (Evans, 2004; Klein et al., 2013).

El hierro desempeña un papel fundamental durante la serpentización. Inicialmente, gran parte del  $\text{Fe}^{2+}$  contenido en el olivino es liberado conforme avanza la alteración. Una fracción de este hierro se incorpora a los minerales serpentínicos, mientras que otra parte se oxida para formar magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), proceso que ocurre simultáneamente con la reducción del agua y la generación de hidrógeno molecular ( $\text{H}_2$ ) (McCollom & Bach, 2009). Esta reacción puede representarse de manera simplificada como una oxidación parcial del hierro ferroso presente en el olivino durante la formación de minerales secundarios.

La serpentización y la iddingsitización comparten el hecho de ser procesos de alteración que afectan al olivino; sin embargo, ocurren bajo condiciones diferentes. La serpentización suele desarrollarse en ambientes hidrotermales de temperatura moderada, mientras que la iddingsitización está asociada principalmente a condiciones superficiales de oxidación y meteorización. En la serpentización predominan minerales como serpentina, magnetita y brucita, mientras que en la iddingsitización son comunes los óxidos de hierro, filosilicatos ferruginosos y sílice secundaria (O'Hanley, 1996; Smith et al., 1987).

## **6.6. Ferrihidritización.**

La ferrihidritización es un proceso de alteración geoquímica mediante el cual el hierro liberado durante la meteorización o alteración de minerales ferromagnesianos precipita inicialmente como ferrihidrita, un oxihidróxido de hierro poco cristalino y altamente reactivo. Esta fase representa uno de los primeros productos formados durante la oxidación e hidrólisis del hierro en ambientes superficiales y constituye un precursor de minerales más estables como la goethita y la hematita (Cornell & Schwertmann, 2003; Schwertmann & Cornell, 2000).

La ferrihidrita se forma cuando el hierro ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) liberado por la alteración de minerales como olivino, piroxenos o anfíboles se oxida a hierro férrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), el cual

posteriormente experimenta hidrólisis y precipitación. Este proceso ocurre comúnmente en ambientes ricos en agua y oxígeno, donde las condiciones favorecen la rápida nucleación de fases amorfas o pobremente cristalinas de hierro (Cornell et al., 1989).

Esta fase suele ser transitoria y posteriormente puede transformarse en:

- Goethita
- Hematita
- Magnetita

En la tabla 3 se muestran los minerales secundarios que resultan de cada alteración

Tabla 3. Minerales secundarios más comunes derivados de la alteración del hierro

| <b>Mineral secundario</b> | <b>Tipo de alteración</b>           |
|---------------------------|-------------------------------------|
| Goethita                  | Oxidación e hidratación             |
| Hematita                  | Oxidación                           |
| Ferrihidrita              | Precipitación y oxidación           |
| Magnetita                 | Oxidación parcial o hidrotermal     |
| Nontronita                | Alteración de silicatos ricos en Fe |
| Iddingsita                | Alteración compleja del olivino     |
| Serpentina                | Hidratación hidrotermal             |

## **7. Capacidad De Intercambio Catiónico.**

### **7.1. Definición de Capacidad de Intercambio Catiónico.**

La capacidad de intercambio catiónico (CIC) es una propiedad fisicoquímica que expresa la cantidad total de cationes intercambiables que un material sólido puede adsorber y liberar reversiblemente hacia la solución circundante. Generalmente se reporta en centimoles de carga positiva por kilogramo (cmol(+)/kg)(cmol(+)/kg)(cmol(+)/kg) o en miliequivalentes por 100 gramos (meq/100g)(meq/100 g)(meq/100g), y constituye un parámetro fundamental para

evaluar la reactividad química de minerales, suelos y materiales alterados (Sposito, 1984; Sparks, 2003).

## **7.2. Fundamento Químico De La CIC.**

La CIC se origina principalmente por la presencia de cargas negativas superficiales en minerales y coloides. Dichas cargas pueden ser de dos tipos: permanentes y variables. Las cargas permanentes se generan por procesos de sustitución isomórfica dentro de la estructura cristalina de ciertos minerales, especialmente filosilicatos, donde cationes de menor valencia reemplazan a otros de mayor valencia, originando un desequilibrio eléctrico neto negativo. Por otro lado, las cargas variables dependen del pH y están asociadas a grupos funcionales presentes en bordes cristalinos, óxidos metálicos y materia orgánica (Sposito, 1984).

Los minerales arcillosos constituyen uno de los principales materiales con alta capacidad de intercambio catiónico. En particular, los minerales del grupo de la esmectita presentan valores elevados de CIC debido a su estructura laminar tipo 2:1, alta superficie específica y abundantes sitios activos de adsorción. En contraste, minerales como la caolinita poseen valores considerablemente menores por su menor sustitución isomórfica y superficie reactiva reducida (Bergaya, Lagaly, & Vayer, 2006; Grim, 1968).

Diversos factores controlan la magnitud de la CIC en un sistema natural. Entre los más importantes se encuentran:

- Tipo de mineral presente, especialmente la abundancia de arcillas expansivas;
- Área superficial específica, que incrementa los sitios de adsorción;
- pH del medio, el cual modifica la carga superficial variable;
- Grado de alteración mineralógica;
- Contenido de materia orgánica;

- Naturaleza de los cationes en solución (radio iónico, valencia e hidratación) (Sparks, 2003).

Desde el punto de vista geoquímico, la CIC influye directamente en la movilidad y retención de elementos como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{NH}_4^+$  (amonio), por lo que controla procesos de intercambio entre fases sólidas y fluidos intersticiales. Asimismo, materiales con alta CIC pueden actuar como amortiguadores químicos, regulando cambios en la composición de soluciones hidrotermales, meteóricas o edáficas (Sposito, 1984; Sparks, 2003).

### **7.3. Rocas Volcánicas Alteradas.**

En materiales derivados de rocas volcánicas, la CIC suele incrementarse durante los procesos de meteorización y alteración hidrotermal, debido a la formación de fases secundarias como esmectita, alófono e hidróxidos de hierro. Los productos de alteración volcánica presentan comúnmente mayor capacidad de adsorción que los minerales primarios originales, lo cual refleja una evolución mineralógica hacia fases más estables bajo condiciones superficiales (Churchman & Lowe, 2012).

En términos aplicados, la capacidad de intercambio catiónico es un parámetro relevante para interpretar procesos de alteración mineral, interacción roca-fluido, retención de nutrientes, contaminación por metales y evolución geoquímica de sistemas volcánicos. Por ello, su evaluación resulta especialmente importante en estudios mineralógicos y petrogenéticos de rocas alteradas.

### **7.4. Capacidad De Intercambio Catiónico De La Iddingsita.**

En el caso de la iddingsita, no existen valores estandarizados de CIC debido a que no corresponde a un mineral individual, sino a un agregado poliminerálico derivado de la alteración del olivino. Sin embargo, diversos estudios han demostrado que la iddingsita está compuesta parcialmente por minerales arcillosos hidratados, principalmente del grupo de la esmectita, además de óxidos e hidróxidos de hierro y sílice secundaria (Eggleton, 1984; Smith et al., 1987). La presencia de estas fases

arcillosas sugiere que la iddingsita puede presentar una capacidad de intercambio catiónico relativamente elevada en comparación con el olivino fresco.

Las esmectitas poseen una alta CIC debido a la existencia de cargas negativas permanentes originadas por sustituciones isomórficas dentro de su estructura laminar tipo 2:1, así como por cargas variables en los bordes cristalinos. Estas cargas permiten la adsorción de cationes como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Fe}^{2+}$ , los cuales pueden ser intercambiados dependiendo de las condiciones químicas del sistema (Bergaya et al., 2006).

Durante el proceso de iddingsitización, la transformación del olivino implica hidratación, oxidación y formación progresiva de filosilicatos secundarios. Como resultado, aumenta la superficie reactiva del material y se generan sitios activos para el intercambio iónico. En consecuencia, la iddingsita puede actuar como una fase geoquímicamente importante en la retención o liberación de elementos durante procesos de alteración hidrotermal, meteorización o interacción roca-fluido (Smith et al., 1987).

Desde una perspectiva geológica, la presencia de materiales con alta CIC asociados a iddingsita permite inferir condiciones de alteración de baja temperatura y circulación de fluidos ricos en iones. Asimismo, esta propiedad puede influir en la movilidad geoquímica de elementos como hierro, magnesio, calcio y sodio dentro de rocas volcánicas alteradas.

En ambientes volcánicos, como los asociados a la Faja Volcánica Transmexicana, la formación de iddingsita con componentes esmectíticos representa un indicador de alteración post-magmática y de incremento en la reactividad química del sistema.

## **8. Adsorción De Metales Y Tierras Raras (REE).**

La adsorción de metales y elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés *Rare Earth Elements*) en materiales naturales ha sido ampliamente estudiada en las últimas décadas debido a su relevancia en procesos de remediación ambiental,

recuperación de recursos estratégicos y desarrollo de tecnologías sostenibles. Los REE comprenden el grupo de los lantánidos, junto con el itrio y el escandio, y presentan propiedades geoquímicas similares que condicionan su comportamiento en sistemas naturales (Hoshino et al., 2016).

### **8.1. Tierras Raras (REE).**

Las tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) constituyen un grupo de 17 elementos químicos conformado por los lantánidos, además del escandio y el itrio, debido a sus propiedades geoquímicas y comportamiento similar en sistemas naturales. Estos elementos incluyen lantano (La), cerio (Ce), praseodimio (Pr), neodimio (Nd), prometio (Pm), samario (Sm), europio (Eu), gadolinio (Gd), terbio (Tb), disprosio (Dy), holmio (Ho), erbio (Er), tulio (Tm), iterbio (Yb), lutecio (Lu), escandio (Sc) e itrio (Y). Las REE poseen propiedades magnéticas, ópticas, catalíticas y electrónicas únicas, lo que las convierte en materiales estratégicos para tecnologías modernas como baterías recargables, turbinas eólicas, vehículos eléctricos, imanes permanentes, pantallas, láseres y dispositivos electrónicos avanzados (Hoshino, Sanematsu, & Watanabe, 2016).

Las tierras raras suelen clasificarse en tierras raras ligeras (LREE) y tierras raras pesadas (HREE). Las LREE comprenden desde lantano hasta europio, mientras que las HREE incluyen desde gadolinio hasta lutecio, además del itrio. Esta clasificación es importante debido a que las HREE presentan mayor valor económico y aplicaciones tecnológicas especializadas, especialmente en la fabricación de imanes de alto rendimiento y tecnologías energéticas (Wu et al., 2023).

A pesar de su nombre, las tierras raras no son elementos escasos en la corteza terrestre; sin embargo, raramente se encuentran concentradas en depósitos económicamente explotables. Generalmente se presentan dispersas en minerales como bastnasita, monacita, xenotima, loparita y arcillas de adsorción iónica (Borst et al., 2020).

Los depósitos de adsorción iónica representan actualmente una de las principales fuentes mundiales de tierras raras pesadas. Estos depósitos se forman por procesos de meteorización intensa de rocas ígneas ricas en REE, particularmente granitos y rocas volcánicas. Durante la alteración química, los minerales primarios liberan iones de tierras raras, los cuales migran mediante soluciones meteóricas y posteriormente son adsorbidos sobre superficies de minerales arcillosos como caolinita, haloisita, illita y montmorillonita (Wu et al., 2023).

La adsorción de tierras raras en minerales arcillosos constituye uno de los mecanismos geoquímicos más importantes en la formación de depósitos tipo ion-adsorption. Este proceso depende de propiedades fisicoquímicas de las arcillas, tales como área superficial específica, capacidad de intercambio catiónico (CIC), carga superficial y pH del medio. Las REE pueden fijarse sobre la superficie de las arcillas mediante mecanismos de intercambio iónico y complejación superficial (Ramazanov et al., 2025).

El pH desempeña un papel fundamental en la adsorción y movilidad de las tierras raras. En condiciones ácidas, las REE tienden a permanecer en solución, mientras que a valores de pH moderadamente altos aumenta su adsorción sobre minerales arcillosos. Asimismo, las HREE presentan generalmente mayor afinidad por superficies minerales debido a su menor radio iónico y mayor densidad de carga, favoreciendo procesos de fraccionamiento geoquímico entre tierras raras ligeras y pesadas (Wu et al., 2023).

La recuperación de tierras raras a partir de depósitos de adsorción iónica se realiza comúnmente mediante procesos de lixiviación e intercambio catiónico. Tradicionalmente se utilizan soluciones de sulfato de amonio para reemplazar los iones REE adsorbidos en las arcillas. Sin embargo, el uso excesivo de agentes amoniacales puede generar impactos ambientales importantes, por lo que investigaciones recientes han evaluado alternativas más sostenibles utilizando sales de magnesio, calcio y otros agentes menos contaminantes (Wu et al., 2023).

Además de los depósitos naturales, actualmente existe gran interés en la recuperación de REE a partir de fuentes secundarias como residuos electrónicos, aguas residuales y relaves mineros. En este contexto, diversos adsorbentes funcionales, biopolímeros, nanomateriales y minerales arcillosos han sido estudiados por su capacidad para adsorber selectivamente tierras raras desde soluciones acuosas (Xiang et al., 2025).

En México, diversas investigaciones han estudiado la adsorción y recuperación de tierras raras utilizando minerales arcillosos naturales. Salinas-Rodríguez et al. (2019) demostraron la capacidad de la bentonita natural para adsorber elementos de tierras raras mediante procesos de intercambio catiónico, destacando el potencial de estos materiales en aplicaciones de recuperación metalúrgica y remediación ambiental.

Debido a su importancia estratégica, las tierras raras son consideradas actualmente materias primas críticas para el desarrollo tecnológico y energético mundial. La creciente demanda derivada de la transición energética y las tecnologías verdes ha impulsado la exploración de nuevos depósitos, el desarrollo de métodos de extracción más sostenibles y la búsqueda de materiales adsorbentes eficientes para su recuperación (Borst et al., 2020).

## **8.2. Fundamentos De La Adsorción En Sistemas Minerales.**

La adsorción es un proceso fisicoquímico mediante el cual especies químicas presentes en una fase fluida se fijan sobre la superficie de un sólido. En el caso de materiales geológicos, este proceso ocurre principalmente en minerales arcillosos y óxidos metálicos, los cuales presentan superficies reactivas con carga eléctrica capaz de interactuar con cationes en solución (Xie et al., 2024).

Los mecanismos de adsorción de REE incluyen:

- Intercambio catiónico, donde los cationes en solución sustituyen a cationes intercambiables presentes en la estructura del mineral.

- Adsorción específica o complejación superficial, en la cual los iones forman enlaces más fuertes con grupos funcionales de la superficie.
- Precipitación superficial, donde se forman nuevas fases minerales sobre el material adsorbente.

Estos mecanismos pueden ocurrir simultáneamente, dependiendo de las condiciones del sistema, como el pH, la fuerza iónica y la composición mineralógica (Wu et al., 2023; Novikau & Lujaniene, 2022).

### **8.3. Adsorción De REE En Minerales Arcillosos.**

Los minerales arcillosos, particularmente aquellos del grupo de las esmectitas, han demostrado ser altamente eficientes en la adsorción de REE debido a su estructura laminar tipo 2:1, su alta área superficial y su elevada capacidad de intercambio catiónico (CIC). Estas características permiten la incorporación de cationes en los espacios interlaminares y en sitios activos de la superficie (Xie et al., 2024).

Estudios recientes han demostrado que minerales como la caolinita, illita y montmorillonita presentan comportamientos diferenciados en la adsorción de REE, siendo las esmectitas las más eficientes debido a su mayor capacidad de expansión y carga superficial (Bishop et al., 2024). Asimismo, se ha observado que la afinidad de los REE por estos materiales está influenciada por el radio iónico y la carga del elemento, lo que genera variaciones en la eficiencia de adsorción a lo largo de la serie de los lantánidos.

### **8.4. Factores Que Controlan La Adsorción De REE.**

La eficiencia de la adsorción de REE en materiales naturales está controlada por diversos factores fisicoquímicos, entre los que destacan:

- pH del sistema: Es uno de los parámetros más importantes, ya que controla la carga superficial del adsorbente y la especiación de los REE en solución. En general, valores de pH ligeramente ácidos a neutros favorecen la adsorción (Wu et al., 2023).

- Carga superficial y estructura mineralógica: Materiales con alta densidad de carga negativa y estructuras laminares presentan mayor capacidad de retención de cationes.
- Área superficial y porosidad: Una mayor área específica incrementa el número de sitios activos disponibles para la adsorción.
- Presencia de óxidos de hierro: Los óxidos e hidróxidos de Fe actúan como centros activos para la adsorción específica y la formación de complejos superficiales (Novikau & Lujanienė, 2022).
- Condiciones geoquímicas (pH, fuerza iónica): Influyen en la estabilidad de los complejos formados y en la movilidad de los REE en solución.

### **8.5. Aplicaciones En Remediación Y Recuperación De Metales.**

La capacidad de los materiales naturales para adsorber metales y REE ha sido aprovechada en diversas aplicaciones, entre las que destacan:

- Remoción de metales pesados en aguas residuales
- Recuperación de tierras raras a partir de soluciones lixiviadas
- Tratamiento de efluentes industriales

Estudios experimentales han reportado eficiencias superiores al 90–99 % en la remoción de lantánidos utilizando materiales como bentonita, diatomita y compósitos arcilla–Fe (Salinas-Rodríguez et al., 2023; Hernández-Ávila et al., 2017). Estos resultados destacan el potencial de materiales de bajo costo como alternativas sostenibles frente a adsorbentes sintéticos.

### **8.6. Relación Con La iddingsita Como Material Adsorbente.**

En el caso de la iddingsita, su potencial como material adsorbente está directamente relacionado con su naturaleza mineralógica y microestructural. La presencia de filosilicatos ricos en Fe, junto con óxidos e hidróxidos de hierro, genera una combinación de propiedades que favorecen la adsorción de REE mediante mecanismos múltiples.

Su estructura laminar, alta porosidad y abundancia de sitios activos permiten la interacción eficiente con especies metálicas en solución, lo que la posiciona como un material promisorio para la recuperación de elementos estratégicos. Además, su origen como producto de alteración del olivino implica la presencia de defectos estructurales y superficies reactivas que incrementan su capacidad de adsorción.

En este sentido, la iddingsita puede considerarse un material natural multifuncional, capaz de combinar procesos de intercambio catiónico, adsorción superficial y precipitación, lo que explica las altas eficiencias observadas en estudios recientes.

## **9. Formación De Fases Secundarias Y Comportamiento Reactivo.**

Durante los procesos de intercambio catiónico, es común la formación de nuevas fases minerales, lo que indica que los materiales no solo actúan como adsorbentes, sino también como sitios de reacción química (Novikau & Lujaniene, 2022).

Este comportamiento es característico de materiales con alta área superficial, defectos estructurales y tamaño nanométrico (Kuebler, 2013).

### **9.1. Formación De Fases Secundarias.**

La formación de fases secundarias es un proceso fundamental en la evolución mineralógica de materiales geológicos sometidos a alteración química, particularmente en sistemas volcánicos donde la interacción agua-roca juega un papel determinante. Este fenómeno implica la transformación de minerales primarios inestables, como el olivino, en nuevas fases minerales más estables bajo condiciones ambientales específicas, tales como variaciones de pH, temperatura, potencial redox y disponibilidad de fluidos (Kuebler, 2013).

En el caso de la iddingsita, su naturaleza como producto de alteración la convierte en un ensamblaje mineralógico complejo compuesto por óxidos e hidróxidos de hierro, así como por filosilicatos ricos en Fe. Durante su formación, los procesos de disolución-precipitación favorecen la generación de fases secundarias como

goethita, hematita y minerales arcillosos tipo esmectita, los cuales presentan alta reactividad superficial (Smith et al., 1987).

## **9.2. Comportamiento Reactivo.**

Este comportamiento está estrechamente relacionado con la presencia de defectos estructurales, superficies activas y una elevada área específica, características que permiten que la iddingsita no solo actúe como un material pasivo, sino como un sistema químicamente dinámico. En este sentido, durante procesos de interacción con soluciones acuosas, como los experimentos de adsorción de metales o tierras raras (REE), pueden generarse nuevas fases minerales mediante mecanismos de nucleación y crecimiento sobre la superficie del material (Novikau & Lujanene, 2022).

La formación de estas fases secundarias puede ocurrir simultáneamente con procesos de intercambio catiónico y adsorción superficial, lo que indica que la retención de especies metálicas no se limita a mecanismos físicos o electrostáticos, sino que también involucra transformaciones químicas más complejas. Este comportamiento ha sido ampliamente documentado en minerales arcillosos y óxidos de hierro, donde la interacción con cationes puede dar lugar a la formación de compuestos estables o fases mixtas en la superficie del adsorbente (Wu et al., 2023).

Asimismo, la presencia de óxidos de hierro en la iddingsita desempeña un papel clave en su reactividad, ya que estos compuestos poseen una alta afinidad por metales y REE debido a la disponibilidad de grupos hidroxilo en su superficie, los cuales facilitan la formación de complejos químicos. Este tipo de interacción contribuye a la inmovilización de elementos en el sistema y, en algunos casos, a la formación de nuevas fases sólidas (Xie et al., 2024).

Desde una perspectiva aplicada, el comportamiento reactivo de la iddingsita es especialmente relevante en procesos de remediación ambiental y recuperación de metales, ya que la formación de fases secundarias puede incrementar la eficiencia

de retención y estabilidad de los contaminantes. Sin embargo, también implica una mayor complejidad en la interpretación de los resultados experimentales, debido a la coexistencia de múltiples mecanismos de interacción.

En conjunto, la capacidad de la iddingsita para generar fases secundarias y participar activamente en reacciones químicas la posiciona como un material multifuncional, cuyo comportamiento no puede ser explicado únicamente mediante modelos clásicos de adsorción, sino que requiere un enfoque integral que considere procesos geoquímicos dinámicos y transformaciones mineralógicas continuas.

## **10. Potencial Cerámico De Materiales Ricos En Hierro.**

### **10.1. Importancia De Los Materiales Ricos En Hierro En Cerámica.**

Los materiales geológicos ricos en hierro han sido ampliamente utilizados en la industria cerámica debido a su influencia significativa en las propiedades físicas, químicas y mecánicas de los productos finales. Entre estos materiales destacan las arcillas ferruginosas, los basaltos y diversas rocas volcánicas alteradas, las cuales presentan composiciones adecuadas para su incorporación en procesos de fabricación de cerámica estructural, gres y materiales vitrocerámicos. Su abundancia en la naturaleza y su bajo costo de extracción los convierten en materias primas estratégicas dentro del sector cerámico (Dondi, 1999).

### **10.2. Función Del Hierro En Procesos Cerámicos.**

El hierro, presente principalmente en forma de óxido férrico ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), desempeña un papel fundamental durante el proceso de cocción cerámica. Actúa como fundente al favorecer la formación de fase líquida, lo que permite reducir la temperatura de sinterización y mejorar la densificación del material. Asimismo, funciona como agente cromóforo, siendo responsable de las tonalidades rojizas, marrones o incluso negras que adquieren los productos cerámicos, dependiendo de las condiciones de cocción, particularmente la temperatura y la atmósfera (oxidante o reductora) (Ceylantekin & Başar, 2018).

### **10.3. Transformaciones Mineralógicas Durante La Cocción.**

Durante el tratamiento térmico, los materiales ricos en hierro experimentan una serie de transformaciones mineralógicas que influyen directamente en su comportamiento tecnológico. Entre estos procesos se incluyen la deshidratación de minerales arcillosos, la descomposición de fases inestables y la formación de nuevas fases cristalinas como hematita ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) y mullita ( $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$ ). Estas transformaciones contribuyen al desarrollo de una microestructura más densa y estable, lo que se traduce en un incremento de la resistencia mecánica, una disminución de la porosidad y una reducción en la absorción de agua (de Lima et al., 2021).

### **10.4. Influencia En Propiedades Tecnológicas.**

El efecto combinado de estos procesos permite mejorar significativamente las propiedades finales de los productos cerámicos. La densificación favorece la durabilidad y resistencia estructural, mientras que la reducción de porosidad limita la penetración de fluidos, incrementando la estabilidad del material en condiciones ambientales adversas. Además, el control del contenido de hierro y de las condiciones de cocción permite ajustar propiedades estéticas y funcionales de acuerdo con los requerimientos industriales.

### **10.5. Aplicación De Materiales Volcánicos En Cerámica.**

En este contexto, las rocas volcánicas han sido objeto de numerosos estudios debido a su potencial como materias primas en la industria cerámica y vitrocerámica. Su composición rica en sílice, alúmina y óxidos de hierro favorece procesos de vitrificación controlada y la formación de fases cristalinas estables, lo que permite la obtención de materiales con propiedades mecánicas y térmicas adecuadas para diversas aplicaciones (Petrúrgica IV y las rocas volcánicas neógenas del SE español, s.f.).

Particularmente, materiales derivados de la alteración de rocas volcánicas, como la iddingsita, presentan características que los hacen potencialmente útiles en

aplicaciones cerámicas. Su composición química, dominada por óxidos de hierro, sílice y alúmina, junto con su estructura microtextural caracterizada por alta porosidad y presencia de fases amorfas, favorece su reactividad durante los procesos de cocción. Esto puede contribuir a la sinterización a temperaturas moderadas y al desarrollo de microestructuras densas y funcionales.

Finalmente, desde la perspectiva de la economía, el aprovechamiento de materiales ricos en hierro provenientes de rocas volcánicas y sus productos de alteración representa una estrategia sostenible para la reducción de residuos y la optimización del uso de recursos naturales. La reutilización de estos materiales no solo disminuye la necesidad de extracción de materias primas vírgenes, sino que también permite el desarrollo de procesos industriales más eficientes y ambientalmente responsables.

## **11. Contexto Geológico.**

### **11.1. Rift Molango.**

La integración de información cartográfica, observaciones estructurales de campo y datos estratigráficos permitió reconocer en el área de estudio una configuración tectónica dominada por un sistema extensional tipo rift, identificado regionalmente como el Rift de Molango (Figura 1), (Cerecedo-Sáenz et al., 2023). La geometría de los afloramientos, junto con la presencia de contactos discordantes y variaciones cronoestratigráficas laterales, evidencia un control tectónico significativo en la evolución estructural y sedimentaria de la región.

Las estructuras identificadas corresponden principalmente a fallas normales de carácter post-laramídico, con orientaciones dominantes en los márgenes del rift. Estas fallas presentan desplazamientos verticales coherentes con el hundimiento del bloque colgante hacia el basamento, dando lugar a una arquitectura escalonada característica de sistemas extensionales. Este arreglo estructural habría facilitado tanto la subsidencia diferencial como la canalización de magmas y fluidos a lo largo de zonas de debilidad cortical.

El desarrollo del rift favoreció condiciones de alta permeabilidad y circulación de fluidos hidrotermales, lo que permitió la formación de depósitos minerales tipo SEDEX y sistemas de mineralización asociados a elementos como Pb-Zn, Cu, así como tierras raras (REE) y elementos del grupo del platino (PGE) (Cerecedo Sáenz et al., 2014; Cerecedo Sáenz et al., 2018; Cárdenas-Reyes et al., 2019; García-Cerón et al., 2025). Estos procesos indican que el Rift Molango funcionó como un sistema activo de transferencia de fluidos, controlado por fallamiento normal y estructuras profundas.

El análisis estratigráfico y estructural permitió distinguir al menos tres etapas tectónicas principales asociadas a la evolución del sistema rift: (i) un evento extensional mesozoico vinculado a la fragmentación de Pangea y a la apertura temprana del Golfo de México, evidenciado por estructuras tipo graben y la terminación lateral abrupta de la Formación Cahuasas; (ii) una fase de subsidencia progresiva durante el Jurásico Superior–Cretácico, marcada por una transición desde depósitos siliciclásticos hacia facies carbonatadas representadas por las formaciones Santiago, Chipoco y Pimienta; y (iii) un episodio de reactivación tectónica post-pliocénica, responsable del desarrollo de un nuevo sistema de fallas normales que define la configuración estructural actual del área.

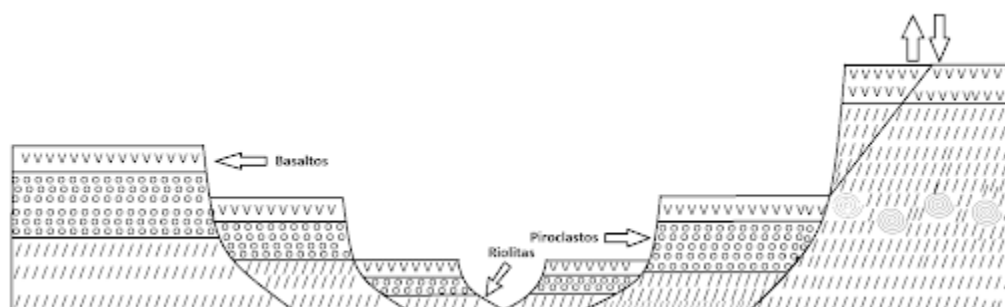


Figura 1. Sección Geológica del Rift Molango.

### 11.2. Geología Regional.

La secuencia litológica reconocida en el área de estudio está conformada por derrames basálticos interestratificados con depósitos piroclásticos, en los que se identifican brechas y tobas de composición dacítica a riolítica. Estas unidades se disponen en discordancia sobre el basamento preterciario, particularmente sobre la

Formación Tlanchinol, de carácter máfico, y alcanzan un espesor estratigráfico superior a los 400 m.

Las dataciones radiométricas K–Ar reportados por Cantagrel y Robin (Cantagrel & Robin, 1979) para la sucesión volcánica bimodal de la región indican edades de  $4.4 \pm 0.1$  Ma en una riolita alcalina (obsidiana) localizada 2.5 km al sur de Zacualtipán;  $2.56 \pm 0.08$  Ma en una andesita basáltica sobreyaciendo a una ignimbrita en el mismo sector; y  $5.15 \pm 0.25$  Ma en un basalto alcalino próximo a Metzquitlán. Estos valores cronológicos sustentan la asignación pliocénica de la Formación Atotonilco el Grande dentro del área investigada.

Con el objetivo de delimitar con mayor precisión los afloramientos y establecer un esquema de muestreo confiable, se efectuó el análisis de las secuencias continentales, poniendo especial atención en los depósitos terciarios de la Formación Atotonilco el Grande.

La investigación integró estudios de carácter geológico, litológico y estructural, lo que permitió ubicar de manera sistemática los afloramientos de interés. Las secuencias transgresivas periféricas reconocidas en el área de estudio corresponden a la Formación Huayacocotla del Jurásico Inferior (Pliensbachiano), con un espesor aproximado de 600 m.

Esta unidad presenta un contacto superior concordante con la Formación Tepexic del Jurásico Medio, mientras que su base descansa en discordancia angular sobre rocas del basamento paleozoico y precámbrico (Cerecedo, Salinas, & Hernández, 2023). La mineralización identificada se asocia a un evento extensional del Terciario tardío (Plioceno superior), el cual estuvo condicionado por la actividad tectónica iniciada en el Jurásico Medio, responsable de generar sistemas de bloques fallados con orientaciones dominantes NO–SE y N–SE. Dicho régimen extensional se vincula con los procesos de apertura temprana del Golfo de México durante la fragmentación de Pangea.

Se ha documentado la terminación abrupta de la Formación Cahuasas (Jurásico Medio), la cual ha sido interpretada como depósitos de tipo graben bandeado originados durante la evolución del sistema de rift.

En la región se distinguen dos eventos tectónicos principales, de los cuales únicamente uno muestra una relación directa con la mineralización. El primero corresponde a un proceso de subsidencia progresiva acompañado de una transgresión marina, que propició la transición de sedimentación siliciclástica a carbonatada marina durante el Jurásico Tardío, como lo evidencian las Formaciones Santiago, Chipoco y Pimienta.

Estas condiciones tectónicas se mantuvieron a lo largo del Cretácico tardío, con la excepción de episodios de plegamiento en el Eoceno, asociados a la orogenia Laramídica. Posteriormente, una reactivación tectónica postpliocénica generó sistemas de fallas normales que resultaron determinantes en la configuración estructural de la zona.

En cuanto a los procesos supergénicos, las alteraciones someras desarrolladas durante millones de años incluyen: (1) disolución de silicatos, (2) reemplazo de silicatos por esmectita, (3) lixiviación de biotita y (4) transformación de magnetita en hematita. Dichos procesos reflejan una meteorización intensa y una diagénesis avanzada en ambientes de carácter semiárido.

Los depósitos minerales de origen diagenético suelen encontrarse asociados con fases minerales como illita, esmectita, caolinita, sepiolita, lepidolita y clinoptilolita. Su génesis se vincula estrechamente con ambientes áridos caracterizados por altas tasas de evaporación y precipitaciones escasas e intermitentes, condiciones típicas de cinturones climáticos ubicados en latitudes subtropicales del hemisferio norte y sur. Estos entornos favorecen la exposición erosiva y el desarrollo de paisajes fluviales efímeros (tipo wadi), salino-lacustres, parales (sabkha) y eólicos, comúnmente en asociación con depósitos evaporíticos.

En la región, las intrusiones graníticas corresponden al ascenso de magmas ricos en litio y de baja viscosidad desde el manto hacia la corteza. Dichas intrusiones exhiben patrones de zonación vinculados a la cristalización fraccionada, mientras que los fluidos residuales de etapa tardía inducen metamorfismo hidrotermal y promueven el reemplazo de minerales originales por lepidolita.

La presencia de fallas normales facilita la circulación ascendente de fluidos hidrotermales, al actuar como conductos de migración. En este contexto, la

mineralización se interpreta como resultado de fluidos magmáticos liberados durante el enfriamiento del magma, los cuales movilizan elementos fundentes e impurezas —particularmente litio— dando lugar a depósitos hidrotermales con ensamblajes minerales complejos y diversos.

De acuerdo con la cartografía geofísica (hoja Pachuca F14-11), el área de estudio presenta anomalías magnéticas con valores entre 0 y  $\pm 200$  nT. Las zonas con intensidades cercanas a 200 nT se correlacionan con cuerpos dolomíticos, mientras que los rangos de 0 a  $-200$  nT se asocian principalmente con lutitas. Esta variabilidad magnética constituye un indicador relevante para inferir la distribución y el comportamiento de las unidades litológicas en el subsuelo.

### **OBJETIVO GENERAL.**

- Evaluar el potencial cerámico, mediante la capacidad de intercambio catiónico de la iddingsita de la Formación Atotonilco el Grande (Hidalgo, México) para la recuperación de tierras raras.

### **OBJETIVOS ESPECIFICOS.**

- Muestreo de iggdinsita de Atotonilco el Grande, Hidalgo, México
- Caracterizar las escombreras por diferentes métodos (FRX, DRX, MEB-EDS, ICP, ASS, Granulometría).
- Determinar propiedades de intercambio catiónico
- Determinar la viabilidad de aprovechamiento de las iggdinsita

---

# CAPÍTULO 2

---

## MATERIALES Y MÉTODOS

El Capítulo 2 describe la metodología empleada para evaluar el potencial cerámico y la capacidad de intercambio catiónico de la iddingsita proveniente de la Formación Atotonilco el Grande, Hidalgo. Posteriormente, las muestras fueron caracterizadas mediante diversas técnicas analíticas, entre ellas Difracción de Rayos X (DRX), Fluorescencia de Rayos X (FRX), Microscopía Electrónica de Barrido (MEB-EDS) e ICP, con el propósito de determinar su composición química, mineralógica y microestructural. Finalmente, los productos obtenidos fueron sometidos nuevamente a análisis mineralógicos y químicos con el fin de determinar la eficiencia del intercambio catiónico y los cambios estructurales ocurridos en la iddingsita después de la incorporación de elementos de tierras raras.

## CAPITULO II. MATERIALES Y MÉTODOS.

### 1. Descripción.

En el área de estudio se recolectaron muestras geológicas, estas se obtuvieron por medio de canaletas (50 kg) y de esquirlas (5 kg), se prepararon y cuartearon con diferentes matices, se utilizó la malla No. 325 (45µm) y se separó material para su análisis.

Las muestras del material, fueron estudiadas por diferentes métodos analíticos, tales como DRX, ICP y FRX (Figura 2).

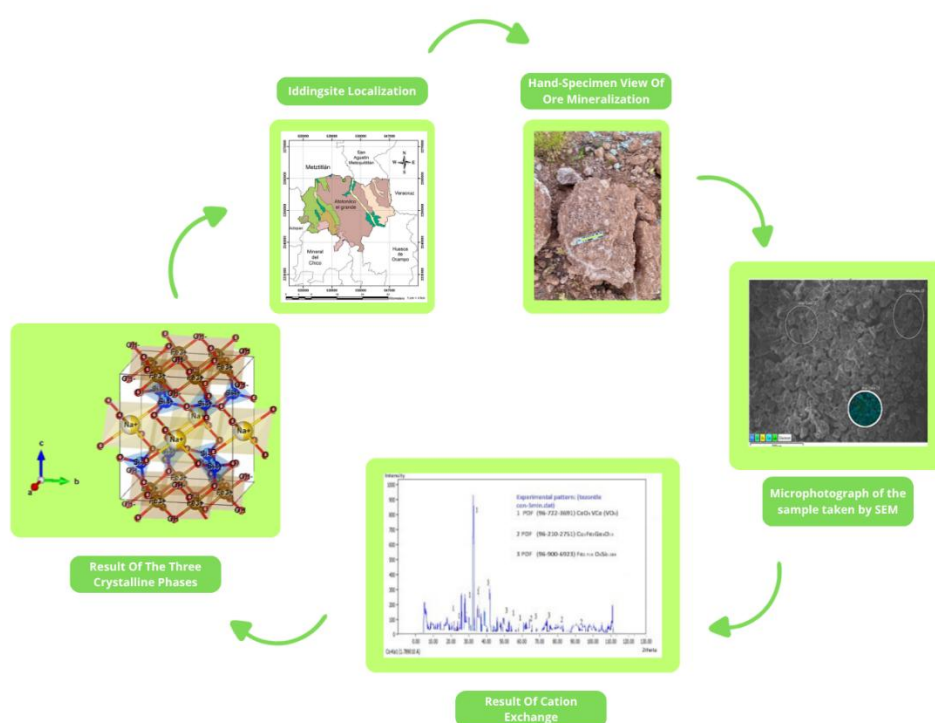


Figura 2. Desarrollo experimental.

### 2. Localización Del Área De Estudio

El área de estudio se localiza en el sector centro–oriental del estado de Hidalgo, México, dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), una de las provincias volcánicas más activas y complejas del país. La cartografía geológica regional, complementada con el levantamiento realizado en campo, indica que en la zona afloran predominantemente unidades volcánicas de edad pliocénica (Sandoval et al., 2025), constituidas por una sucesión bimodal en la que se interestratifican

derrames basálticos con depósitos piroclásticos de composición dacítica a riolítica (Figura 3). Esta secuencia volcánica alcanza espesores superiores a 400 m y se dispone en discordancia angular sobre rocas máficas asignadas a la Formación Tlanchinol, así como sobre unidades sedimentarias mesozoicas subyacentes.

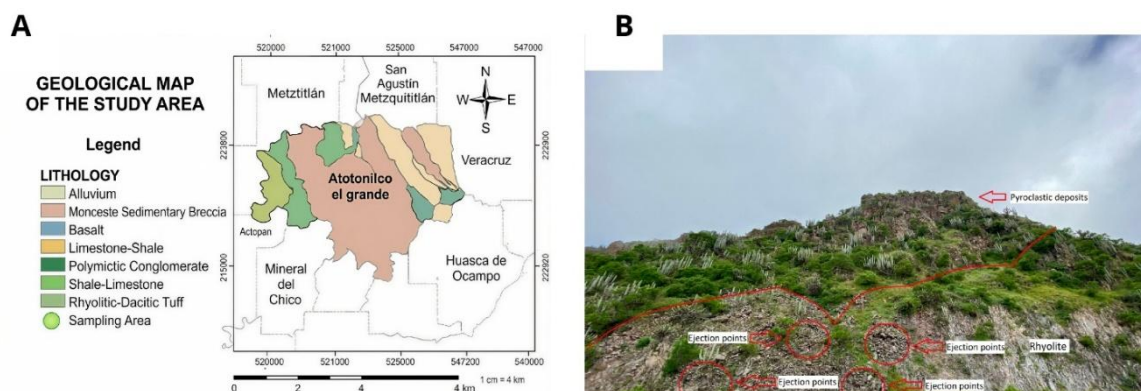


Figura 3. Mapa geológico del área de estudio (a) y exposición en campo donde se observan puntos de emisión, depósitos piroclásticos y cuerpos riolíticos asociados a la secuencia volcánica pliocénica (b).

Las edades radiométricas K–Ar reportadas para estas unidades oscilan entre  $5.15 \pm 0.25$  Ma y  $2.56 \pm 0.08$  Ma (Sandoval et al., 2025), lo que confirma su carácter pliocénico y su relación con episodios eruptivos recurrentes durante esta etapa. La distribución espacial de los productos volcánicos sugiere que la actividad magmática estuvo condicionada por un marco estructural preexistente, el cual favoreció la localización de centros eruptivos, la emisión de flujos lávicos y la acumulación de depósitos piroclásticos, como se observa en las exposiciones aflorantes mostradas en la Figura 3b.

### 3. Clasificación Piroclástica Y Composición Litológica.

El análisis macroscópico y petrográfico de las muestras recolectadas permitió clasificar los materiales volcánicos presentes con base en la granulometría de los piroclastos. Los depósitos analizados están dominados por fragmentos de tamaño lapilli (64–2 mm), acompañados por fracciones subordinadas de ceniza volcánica (<2 mm), lo que sugiere un origen eruptivo predominantemente explosivo y, en algunos casos, la presencia de depósitos piroclásticos parcialmente retrabajados.

De manera complementaria, se aplicó una clasificación litológica basada en la proporción de fases minerales observadas, (Diagrama QAPF, Figura 4). Los resultados indican que las unidades estudiadas corresponden mayoritariamente a riolitas, caracterizadas por una matriz vítrea que alberga fenocristales subordinados de cuarzo, feldespatos y minerales máficos intensamente alterados. Esta asociación mineralógica es consistente con un ambiente volcánico bimodal, previamente reconocido para la Formación Atotonilco el Grande, y refleja la coexistencia de magmas félsicos y máficos durante la evolución volcánica pliocénica de la región.

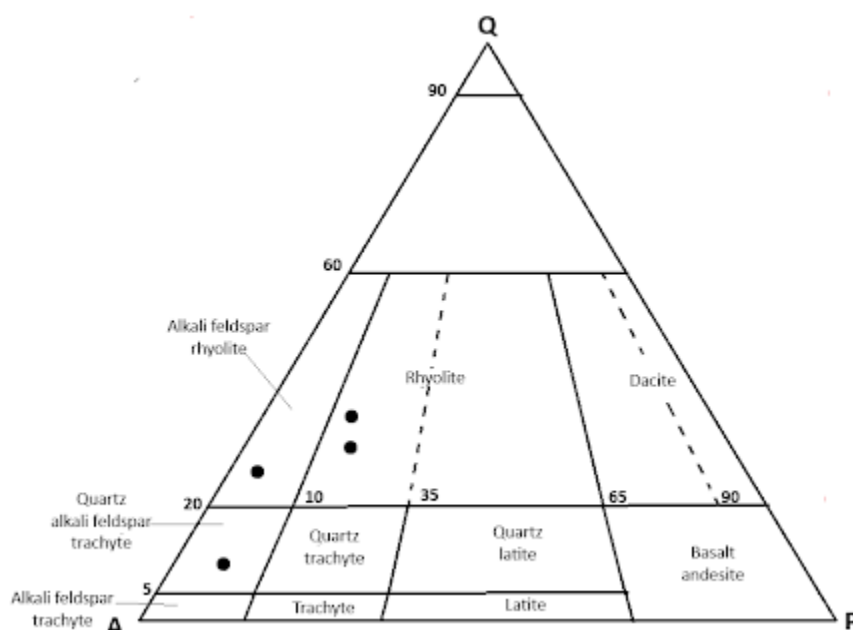


Figura 4. Diagrama QAPF de la muestra tomada en campo.

#### 4. Difracción De Rayos X.

La Difracción de Rayos X (DRX) es una técnica analítica ampliamente utilizada para la identificación y caracterización de materiales cristalinos, debido a que permite determinar la composición mineralógica, estructura cristalina y propiedades estructurales de diferentes materiales. Su importancia radica en que cada mineral posee un patrón de difracción característico, lo que permite identificar las fases minerales presentes en una muestra mediante la comparación de los picos obtenidos en el difractograma (Cullity & Stock, 2001; Klug & Alexander, 1974).

El fundamento físico de la DRX se basa en la interacción de los rayos X con los planos atómicos de un cristal. Debido a que la longitud de onda de los rayos X es comparable con las distancias interatómicas presentes en los sólidos cristalinos, cuando el haz incide sobre una estructura cristalina ordenada se produce dispersión de la radiación. La interferencia constructiva de las ondas dispersadas origina los máximos de difracción observados experimentalmente (Cullity & Stock, 2001).

La condición necesaria para que ocurra la difracción está descrita por la Ley de Bragg:

$$n\lambda = 2d\sin\theta$$

*Ecuación 1. Ley de Bragg.*

donde  $n$  representa el orden de difracción,  $\lambda$  la longitud de onda de la radiación incidente,  $d$  la distancia interplanar y  $\theta$  el ángulo de incidencia. Esta ecuación establece que la difracción ocurre cuando la diferencia de trayectoria entre los rayos reflejados es equivalente a un múltiplo entero de la longitud de onda empleada (Klug & Alexander, 1974).

En un análisis por DRX, la muestra generalmente se pulveriza para asegurar una orientación aleatoria de los cristales y posteriormente se coloca en un difractómetro. El equipo registra la intensidad de los rayos difractados en función del ángulo  $2\theta$ , generando un difractograma característico. Cada pico obtenido corresponde a determinados planos cristalográficos y permite identificar las fases minerales presentes mediante comparación con bases de datos cristalográficas internacionales (Puga & Parra, 2017).

Además de la identificación mineralógica, la DRX permite obtener información sobre tamaño de cristalito, orientación preferencial, grado de cristalinidad y cuantificación de fases minerales mediante métodos como el refinamiento de Rietveld (Puga & Parra, 2017). Por ello, esta técnica constituye una herramienta fundamental en

estudios de mineralogía, geoquímica, ciencia de materiales y caracterización de minerales secundarios.

#### **4.1. Preparación de la Muestra**

Los análisis de difracción de rayos X (DRX) fueron preparadas pulverizando la muestra en un mortero de ágata a un tamaño de partícula aproximado de  $-10\mu\text{m}$ , luego se compacta en un porta muestras de aluminio de aproximadamente 1 cm de diámetro, con el apoyo de un pistón de Al de 2.54 cm de longitud.

La muestra se montó y se colocó en un difractómetro Marca Inel, modelo Equinox 2000, el cual tiene un detector curvo operable con mezcla de gas etano-argón de alta pureza 99.9 %

### **5. Plasma Acoplado Inductivamente (ICP).**

El Plasma Acoplado Inductivamente (ICP, por sus siglas en inglés *Inductively Coupled Plasma*) es una técnica analítica ampliamente utilizada para la determinación cualitativa y cuantitativa de elementos químicos presentes en diferentes tipos de muestras. Esta técnica destaca por su alta sensibilidad, precisión y capacidad para detectar elementos en concentraciones traza, por lo que es empleada en estudios geoquímicos, ambientales, metalúrgicos y mineralógicos (Hou & Jones, 2000).

El principio de funcionamiento del ICP se basa en la generación de un plasma de argón mediante un campo electromagnético inducido por radiofrecuencia. El plasma alcanza temperaturas aproximadas entre 6000 y 10000 K, suficientes para atomizar e ionizar los elementos presentes en la muestra (Boss & Fredeen, 2004). Durante el análisis, la muestra previamente disuelta se introduce en forma de aerosol mediante un nebulizador hacia el plasma, donde los átomos son excitados o ionizados debido a las altas temperaturas (Montaser, 1998).

En las técnicas ICP-OES (*Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*), los átomos y iones excitados emiten radiación electromagnética en longitudes de onda específicas al regresar a estados de menor energía. La

intensidad de esta emisión es proporcional a la concentración del elemento presente en la muestra, permitiendo realizar análisis cuantitativos multielementales con alta precisión (Boss & Fredeen, 2004).

Por otro lado, en el ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*), los iones generados en el plasma son dirigidos hacia un espectrómetro de masas, donde son separados de acuerdo con su relación masa/carga. Esta técnica presenta límites de detección extremadamente bajos y permite el análisis de elementos traza e isotópicos con gran sensibilidad (Hou & Jones, 2000).

El ICP ofrece múltiples ventajas analíticas, entre las que destacan su rapidez, capacidad multielemental, amplio intervalo dinámico y bajos límites de detección. Debido a ello, esta técnica es ampliamente utilizada en la caracterización geoquímica de rocas, minerales, arcillas y materiales volcánicos, así como en estudios de alteración hidrotermal y evaluación de elementos mayores, menores y traza (Montaser, 1998).

Diversos estudios han demostrado la utilidad del ICP en el análisis geoquímico de materiales geológicos. Por ejemplo, Hou y Jones (2000) señalaron que el ICP-MS constituye una de las herramientas más importantes para la determinación de elementos traza en muestras ambientales y geológicas debido a su alta sensibilidad analítica. Asimismo, Boss y Fredeen (2004) destacaron que el ICP-OES permite realizar análisis multielementales rápidos y precisos en muestras complejas con mínima interferencia química.

### **5.1. Preparación de la Muestra**

A partir de un gramo de muestra, se requiere hacer diluciones de acuerdo a la técnica específica, se prepararon los patrones o soluciones con un contenido específico de elemento para realizar la curva de calibración, generalmente se utiliza gas argón de ultra alta pureza para generar el plasma.

## **6. Fluorescencia de Rayos (FRX)**

La Fluorescencia de Rayos X (FRX o XRF, por sus siglas en inglés *X-Ray Fluorescence*) es una técnica analítica no destructiva ampliamente utilizada para determinar la composición química elemental de diferentes materiales sólidos, líquidos y pulverizados. Esta técnica permite identificar y cuantificar elementos mayores, menores y traza presentes en muestras geológicas, minerales, cerámicas, metálicas y ambientales, por lo que constituye una herramienta fundamental en geología, mineralogía, geoquímica y ciencia de materiales (Jenkins, 1999).

El principio de funcionamiento de la FRX se basa en la interacción entre los rayos X incidentes y los átomos presentes en la muestra. Cuando un haz primario de rayos X impacta sobre el material, los electrones de las capas internas de los átomos pueden ser expulsados, generando vacancias electrónicas. Posteriormente, electrones provenientes de niveles energéticos superiores ocupan estas vacancias y liberan energía en forma de radiación secundaria conocida como fluorescencia de rayos X. La energía emitida es característica de cada elemento químico, lo que permite su identificación cualitativa y cuantitativa (Beckhoff et al., 2006).

La energía de fluorescencia emitida depende de la diferencia energética entre los orbitales electrónicos involucrados en la transición. Debido a que cada elemento posee niveles electrónicos específicos, los espectros obtenidos mediante FRX funcionan como una “huella digital” elemental de la muestra analizada (Jenkins, 1999).

En términos instrumentales, un equipo de FRX está compuesto principalmente por una fuente de rayos X, un sistema óptico o colimador, detectores y un software de procesamiento de datos. Durante el análisis, la muestra se irradia con rayos X primarios y el detector registra la energía e intensidad de la fluorescencia emitida. La intensidad de cada señal es proporcional a la concentración del elemento correspondiente dentro de la muestra (Potts & West, 2008).

Existen dos modalidades principales de FRX: la fluorescencia de rayos X por dispersión de longitud de onda (WDXRF) y la fluorescencia de rayos X por dispersión de energía (EDXRF). La técnica WDXRF utiliza cristales analizadores

para separar las longitudes de onda emitidas, proporcionando alta resolución y precisión analítica. Por otro lado, la EDXRF emplea detectores semiconductores que permiten medir simultáneamente diferentes energías, ofreciendo análisis más rápidos y equipos más compactos (Beckhoff et al., 2006).

Actualmente, la FRX portátil (pXRF) ha adquirido gran relevancia en estudios geológicos y ambientales debido a que permite realizar análisis *in situ* sin necesidad de destruir la muestra. Esta modalidad ha sido ampliamente utilizada en exploración minera, caracterización geoquímica de rocas y análisis de núcleos de perforación (Gazley et al., 2014).

Una de las principales aplicaciones de la FRX en geología consiste en la determinación de óxidos mayores como  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{TiO}_2$ , así como elementos traza presentes en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. Estos análisis permiten clasificar litologías, interpretar procesos petrogenéticos y evaluar fenómenos de alteración hidrotermal y meteorización (Fitton, 1997).

En estudios mineralógicos y cerámicos, la FRX es frecuentemente complementada con técnicas como Difracción de Rayos X (DRX), ya que mientras la FRX proporciona información química elemental, la DRX permite identificar las fases cristalinas presentes. Dondi (1999) empleó ambas técnicas para caracterizar materiales arcillosos utilizados en la industria cerámica, demostrando la importancia de correlacionar composición química y mineralogía.

Asimismo, la FRX presenta numerosas ventajas analíticas, entre las que destacan su rapidez, mínima preparación de muestra, carácter no destructivo, capacidad multielemental y alta precisión. Sin embargo, también posee algunas limitaciones relacionadas con interferencias espectrales, efectos de matriz y menor sensibilidad para elementos ligeros como litio, berilio y boro (Jenkins, 1999).

En investigaciones geoquímicas modernas, la FRX constituye una de las técnicas más utilizadas para el análisis composicional de materiales volcánicos, arcillas,

basaltos y minerales alterados, debido a su capacidad para obtener resultados rápidos y confiables en estudios de caracterización mineralógica y tecnológica (López-Moro, 2012).

## **7. Microscopia Electronica De Barrido (MEB)**

La Microscopía Electrónica de Barrido (MEB o SEM, *Scanning Electron Microscopy*) es una técnica de caracterización microestructural ampliamente utilizada en geología, mineralogía, metalurgia, nanotecnología y ciencia de materiales debido a su capacidad para obtener imágenes de alta resolución y realizar análisis composicionales a escala micrométrica y nanométrica. A diferencia de la microscopía óptica convencional, el SEM emplea un haz de electrones en lugar de luz visible, lo que permite alcanzar aumentos mucho mayores y observar detalles superficiales con alta profundidad de campo (Rivera Hernández & Arenas-Alatorre, 2019).

El desarrollo de la microscopía electrónica surgió debido a las limitaciones de resolución de los microscopios ópticos. La resolución máxima de la microscopía óptica depende de la longitud de onda de la luz visible, mientras que los electrones poseen longitudes de onda considerablemente menores, permitiendo obtener imágenes con resoluciones del orden de nanómetros. Gracias a ello, el SEM se ha convertido en una herramienta fundamental para el estudio de superficies, microestructuras y morfologías de materiales naturales y sintéticos (Reyes Gasga, 2020).

El principio de funcionamiento del SEM se basa en la interacción entre un haz de electrones acelerados y la superficie de una muestra sólida. Dentro del microscopio, una fuente electrónica genera electrones que son acelerados mediante un potencial eléctrico y posteriormente enfocados por lentes electromagnéticas para formar un haz muy fino. Este haz recorre la superficie de la muestra mediante un sistema de barrido rasterizado, generando diferentes señales electrónicas producto de la interacción electrón-materia (Lozano, Yañez, & Morales, 2014).

Cuando el haz de electrones impacta sobre la muestra, se producen múltiples señales, entre las que destacan los electrones secundarios, electrones retrodispersados y rayos X característicos. Estas señales son detectadas y transformadas en imágenes o espectros que proporcionan información topográfica, morfológica y composicional de la muestra analizada (Torres-Díaz et al., 2017).

Los electrones secundarios (SE, *Secondary Electrons*) poseen baja energía y provienen principalmente de las capas más superficiales del material. Debido a ello, son especialmente útiles para obtener imágenes topográficas detalladas, permitiendo observar rugosidad, fracturas, porosidad, texturas y formas cristalinas con gran nitidez. Este tipo de imagen es ampliamente utilizado en estudios de minerales, arcillas, materiales cerámicos y superficies alteradas (Barrientos, Sarmiento, & Galligani, 2016).

Por otro lado, los electrones retrodispersados (BSE, *Backscattered Electrons*) corresponden a electrones incidentes que son reflejados por interacción con los núcleos atómicos de la muestra. La intensidad de los BSE depende del número atómico promedio de los elementos presentes, por lo que regiones con elementos pesados aparecen más brillantes que aquellas compuestas por elementos ligeros. Esta propiedad permite diferenciar fases minerales y contrastes composicionales en muestras heterogéneas (Torres-Díaz et al., 2017).

Una de las aplicaciones más importantes del SEM es su acoplamiento con sistemas de espectroscopía de dispersión de energía de rayos X (EDS o EDX). Esta técnica complementaria permite realizar análisis químicos elementales mediante la detección de rayos X característicos generados cuando los electrones incidentes expulsan electrones internos de los átomos de la muestra. El análisis SEM-EDS permite identificar cualitativa y semicuantitativamente elementos químicos presentes en minerales, rocas y materiales industriales (Lozano et al., 2014).

En geología y mineralogía, el SEM-EDS es ampliamente utilizado para caracterizar asociaciones minerales, identificar productos de alteración, estudiar procesos de meteorización y analizar texturas ígneas y sedimentarias. Andara et al. (2011)

utilizaron SEM-EDS para estudiar liberación mineral y relaciones texturales entre diferentes fases minerales, demostrando la utilidad de esta técnica en caracterización mineralógica y procesamiento de minerales.

La preparación de muestras constituye un aspecto fundamental en microscopía electrónica de barrido. Generalmente, las muestras deben estar secas y ser eléctricamente conductoras. En el caso de materiales no conductores, como minerales arcillosos, materiales biológicos o vidrios volcánicos, se aplican recubrimientos metálicos de oro, paladio o carbono para evitar acumulación de carga eléctrica durante el análisis. Además, muchas muestras geológicas requieren montaje en resina y pulido fino para obtener superficies adecuadas para análisis microquímicos (Nieto, 2010).

Entre las principales ventajas del SEM destacan su alta resolución, elevada profundidad de campo, capacidad de análisis puntual y posibilidad de combinar observación morfológica con análisis químico elemental. Asimismo, permite trabajar con amplios rangos de aumentos y estudiar muestras sólidas relativamente grandes en comparación con otras técnicas microscópicas (Rivera Hernández & Arenas-Alatorre, 2019).

En investigaciones modernas, el SEM ha evolucionado incorporando técnicas avanzadas como EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*), la cual permite analizar orientación cristalográfica y microtexturas minerales. Wilkinson y Hirsch (2019) señalan que estas herramientas han ampliado significativamente las aplicaciones del SEM en ciencia de materiales, metalurgia y geología estructural.

Actualmente, la microscopía electrónica de barrido constituye una de las técnicas más importantes para el estudio de materiales volcánicos, basaltos, arcillas, productos de alteración hidrotermal y materiales cerámicos. Su capacidad para relacionar microestructura, composición química y morfología superficial permite comprender procesos geológicos, mineralógicos y tecnológicos de gran importancia científica e industrial.

### 7.1. Preparación de la Muestra.

Las muestras fueron cuarteadas con mineral finamente pulverizadas (a malla +200 o más de 35 µm molidas con mortero de ágata), se montaron en papel aluminio adhesivo y sin recubrimiento, posteriormente las muestras fueron cortadas y recubiertas con oro para ser analizadas en un microscopio JEOL JSM-6300 y equipados en un detector EDS

### 8. Espectroscopía de Fotoelectrones Emitidos por Rayos X (XPS).

La Espectroscopía de Fotoelectrones Emitidos por Rayos X (XPS, *X-ray Photoelectron Spectroscopy*) es una técnica analítica de caracterización superficial ampliamente utilizada en ciencia de materiales, química, mineralogía, nanotecnología y geología para determinar la composición química y los estados de oxidación de los elementos presentes en la superficie de un material. Esta técnica se basa en el efecto fotoeléctrico y permite obtener información cualitativa y cuantitativa sobre los primeros nanómetros de profundidad de una muestra, lo que la convierte en una herramienta fundamental para el estudio de superficies y procesos de alteración química (Briggs & Seah, 1990).

El fundamento físico de la XPS se basa en el efecto fotoeléctrico descrito inicialmente por Albert Einstein. Cuando una superficie es irradiada con rayos X monocromáticos, los fotones incidentes transfieren energía a los electrones internos de los átomos presentes en la muestra. Si la energía transferida es suficiente para vencer la energía de enlace del electrón, éste es expulsado del átomo como fotoelectrón. La energía cinética del fotoelectrón emitido es medida por el espectrómetro y utilizada para calcular la energía de enlace característica de cada elemento químico (Watts & Wolstenholme, 2003).

La relación entre la energía del fotón incidente y la energía del fotoelectrón emitido se expresa mediante la ecuación fundamental de XPS:

$$EB = h\nu - EK - \phi$$

## *Ecuación 2*

donde  $E_B$  corresponde a la energía de enlace,  $h\nu$  es la energía del fotón incidente,  $E_K$  representa la energía cinética del fotoelectrón y  $\phi$  corresponde a la función de trabajo del espectrómetro (Moulder et al., 1992).

Cada elemento químico posee energías de enlace específicas asociadas a sus orbitales electrónicos, por lo que los espectros XPS funcionan como una “huella electrónica” característica de los elementos presentes en la superficie analizada. Además, pequeñas variaciones en las energías de enlace permiten identificar diferentes estados de oxidación y ambientes químicos, lo que hace de XPS una técnica especialmente útil para estudiar procesos de oxidación, alteración mineral y química superficial (Bagus, Ilton, & Nelin, 2013).

El sistema instrumental de un equipo XPS está compuesto principalmente por una fuente de rayos X, una cámara de ultra alto vacío, analizadores de energía y detectores electrónicos. Las fuentes más comunes utilizan radiación monocromática de aluminio (Al K $\alpha$ ) o magnesio (Mg K $\alpha$ ). El ultra alto vacío es indispensable para evitar colisiones entre los fotoelectrones emitidos y moléculas gaseosas del ambiente, permitiendo obtener mediciones precisas (Watts & Wolstenholme, 2003).

Una de las principales características de la XPS es su elevada sensibilidad superficial. Generalmente, la profundidad de análisis oscila entre 1 y 10 nm, debido a que los fotoelectrones emitidos desde capas más profundas pierden energía por colisiones inelásticas antes de alcanzar el detector. Esta propiedad permite estudiar exclusivamente la química superficial de materiales, recubrimientos y minerales alterados (Tanuma, Powell, & Penn, 2011).

La interpretación de espectros XPS se basa en la identificación de picos característicos correspondientes a orbitales específicos de cada elemento, como C 1s, O 1s, Fe 2p o Si 2p. La posición, intensidad y forma de estos picos proporciona información sobre composición elemental, estados de oxidación y tipos de enlace químico presentes en la superficie analizada (Briggs & Seah, 1990).

En estudios mineralógicos y geoquímicos, la XPS es particularmente útil para analizar minerales ricos en hierro, manganeso, titanio y otros elementos susceptibles a cambios de oxidación. Grosvenor et al. (2004) investigaron la división multiplete en espectros Fe 2p y demostraron que la técnica permite diferenciar compuestos de hierro con distintos estados de oxidación y coordinaciones químicas. Asimismo, Yamashita y Hayes (2008) utilizaron XPS para estudiar la diferenciación entre  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Fe}^{3+}$  en materiales oxidados, aportando información importante para investigaciones mineralógicas y procesos de alteración hidrotermal.

En geología y ciencia de materiales, la XPS se emplea ampliamente para estudiar superficies minerales, arcillas, óxidos, materiales cerámicos, vidrios volcánicos y productos de meteorización. Hochella (1988) destacó la importancia de XPS y espectroscopías electrónicas en el análisis de superficies minerales y procesos de interacción agua-mineral. Asimismo, Nesbitt y Bancroft (1985) demostraron la utilidad de XPS en estudios de alteración mineral y química superficial de silicatos y óxidos.

La XPS también permite realizar perfiles de profundidad mediante sputtering iónico, técnica en la cual capas superficiales son removidas progresivamente utilizando iones energéticos. Esto permite estudiar cambios composicionales en función de la profundidad y caracterizar recubrimientos, películas delgadas y zonas de alteración superficial (Watts & Wolstenholme, 2003).

Entre las principales ventajas de la XPS destacan su alta sensibilidad química, capacidad para identificar estados de oxidación y análisis específico de superficies. Sin embargo, presenta algunas limitaciones importantes, como la necesidad de ultra alto vacío, elevado costo instrumental y menor sensibilidad para elementos presentes en concentraciones muy bajas. Además, la técnica analiza únicamente la superficie del material y no el volumen total de la muestra (Bagus et al., 2013).

Actualmente, la XPS constituye una de las herramientas más importantes para la caracterización superficial avanzada de materiales geológicos y tecnológicos. Su capacidad para determinar composición elemental, estados químicos y procesos de

alteración superficial la convierte en una técnica esencial en estudios mineralógicos, ambientales y de ciencia de materiales modernos.

## **9. Muestreo.**

Se realizó un análisis de las fases generales 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), que 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 Math. Software, (v.1.10, Crystal Impact, Bonn, Alemania).

Además, se empleó microscopía electrónica de barrido (SEM) para identificar la textura, granulometría y morfología de las fases detectadas. Del mismo modo, el mapeo de rayos X y la espectrometría de energía dispersiva (EDS) determinó las composiciones puntuales y semicuantitativas de algunas de las fases previamente identificadas, utilizando un microscopio electrónico de barrido JEOL modelo JSM-IT300 (JEOL Ltd, Tokio), Japón, ubicado en UAEH) y un detector de rayos X (OXFORD Instruments, Oxford shire, Reino Unido) con un voltaje de aceleración de 30 kV. Con el fin de Para obtener un análisis representativo, se colocaron muestras de polvo en los trozos de muestra en capas uniformes y se ejecutaron rutinas cuantitativas puntuales en grandes áreas de escaneo (aproximadamente 4,5  $\text{mm}^2$ ).

La Fluorescencia de Rayos X se (XRF) se llevó a cabo con un espectrómetro de XRF marca BRUKER, modelo S1 TITAN (BRUKER, Kennewick, WA, USA).

Finalmente, para determinar los contenidos se realizó un análisis de espectroscopia fotoelectrónica de Rayos X (XPS) El análisis se llevó a cabo en un equipo de análisis de superficies K ALPHA (Thermo Scientific) que cuenta con un analizador hemisférico ( $180^\circ$ ) de doble aproximación y detector de 128 canales con una presión base de  $2 \times 10^{-9}$  mbar. Los rayos X utilizan la línea  $\text{K}\alpha$  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  $30^\circ$ . 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.

## **10. Desarrollo Experimental.**

### **10.1. Lixiviación.**

Como etapa inicial, una vez obtenida la muestra con granulometría malla 200, se llevó a cabo un proceso de lixiviación ácida utilizando ácido sulfúrico. Para ello, se emplearon 450 mL de agua de grifo, 50 mL de ácido sulfúrico y 100 g de mineral. La mezcla se mantuvo bajo agitación constante de 750 rpm durante un periodo de 3 horas, trabajando en condiciones ambientales correspondientes a Mineral de la Reforma.

El procedimiento consistió en adicionar inicialmente los 450 mL de agua dentro de un reactor, seguido de la incorporación de los 50 mL de ácido sulfúrico. Posteriormente, el reactor se colocó sobre una parrilla de agitación para mantener una velocidad constante de 750 rpm. Una vez estabilizada la agitación, se agregaron los 100 g del mineral a la solución y se mantuvo el sistema en operación durante 3 horas.

Concluido el tiempo de lixiviación, se realizó el proceso de filtración con el propósito de separar los sólidos remanentes, y obtener los licores de lixiviación. Este procedimiento se repitió sucesivamente hasta alcanzar un volumen total de 8 litros de licor de lixiviación.

### **10.2. Intercambio Catiónico.**

Como anteriormente se mencionó que el proceso de intercambio catiónico consiente en un proceso en el cual los iones positivos (cationes) de una solución son intercambiados por otros iones positivos de una resina o material con carga negativa, en donde se propone la utilización de la iddingsita para que se lleve a cabo este proceso y recuperar las REE.

Posteriormente, se llevó a cabo el proceso de intercambio catiónico utilizando el licor de lixiviación enriquecido con elementos de tierras raras (REE). Para este procedimiento se empleó iddingsita como material adsorbente, favoreciendo el intercambio de cationes presentes en la solución.

Los materiales y condiciones utilizados durante el proceso fueron los siguientes:

- 500 mL de licor de lixiviación proveniente del mineral en medio de ácido sulfúrico.
- 30 g de iddingsita con granulometría malla 400.
- Agitación magnética constante de 1000 rpm.
- Temperatura ambiente de aproximadamente 25 °C, bajo condiciones de Mineral de la Reforma.
- Ph 1 de acuerdo con las condiciones experimentales establecidas.
- Equipos de caracterización como DRX, ICP y MEB para el análisis de las muestras obtenidas.

La Tabla 4 nos muestra los parámetros y las condiciones en las que se realizó la primera experimentación con variable de temperatura.

Tabla 4. Condiciones experimentales de la cinética de lixiviación en medio de ácido sulfúrico.

| PARÁMETROS                                                     | CONDICIONES EXPERIMENTALES |
|----------------------------------------------------------------|----------------------------|
| Licor de lixiviación<br>[H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ] (ml) | 500                        |
| Velocidad de agitación (min <sup>-1</sup> )                    | 1000                       |

|                                         |           |
|-----------------------------------------|-----------|
| Sistema de agitación                    | Magnético |
| Temperatura (°K)                        | 298       |
| Presión parcial de O <sub>2</sub> (atm) | 1         |
| pH                                      | 1,        |

El proceso experimental consistió en verter 500 ml de licor de lixiviación en un reactor, a una agitación de 1000 rpm para posteriormente agregar 30 g de iddingsita, durante 20 min, la muestra tomada se filtró por gravedad, con la finalidad de separar los solutos y el licor, para poder ser analizados posteriormente.

---

# CAPÍTULO 3

---

## RESULTADOS Y DISCUSIONES

En el siguiente capítulo se muestran los resultados obtenidos previamente del material de iddingsita y el licor de lixiviación sin intercambio catiónico, como también se discute sobre la experimentación y los fenómenos presentes posterior a la experimentación, de igual manera se muestran los resultados obtenidos ocupando equipos de caracterización como (DRX, ICP Y MEB) así mismo se discute sobre los resultados obtenidos en las diferentes experimentaciones.

### III. RESULTADOS Y DISCUSIONES

#### 1. Caracterización De La Iddingsita Antes Del Intercambio Catiónico.

##### 1.1. Difracción de Rayos X.

El patrón de difracción de rayos X obtenido (Figura 5) evidenció una mineralogía dominada por cuarzo ( $\text{SiO}_2$ ) (PDF 96-901-1496), cuyo pico de mayor intensidad se localiza aproximadamente a  $26.6^\circ$  de  $2\theta$ , alcanzando una intensidad cercana a 230 unidades arbitrarias. La elevada intensidad y definición de esta reflexión indican una importante contribución de sílice cristalina dentro de la muestra. Asimismo, se identificó nontronita (PDF 96-900-6565), un filosilicato perteneciente al grupo de las esmectitas rico en hierro. Los picos asociados a esta fase aparecen distribuidos principalmente entre  $25^\circ$  y  $60^\circ$  de  $2\theta$ . La identificación de nontronita resulta particularmente relevante debido a que este mineral presenta una estructura laminar con alta capacidad de intercambio catiónico y elevada superficie específica, características que pueden favorecer la adsorción e incorporación de elementos de tierras raras durante los procesos experimentales realizados. Asimismo, se detectó la presencia de cordierita (96-900-4115), fase aluminosilicática de magnesio y hierro, identificada mediante reflexiones de intensidad moderada localizadas principalmente entre  $45^\circ$  y  $55^\circ$  de  $2\theta$ . La presencia de este mineral sugiere procesos de alteración hidrotermal y transformación mineralógica asociados a los eventos volcánicos que dieron origen a la roca hospedante. Por otra parte, el difractograma revela señales correspondientes a maghemita ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) (96-152-8612), un óxido de hierro derivado comúnmente de procesos de oxidación de minerales ferromagnesianos. Los picos observados alrededor de  $43^\circ$ ,  $57^\circ$  y  $67^\circ$  de  $2\theta$  indican que parte del hierro liberado durante la alteración de minerales primarios fue incorporado en fases oxidadas secundarias.

La coexistencia de cuarzo, nontronita, cordierita y maghemita es consistente con los procesos de alteración que conducen a la formación de la iddingsita, los cuales implican la transformación de minerales ferromagnesianos, principalmente olivino, mediante hidratación, oxidación y enriquecimiento en sílice. Estos resultados confirman que la muestra corresponde a un material altamente alterado, compuesto

por una mezcla compleja de silicatos y óxidos de hierro, cuyas características mineralógicas podrían favorecer tanto los procesos de intercambio catiónico como las aplicaciones adsorbentes estudiadas en esta investigación.

En conjunto, estas fases confirman un sistema volcánico alterado sometido a meteorización subaérea y procesos post-eruptivos característicos de la Formación Atotonilco el Grande.

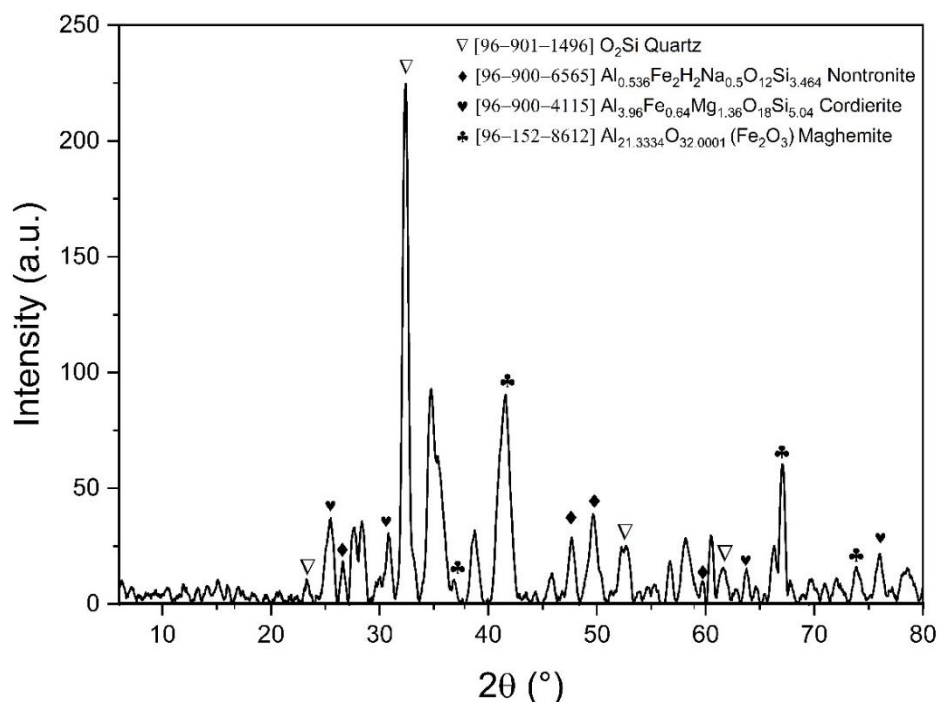


Figura 5. Difractograma de rayos X del material de Iddingsita, cuyas especies minerales principales son: cuarzo, nontronita, cordierita y magemita. Obtenida con una radiación de  $Cu K\alpha_1$  de longitud  $1.50056 \text{ \AA}$ , un voltaje de 30 Kv, una intensidad de 20 mA y una velocidad de barrido de  $22 \theta/\text{min}$ .

Además, en la Figura 6 se presentan los modelos estructurales de las fases cristalinas identificadas mediante difracción de rayos X (DRX), generados con el software VESTA versión 3.4.6.

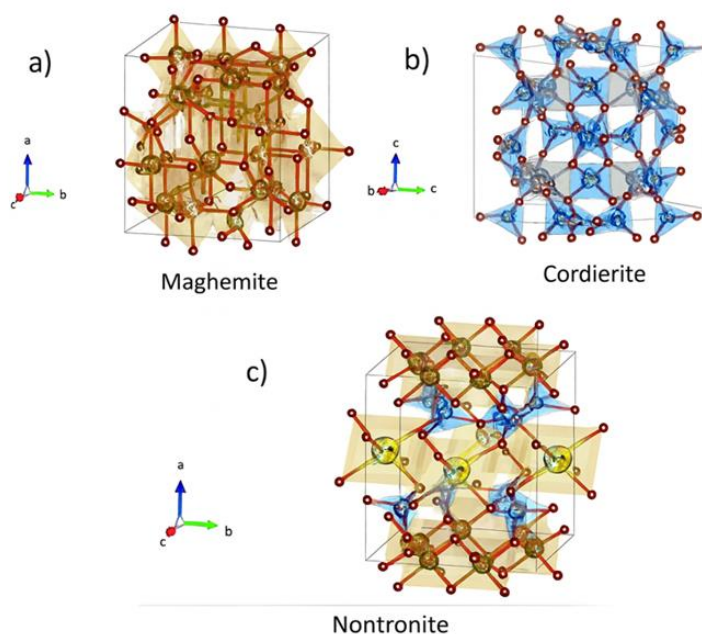


Figura 6. Modelos cristalográficos generados con VESTA de las fases identificadas por DRX: (a) maghemita (estructura cúbica tipo espinela), (b) cordierita (red ortorrómbica con canales estructurales), y (c) nontronita (estructura laminar tipo filosilicato con espacios interlaminares).

En la Figura 6a se presenta la estructura cristalina de la maghemita ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), correspondiente a un sistema cúbico con grupo espacial Fd-3m. Esta fase exhibe una arquitectura tipo espinela inversa caracterizada por octaedros de  $\text{Fe}^{3+}$  parcialmente ocupados y la presencia de vacancias catiónicas distribuidas de manera ordenada dentro de la red cristalina. La disposición tridimensional de estos octaedros confiere a la maghemita una estructura densa y altamente simétrica, mientras que la existencia de defectos estructurales y vacancias favorece el desarrollo de superficies reactivas, lo que resulta relevante en procesos de adsorción y en su comportamiento magnético frente a campos externos.

La Figura 6b muestra la estructura cristalina de la cordierita ( $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ ), perteneciente a un sistema ortorrómbico (grupo espacial Cccm). Esta fase está constituida por una red tridimensional de tetraedros  $\text{SiO}_4$  y  $\text{AlO}_4$  enlazados, que da lugar a la formación de canales pseudohexagonales orientados preferencialmente a lo largo del eje c. Dichos canales pueden alojar de manera limitada moléculas

volátiles como  $\text{H}_2\text{O}$  o  $\text{CO}_2$ , así como cationes traza bajo condiciones geológicas específicas, lo que explica la estabilidad térmica y la baja expansión térmica de la cordierita, más que una función directa como material intercambiador.

Finalmente, la Figura 6c representa la estructura cristalina de la nontronita, una esmectita rica en  $\text{Fe}^{3+}$  perteneciente al grupo de los filosilicatos, con simetría monoclinica (grupo espacial  $\text{C2/m}$ ). Su arquitectura laminar está compuesta por unidades 2:1 (T–O–T), donde láminas octaédricas dominadas por  $\text{Fe}^{3+}$  se encuentran intercaladas entre capas tetraédricas de sílice. La presencia de espacios interlaminares expansibles permite la incorporación de moléculas de agua y cationes intercambiables ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ), lo que confiere a la nontronita una elevada capacidad de intercambio catiónico y una alta reactividad superficial, características estrechamente relacionadas con los procesos de iddingsitización y con su potencial aplicación en sistemas de adsorción ambiental.

La Figura 7 muestra la relación entre el tamaño promedio de cristal coherente, estimado mediante el método de Scherrer a partir de los patrones de difracción de rayos X (DRX), y el porcentaje relativo de cristalinidad de las fases identificadas. La distribución de los datos evidencia una marcada heterogeneidad microestructural, reflejo de las diferencias estructurales intrínsecas y de las condiciones de formación y alteración de cada fase mineral.

En el caso de la maghemita, se observan tamaños de cristal coherente pequeños, del orden de 5–12 nm, asociados a valores relativamente altos de cristalinidad. Este comportamiento es consistente con óxidos de hierro nanocristalinos, en los que la nucleación rápida predomina sobre el crecimiento cristalino, dando lugar a dominios estructuralmente ordenados a escala nanométrica. La estabilidad estructural de la maghemita en este rango de tamaños puede relacionarse con su arquitectura tipo espinela, donde la simetría cúbica y la presencia de vacancias catiónicas favorecen la preservación del orden cristalino incluso en dominios muy pequeños.

La cordierita presenta tamaños de cristal coherente intermedios, entre aproximadamente 10 y 18 nm, acompañados de valores moderados de cristalinidad. Su estructura tridimensional ortorrómbica, formada por una red continua de

tetraedros  $\text{SiO}_4$  y  $\text{AlO}_4$ , muestra una menor tolerancia al desorden estructural, lo que se traduce en dominios cristalinos relativamente mayores y en una cristalinidad dependiente de las condiciones térmicas y del tiempo de estabilización durante su formación volcánica.

Por su parte, la nontronita exhibe los mayores tamaños de cristal coherente, del orden de 15–23 nm, junto con los valores más bajos de cristalinidad. Este comportamiento es característico de filosilicatos de tipo esmectita con estructura laminar 2:1, en los que la flexibilidad estructural, la presencia de espacios interlaminares expansibles y la incorporación de agua y cationes intercambiables limitan el desarrollo de un orden tridimensional elevado. La baja cristalinidad observada, combinada con dominios cristalinos relativamente pequeños, es consistente con su elevada reactividad superficial y su reconocida capacidad de intercambio catiónico, más que con un comportamiento típico de fases altamente cristalinas.

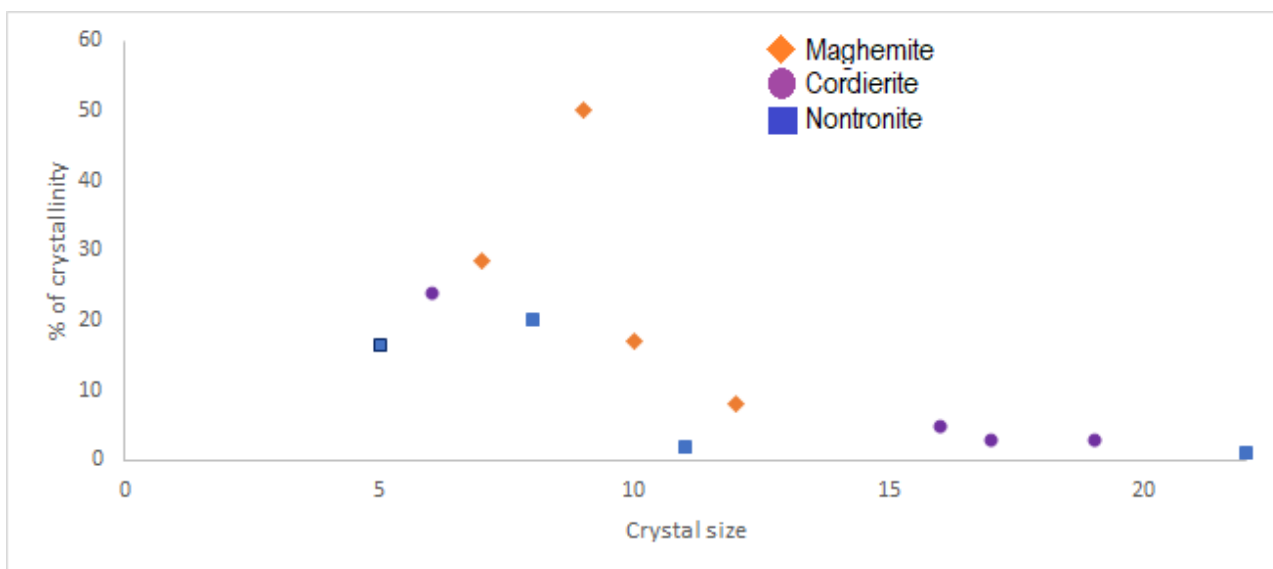


Figura 7. Relación entre el tamaño promedio de cristal estimado mediante el método de Scherrer a partir del patrón de difracción de rayos X (DRX) y el porcentaje de cristalinidad relativo de las fases identificadas.

Para determinar el tamaño de cristal promedio se utilizó la ecuación de (Scherrer) como se muestra en la ecuación X, donde “k” es una constante de forma con un valor de 1, “λ” representa la longitud de onda de los rayos X (1.54181 Å), “FWHM” es el ancho promedio del pico experimental y θ es el ángulo de incidencia.

$$\beta = \frac{k * \lambda}{FWHM * \cos \theta}$$

*Ecuación 3. Ecuación de Scherrer.*

La ecuación 3 se aplicó en todos los patrones de difracción para obtener el tamaño de cristal de cada fase presente, como se muestra en las tablas (6, 8 y 10).

Así mismo, también se calculó el porcentaje de cristalinidad y los resultados se plasmaron en las tablas 7, 9 y 11.

Tabla 6. Determinación del tamaño de cristal de la maghemita [96-152-8612].

| Pico | hkl | θ  | cosθ | β  |
|------|-----|----|------|----|
| 1    | 0.3 | 36 | 0.8  | 6  |
| 2    | 0.1 | 21 | 0.93 | 16 |
| 3    | 0.2 | 31 | 0.85 | 9  |

Tabla 7. Cálculo de cristalinidad de la maghemita [96-152-8612].

| pico | altura | hkl | % de cristalinidad |
|------|--------|-----|--------------------|
| 1    | 2      | 0.3 | 30                 |
| 2    | 1.2    | 0.1 | 6                  |
| 3    | 0.9    | 0.2 | 9                  |

Tabla 8. Determinación del tamaño de cristal de la nontronita [96-900-6565].

| Pico | hkl | θ  | cosθ | β  |
|------|-----|----|------|----|
| 1    | 0.1 | 65 | 0.42 | 24 |
| 2    | 0.1 | 94 | 0.96 | 16 |
| 3    | 0.1 | 56 | 0.55 | 28 |

Tabla 9. Cálculo de cristalinidad de la nontronita [96-900-6565].

| Pico | altura | hkl | % de cristalinidad |
|------|--------|-----|--------------------|
|------|--------|-----|--------------------|

|   |     |     |   |
|---|-----|-----|---|
| 1 | 0.8 | 0.1 | 4 |
| 2 | 0.4 | 0.1 | 2 |
| 3 | 0.6 | 0.1 | 3 |

Tabla 10. Determinación del tamaño de cristal de la cordierita [96-900-4115].

| Pico | hkl | $\theta$ | $\cos\theta$ | $\beta$ |
|------|-----|----------|--------------|---------|
| 1    | 0.2 | 46       | 0.69         | 11      |
| 2    | 0.2 | 49       | 0.65         | 11      |
| 3    | 0.2 | 68       | 0.37         | 20      |
| 4    | 0.2 | 74       | 0.27         | 28      |

Tabla 11. Cálculo de cristalinidad de la nontronita [96-900-4115].

| pico | altura | hkl | % de cristalinidad |
|------|--------|-----|--------------------|
| 1    | 3      | 0.2 | 20                 |
| 2    | 1.1    | 0.2 | 20                 |
| 3    | 0.4    | 0.2 | 20                 |
| 4    | 0.7    | 0.2 | 20                 |

## 1.2. Composición química de la iddingsita natural (ICP–FRX)

La composición química promedio de la iddingsita natural, determinada mediante espectrometría de plasma acoplado inductivamente (ICP) y fluorescencia de rayos X (FRX), muestra una buena concordancia entre ambas técnicas analíticas. El material está dominado por  $\text{SiO}_2$ , con contenidos cercanos al 57 wt%, seguido de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  en el rango de 15–16 wt% y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  entre aproximadamente 11 y 12 wt%. Esta distribución composicional es consistente con la naturaleza de la iddingsita como un ensamblaje de alteración del olivino, caracterizado por el enriquecimiento relativo en sílice y aluminio, junto con la presencia significativa de fases ferruginosas.

Adicionalmente, se identifican contenidos moderados de  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ , con valores comprendidos entre ~3 y 6 wt%, así como cantidades menores de  $\text{TiO}_2$ , cercanas al 2 wt%. La presencia de estos óxidos sugiere la coexistencia de filosilicatos Fe–Mg, óxidos e hidróxidos de hierro, así como relictos de magnesio asociados a la estructura original del olivino y a procesos de redistribución elemental

durante la alteración. Por su parte, el  $K_2O$  se encuentra en concentraciones inferiores a 1 wt%, lo cual es característico de materiales volcánicos máficos alterados y sugiere una contribución limitada de fases potásicas primarias o secundarias.

En la tabla 12 se resumen los resultados obtenidos por ICP y FRX de la Iddingsita, en donde se aprecian las especies mayoritarias como sílice, alúmina, hematita, óxido de sodio, óxido de titanio, óxido de magnesio, óxido de calcio y elementos minoritarios como, óxido de potasio.

Tabla 12. Composición química promedio de la Iddingsita natural.

| Elemento  | ICP<br>Wt%% | FRX<br>Wt% |
|-----------|-------------|------------|
| $Na_2O$   | 3.60        | 3.01       |
| $MgO$     | 3.81        | 3.76       |
| $Al_2O_3$ | 14.92       | 15.91      |
| $SiO_2$   | 57.19       | 57.84      |
| $K_2O$    | 0.67        | 0.67       |
| $CaO$     | 5.91        | 5.93       |
| $TiO_2$   | 2.27        | 2.18       |
| $Fe_2O_3$ | 11.63       | 10.7       |

### 1.3. Microscopia Electrónica De Barrido (Meb).

La Figura 8 muestra la composición microestructural de la iddingsita

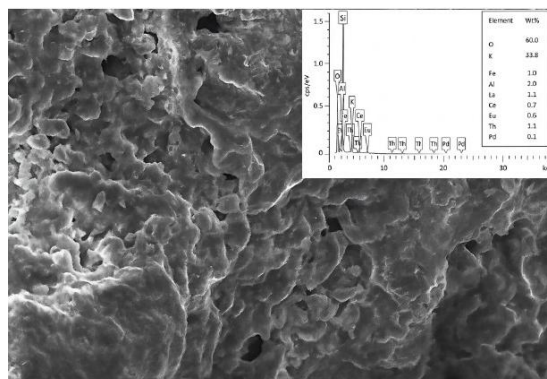


Figura 8. Fotografía microestructural de la iddingsita mediante SEM–EDS: muestra natural.

En la Figura 8 se presenta la iddingsita natural, sin ningún tratamiento previo. La microestructura muestra una superficie laminar, altamente rugosa y con abundantes oquedades irregulares, características de un material producto de la alteración pseudomórfica del olivino. Se observan x

El análisis EDS asociado (inserto) confirma una composición dominada por O, K y Si, acompañada de elementos como Fe, Al, La, Ce, Eu y Th, que reflejan la incorporación natural de especies traza en la red alterada. Esta superficie altamente porosa es indicativa de una elevada área específica favorable para procesos posteriores de adsorción e intercambio.

## ***2. Caracterización de Iddingsita natural después del intercambio catiónico.***

### **2.1. Validación del intercambio catiónico mediante análisis ICP**

Para validar el proceso de intercambio catiónico, las soluciones iniciales y finales fueron analizadas mediante espectrometría de plasma acoplado inductivamente (ICP), comparándose las concentraciones originales de los elementos presentes en los licores de lixiviación con los contenidos residuales posteriores al tratamiento con iddingsita natural. Los resultados evidencian una remoción prácticamente completa de los elementos evaluados, con eficiencias de intercambio superiores al 99.9 % para la mayoría de los lantánidos analizados, incluyendo La, Ce, Nd, Yb, Sm, Tb y Er, así como para elementos nobles y semimetales presentes en concentraciones traza, tales como Au, Pd, Pt y Ge.

El europio mostró una eficiencia ligeramente inferior, del orden de 99.7 %, aunque este valor continúa siendo elevado y comparable con los obtenidos para el resto de los elementos. En todos los casos, las concentraciones finales detectadas fueron cercanas o inferiores al límite de detección del método analítico, lo que confirma la alta capacidad de captura y la selectividad de la iddingsita. Estos resultados respaldan su potencial aplicación en la recuperación de tierras raras y elementos estratégicos a partir de soluciones de lixiviación.

Durante el proceso de intercambio catiónico se observaron cambios macroscópicos evidentes tanto en la solución como en el material sólido. La Figura 9 muestra el licor de lixiviación antes del tratamiento, el material sólido resultante tras el contacto con la iddingsita y el sólido recuperado después del secado, evidenciando la interacción efectiva entre la fase sólida y los elementos presentes en solución.

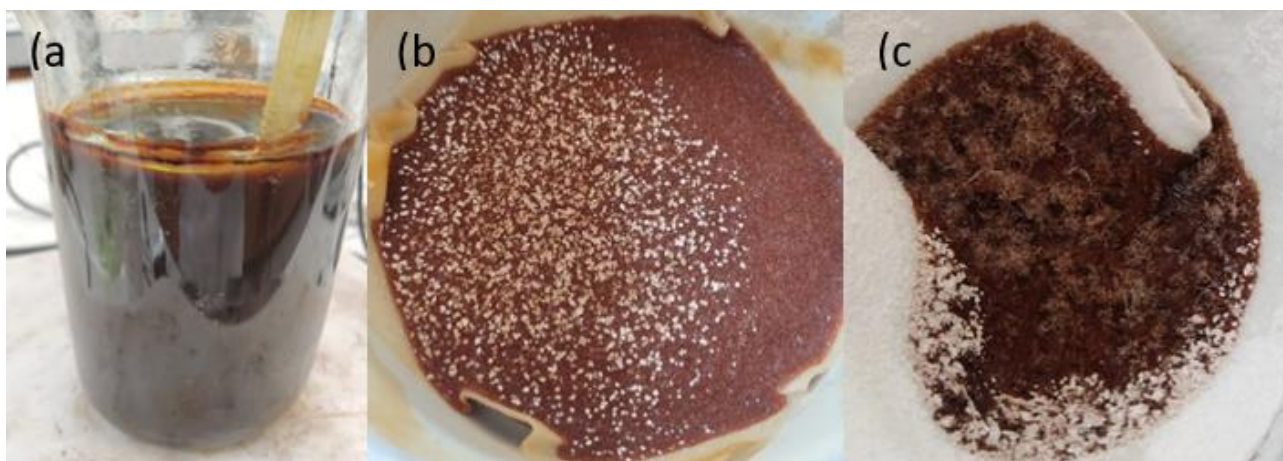


Figura 9. Evidencia macroscópica del proceso de intercambio catiónico con iddingsita natural: (a) licor de lixiviación previo al tratamiento, (b) material sólido obtenido tras el proceso de intercambio y (c) sólido recuperado después de filtración y secado.

Los resultados se muestran en la tabla 12, en las cuales se hace un comparativo entre los licores de lixiviación originales y después del intercambio el cual fue analizado por ICP, así como el % de eficiencia del intercambio catiónico, observando que en la mayoría se tiene una eficiencia de intercambio mayor al 99.9, excepto para el Eu que fue del 99.71%, lo que confirma que este mineral podría ser utilizado para el intercambio de tierras raras.

Tabla 12. Valores intercambio catiónico con Iddingsita natural.

| Elemento | Contenido Original (ppm) | Contenido Final (ppm) | Eficiencia de intercambio (%) |
|----------|--------------------------|-----------------------|-------------------------------|
| Au       | 45.93                    | 0                     | 100                           |
| Ce       | 81.79                    | 0                     | 100                           |
| La       | 51.89                    | 0.001                 | 99.998                        |
| Nd       | 56.97                    | 0.001                 | 99.998                        |
| Pd       | 1.92                     | 0                     | 100                           |
| Yb       | 33.35                    | 0                     | 100                           |
| Ge       | 9                        | 0                     | 100                           |
| Gd       | 1.4                      | 0.008                 | 99.43                         |
| Tb       | 0.25                     | 0                     | 100                           |
| Sm       | 1.75                     | 0                     | 100                           |
| Er       | 0.9                      | 0                     | 100                           |
| Eu       | 0.35                     | 0.001                 | 99.71                         |
| Pt       | 0.005                    | 0                     | 100                           |

## 2.2. Microscopia Electronica De Barrido (Meb) Despues del Intercambio.

La Figura 9 corresponde a la iddingsita después del intercambio catiónico con los licores de lixiviación de tipo SEDEX. La morfología cambia notablemente: el material presenta agregados más compactos, bordes suavizados y partículas con apariencia más densa y homogénea, lo que sugiere la deposición y fijación superficial de los elementos intercambiados. Además, la reducción relativa de poros abiertos y la presencia de superficies parcialmente recubiertas indican que los iones metálicos quedaron adsorbidos o retenidos en la estructura laminar del mineral.

El espectro EDS posterior evidencia un incremento significativo de especies metálicas —incluyendo Ce, La, Nd, Sm y Eu— en la superficie tratada, con eficiencias superiores al 99 % en la mayoría de los elementos evaluados. La

presencia marcada de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  y  $\text{Al}_2\text{O}_3$  confirma la estabilidad estructural del mineral tras el proceso.

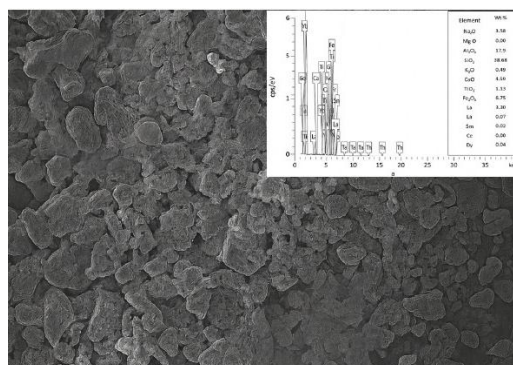
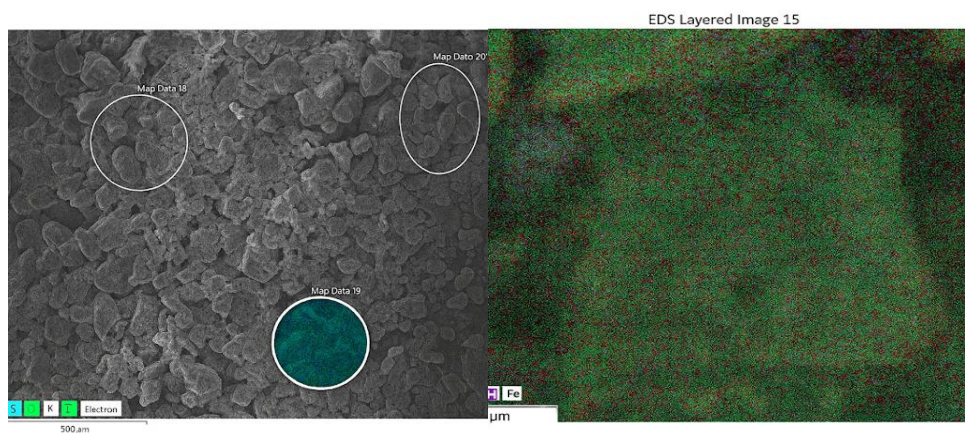


Figura 9. Muestra después del intercambio catiónico.

La figura 10, muestra la imagen de una partícula de Iddingsita después de realizar el intercambio iónico con los licores de lixiviación de un mineral tipo SEDEX y donde se muestra la distribución mediante mapping de rayos - X, a pH de 0.36. Ello, comprueba que efectivamente los elementos de tierras raras antes mencionados, quedaron absorbidos en el mineral.

a)

b)



c)

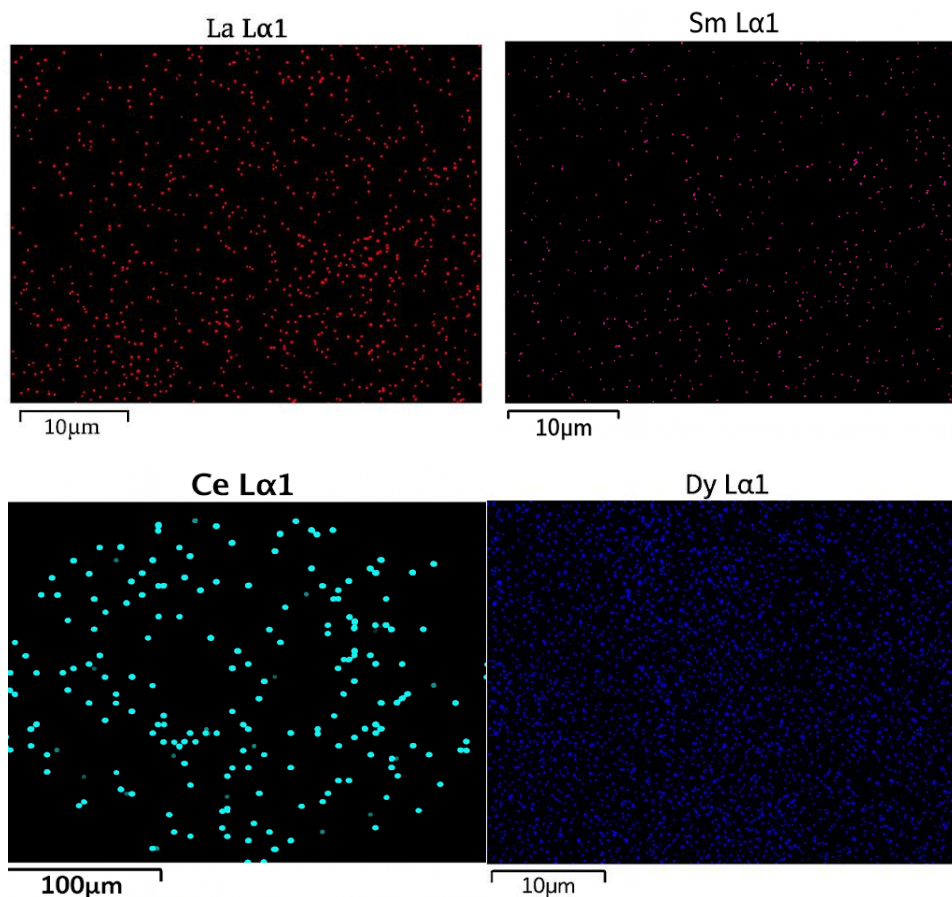


Figura 10. Microfotografías de la Iddingsita después del intercambio iónico a) Imagen general, 2000X, SEM, b) imagen puntual donde fue tomado el microanálisis c) mapping de distribución de elementos de tierras raras.

### 2.3. Difracción de Rayos X (DRX) de la iddingsita después del intercambio catiónico

La Figura 11 muestra el patrón de difracción de rayos X obtenido para la iddingsita tras el proceso de intercambio catiónico con los licores de lixiviación tipo SEDEX. El difractograma revela la aparición de nuevas fases cristalinas no presentes en la muestra natural, indicando una reconfiguración estructural inducida por la incorporación de especies metálicas en la matriz del mineral.

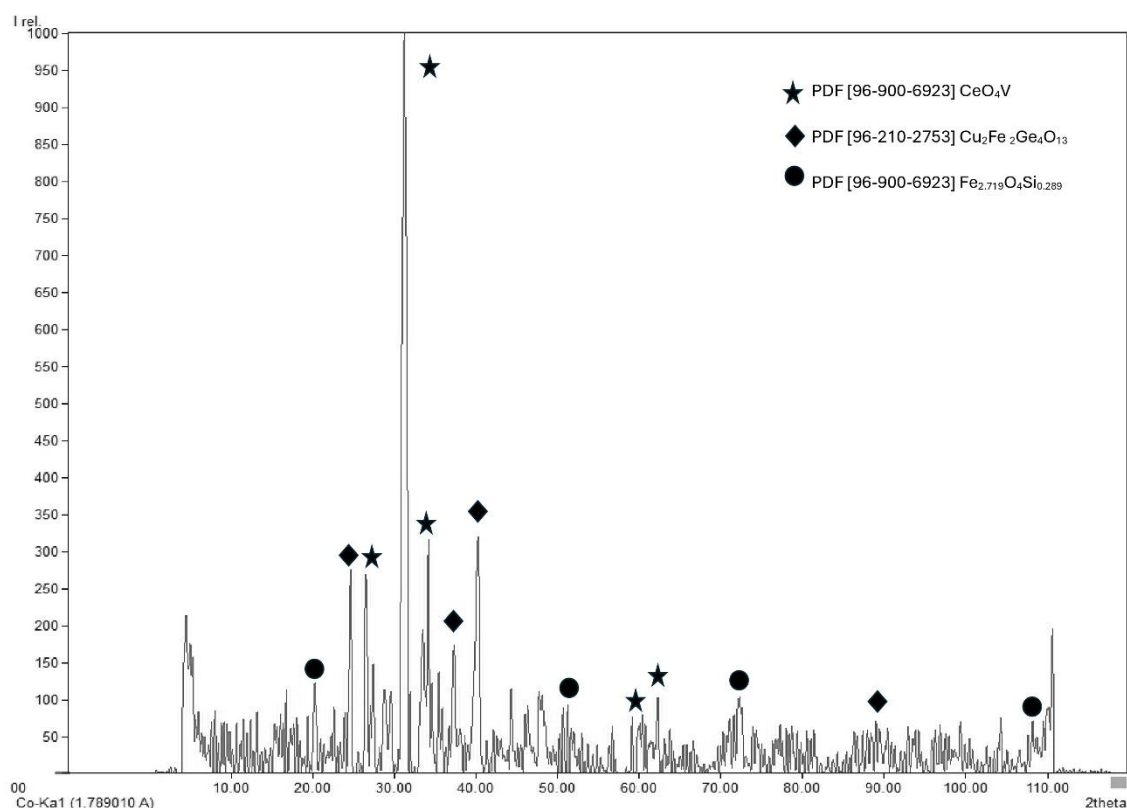


Figura 11. Espectro de difracción de rayos X de la muestra de iddingsita después del intercambio catiónico

Los picos más intensos corresponden a  $\text{CeO}_2 \cdot \text{VCe}(\text{VO}_4)$  (PDF 96-772-3651), lo cual sugiere la formación de compuestos tipo oxovanadatos–ceratos como resultado de la fijación del lantánido ( $\text{Ce}^{3+}/\text{Ce}^{4+}$ ) en la superficie y espacios interlaminares de la iddingsita. Esta fase es común en materiales donde el cerio precipita en ambientes ligeramente oxidantes durante procesos de adsorción e intercambio.

Adicionalmente, se identificó la fase  $\text{Cu}_2\text{Fe}_2\text{Ge}_3\text{O}_{11}$  (PDF 96-210-2753), consistente con la captura de germanio, hierro y cobre presentes en el licor inicial. La aparición de esta espinela–silicato complejo confirma que la superficie de la iddingsita promovió procesos locales de reorganización estructural y precipitación mixta.

Asimismo, se detectó la fase  $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_{15}\text{Si}_{122}$  (PDF 96-900-6923), un óxido–silicato férrico que se interpreta como un producto de reorganización del hierro estructural

presente en la iddingsita. Este tipo de fase suele aparecer cuando el hierro pasa por procesos de oxidación y reordenamiento bajo condiciones de interacción con soluciones metálicas.

La Figura 12 presenta la relación entre el tamaño de cristal obtenido mediante el método de Scherrer y el porcentaje de cristalinidad para cada fase identificada.

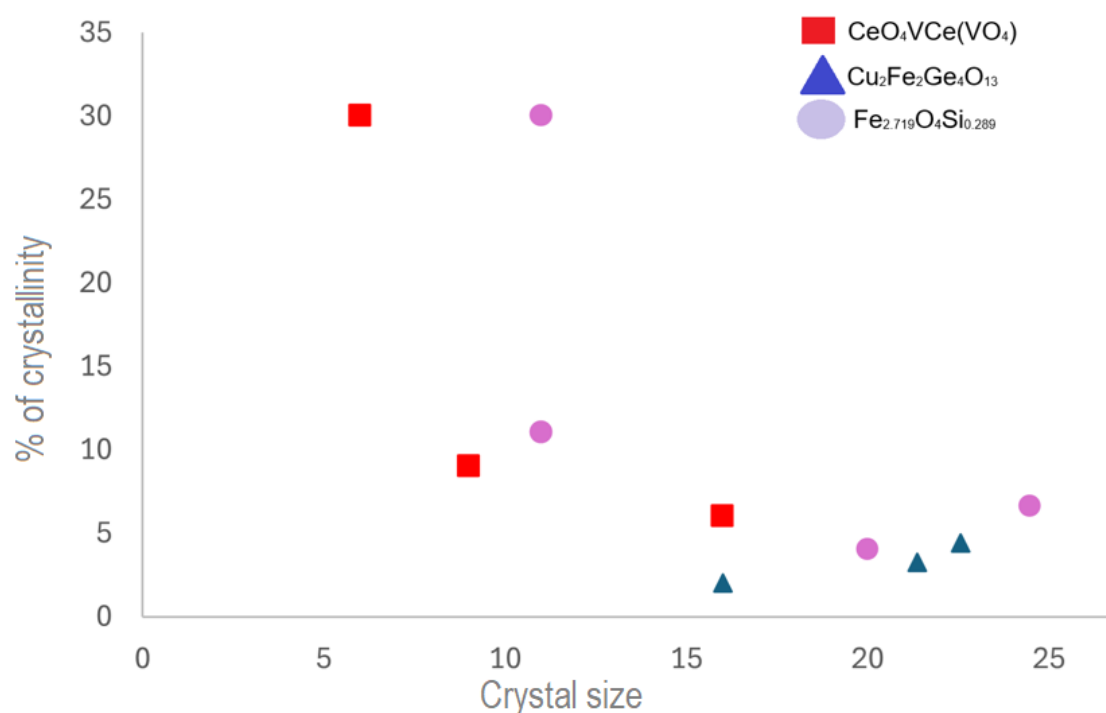


Figura 12. Tamaño de cristal de las fases identificadas

Se observa que:

- $\text{CeO}_2 \cdot \text{VCe}(\text{VO}_4)$  presenta tamaños cristalinos pequeños (5–15 nm) y cristalinidades moderadas (10–30 %), típicas de fases recién nucleadas después del intercambio catiónico.
- $\text{Cu}_2\text{Fe}_2\text{Ge}_3\text{O}_{11}$  muestra tamaños cristalinos mayores (15–28 nm) con cristalinidad baja, lo cual refleja una precipitación heterogénea y limitada por la disponibilidad de elementos traza.
- $\text{Fe}_{2.8}\text{O}_{15}\text{Si}_{122}$  exhibe cristales pequeños (8–12 nm) y cristalinidad moderada, atribuible a la reorganización del Fe–Si durante la interacción con el licor.

Estos resultados confirman que el intercambio catiónico no solo provoca la retención de metales estratégicos, sino también la formación de nuevas fases cristalinas mixtas, coherentes con los altos valores de eficiencia determinados por ICP.

## **5. Intercambio Catiónico.**

El proceso de intercambio catiónico se realizó bajo en condiciones de Ph1, manteniendo una temperatura ambiente aproximada de 25 °C.

Posteriormente, se presentan los resultados obtenidos con el propósito de determinar la eficiencia del proceso de intercambio catiónico. Asimismo, se analizaron los diferentes fenómenos físicos que pudieron presentarse durante el desarrollo del ensayo experimental.

### **5.1. pH 1 a 25°C.**

Para la experimentación no presento cambios muy notables a simple vista ya que el mineral permanecía con su color característico, sin embargo, durante el proceso de experimentación se observó que en los procesos que se iban a llevar a cabo eran de tipo exotérmicos, durante los primeros 20 min hasta que el proceso se estabilizara este fenómeno se hizo presente.

## **6. Discusiones.**

La iddingsita de la Formación Atotonilco el Grande presenta un potencial favorable como materia prima cerámica debido a su contenido de óxidos de hierro y filosilicatos. Estos componentes favorecen la sinterización de Fe, la formación de fases estables, y el desarrollo de coloraciones rojizas durante la cocción (Dondi, 1999; de Lima et al., 2021). Además, su microestructura laminar y porosa puede facilitar las transformaciones mineralógicas y la consolidación del material.

El potencial cerámico de la iddingsita no depende de un único mineral, sino de la acción conjunta de los filosilicatos, que aportan plasticidad y reactividad térmica, los óxidos de hierro, que favorecen la densificación, y el cuarzo, que contribuye a la estabilidad dimensional. En conjunto, estas características sugieren que la

iddingsita puede ser utilizada en la elaboración de materiales cerámicos estructurales y productos de pasta roja (De Lima et al., 2021). No obstante, la presencia de esmectitas en la iddingsita también pueden representar una limitación para su aplicación cerámica. Diversos estudios han demostrado que las arcillas ricas en esmectita presentan una elevada capacidad de hinchamiento y una alta sensibilidad al secado, lo que puede provocar contracciones excesivas, y la aparición de defectos durante el procesamiento y la cocción de materiales cerámicos (Grim, 1962; McConville y Lee, 2005)

También, los resultados del intercambio catiónico indican que la incorporación de elementos de tierras raras está estrechamente relacionada con las propiedades mineralógicas de la iddingsita y las condiciones fisicoquímicas del sistema. Su elevada capacidad de intercambio catiónico se atribuye principalmente a la presencia de minerales del grupo de las esmectitas, cuyas cargas son compensadas por cationes intercambiables que pueden ser sustituidos por otros presentes en solución, incluyendo elementos de tierras raras (Grim, 1968; Bergaya et al., 2006). Por otro lado, la presencia de las esmectitas no es la única explicación para la incorporación de REE. Aunque estas probablemente aportan la mayor parte de la CIC, los óxidos de hierro y otras fases secundarias presentes también pueden contribuir a la retención de cationes mediante mecanismos de adsorción superficial e intercambio dependiendo del pH (Thomas & Swoboda, 1962).

Los resultados obtenidos en este trabajo indican que la eficiencia de incorporación de lantánidos en la iddingsita estuvo directamente relacionada por condiciones de pH fuertemente ácidas, alcanzando eficiencias superiores al 99 % para la mayoría de las REE analizadas. Sin embargo, para futuras investigaciones, se debería realizar estas experimentaciones con diferentes temperaturas y PH.

La distribución elemental observada mediante SEM-EDS confirma esta interpretación, ya que el mapping muestra la presencia de lantano, cerio, neodimio y otros elementos de tierras raras asociados directamente a la superficie de la iddingsita después del tratamiento.

Así mismo, debido a que el intercambio catiónico se realizó a pH 1, el cerio se mantuvo principalmente como  $Ce^{3+}$  en solución. El aumento observado en los parámetros de celda puede atribuirse a la incorporación de este catión en las fases secundarias de la iddingsita, ya que su mayor radio iónico favorece una expansión local de la estructura cristalina después del intercambio (Shannon, 1976).

Finalmente, la Formación Atotonilco el Grande fue definida por Cantagrel y Robin (Cantagrel & Robin, 1979) como una sucesión volcánica bimodal, la cual por observaciones de campo se pudo inferir que los depósitos piroclásticos corresponden a fases acidas recientes de magmatismo volcánico, así como puntos de eyección. En relación, tenemos el Rift Molango donde encontramos remanentes del Cretácico Superior, el contacto es tectónico no transicional y los materiales piroclásticos están alineados con el eje estructural, y las fallas están relacionadas con el vulcanismo. Las relaciones estructurales son discontinuas y las secuencias litológicas están incompletas, por lo que es necesario realizar análisis radiométricos futuros.

---

# CONCLUSIONES

---

## CONCLUSIONES

La presente investigación fue realizada por la recolección de muestras geológicas de la Formación Atotonilco el Grande que se localiza dentro del Estado de Hidalgo, México, dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), para su posterior caracterización.

Los métodos de caracterización empleados (FRX, DRX, MEB-EDS e ICP) permitieron determinar de manera integral la composición química, mineralógica y microestructural de la iddingsita. Los análisis identificaron una asociación mineralógica dominada por óxidos de hierro, cuarzo y filosilicatos secundarios derivados de la alteración del olivino, así como una microestructura laminar y porosa observada mediante MEB. Asimismo, los resultados de ICP mostraron una eficiencia promedio de recuperación de elementos de tierras raras cercana al 99.8 %, con valores de hasta 100 % para Ce, Yb, Tb, Sm y Er. En conjunto, la información obtenida mediante estas técnicas permitió relacionar las características mineralógicas y microestructurales de la iddingsita con su elevada capacidad de intercambio catiónico y su potencial para la recuperación de elementos estratégicos.

Adicionalmente, la presencia de óxidos de hierro, cuarzo y filosilicatos secundarios, junto con la microestructura laminar observada, sugiere un potencial preliminar para aplicaciones cerámicas; sin embargo, serán necesarios estudios tecnológicos específicos de plasticidad, sinterización y resistencia mecánica para confirmar su viabilidad industrial.

Por otro lado, la asociación entre volcanismo basáltico bimodal, alteración hidrotermal e iddingsitización observada en la Formación Atotonilco el Grande sugiere que la evolución tectonomagmática relacionada con el Rift de Molango favoreció las condiciones necesarias para la movilización, concentración y retención de elementos de tierras raras en minerales secundarios, constituyendo un potencial objetivo de interés para futuras investigaciones sobre recursos minerales no convencionales.

Finalmente, los resultados obtenidos permiten concluir que la iddingsita de la Formación Atotonilco el Grande constituye un material con elevado potencial para

la recuperación de elementos de tierras raras mediante procesos de intercambio catiónico, alcanzando eficiencias promedio cercanas al 99.8 %. Asimismo, sus características mineralógicas y microestructurales sugieren un potencial preliminar para aplicaciones cerámicas.

---

# REFERENCIAS

---

## REFERENCIAS

- A. C. C. Mateus, A. F. D. C. Varajão, F. S. Oliveira, & C. E. Schaefer (2018). Alteration of olivine in volcanic rocks from Trindade Island, South Atlantic. *Applied Clay Science*, 160, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2018.01.033>
- Amador, E. L. (2025). Geology, art and mysticism of Tezontle (volcanic scoria)... IUGS Heritage Stone designation. *Episodes—Journal of Geosciences and Art*, 48, 181–...
- Andara, M., Conde, M., Gómez, G., & Rus Romero, J. R. (2011). Uso de la técnica de microscopía electrónica de barrido como herramienta para el estudio de liberación de minerales. *Acta Microscopica*, 20(1), 71–77.
- Arellano-Gil, J., León, V. D., Silva-Pineda, A., Salvador-Flores, R., & Beltrán-Romero, F. (2005). Origin and geologic characteristics of the paleo-Lake of Amajac, Hidalgo. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 199–211.
- Bagus, P. S., Ilton, E. S., & Nelin, C. J. (2013). The interpretation of XPS spectra: Insights into materials properties. *Surface Science Reports*, 68(2), 273–304. <https://doi.org/10.1016/j.surfrep.2013.01.001>
- Barrientos, G., Sarmiento, P. L., & Galligani, P. E. (2016). Evaluación de la diagénesis ósea mediante el uso de microscopía electrónica de barrido (MEB). *Revista Argentina de Antropología Biológica*.
- Beckhoff, B., Kanngießer, B., Langhoff, N., Wedell, R., & Wolff, H. (2006). *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis*. Springer.
- Bergaya, F., Lagaly, G., & Vayer, M. (2006). Cation and anion exchange capacity of clay minerals. In *Handbook of Clay Science*.
- Bishop, M. E., et al. (2024). Rare earth element adsorption to clay minerals. *Environmental Science & Technology*. <https://doi.org/10.1021/acs.est.4c00974>
- Borst, A. M., Smith, M. P., Finch, A. A., Estrade, G., Villanova-de-Benavent, C., Nason, P., et al. (2020). Adsorption of rare earth elements in regolith-hosted clay deposits. *Nature Communications*, 11, 4386. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17801-5>
- Boss, C. B., & Fredeen, K. J. (2004). *Concepts, Instrumentation and Techniques in Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*. PerkinElmer.
- Briggs, D., & Seah, M. P. (1990). *Practical Surface Analysis: Auger and X-ray Photoelectron Spectroscopy* (2nd ed.). Wiley.
- Brown, G., & Stephen, I. (1959). A structural study of Iddingsite from N.S. Wales, Australia. *American Mineralogist*, 44, 251–260.

Cantagrel, J. M., & 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*, 5, 99–114.

Cárdenas-Reyes, E. A., et al. (2019). Influence of the Rift Molango over mineralization of PGE and REE. Preprints. <https://doi.org/10.20944/preprints201906.0011.v1>

Cerecedo Sáenz, E., et al. (2018). Preliminary description of the origin of a sedimentary-exhalative (SEDEX) ore deposit in Molango, Hidalgo, Mexico.

Cerecedo-Sáenz, E., Salinas-Rodríguez, E., & Hernández-Ávila, J. (2023). El Rift Molango y sus recursos minerales. Editorial Académica Española.

Ceylantekin, R., & Başar, H. M. (2018). The effect of iron oxide on ceramic properties. *Ceramics International*, 44(12), 14133–14138. <https://doi.org/10.1016/j.ceramint.2018.04.198>

Ceylantekin, R., & Başar, R. (2018). Solid solution limit of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in mullite crystals, produced from kaolin by solid state reactions. *Ceramics International*, 44(7), 7599–7604.

Churchman, G. J., & Lowe, D. J. (2012). Alteration, formation, and occurrence of minerals in volcanic soils.

Cornell, R. M., Giovanoli, R., & Schneider, W. (1989). Review of the hydrolysis of iron(III) and the crystallization of amorphous iron(III) hydroxide hydrate. *Journal of Chemical Technology and Biotechnology*, 46(2), 115–134.

Cullity, B. D., & Stock, S. R. (2001). *Elements of X-ray Diffraction* (3rd ed.). Prentice Hall.

de Lima, L. F., Perottoni, C. A., Zorzi, J. E., & Cruz, R. C. D. (2021). Effect of iron on the microstructure of basalt glass-ceramics obtained by the petrugic method. *International Journal of Applied Ceramic Technology*, 18(6), 1950–1959.

Delvigne, J., Bisdom, E. B. A., Sleeman, J., & Stoops, G. (1979). Olivines, their pseudomorphs and secondary products. *Pédologie*, 29(3), 247–309.

Dondi, M. (1999). Clay materials for ceramic tiles from the Sassuolo District (Northern Apennines, Italy). Geology, composition and technological properties. *Applied Clay Science*, 15(3–4), 337–366.

Edwards, A. B. (1938). The formation of Iddingsite. *American Mineralogist*, 23, 277–281.

Eggerton, R. A. (1984). Formation of Iddingsite rims on olivine: A transmission electron microscope study. *Clays and Clay Minerals*, 32(1), 1–11. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1984.0320101>

Evans, B. W. (2004). The Serpentinite Multisystem Revisited: Chrysotile Is Metastable. *International Geology Review*, 46(6), 479–506.

Fitton, G. (1997). X-ray fluorescence spectrometry. En *Modern Analytical Geochemistry*.

García-Cerón, A., et al. (2025). Mineralización de REE encontrada en el Rift Molango, México. *Pädi Boletín Científico de Ciencias Básicas e Ingenierías*.

Gazley, M. F., et al. (2014). Application of portable XRF for geochemical analysis of drill core from the DeGrussa volcanogenic massive sulfide deposit, Western Australia. *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 14(2), 83–91. <https://doi.org/10.1144/geochem2012-175>

Grim, R. E. (1962). *Clay Mineralogy*. New York: McGraw-Hill.

Grim, R. E. (1968). *Clay Mineralogy* (2nd ed.). McGraw-Hill.

Haggerty, S. E., & Baker, I. (1967). The alteration of olivine in basaltic and associated lavas: Part I: High temperature alteration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 16(3), 233–257.

Hernández-Ávila, J., Salinas-Rodríguez, E., Cerecedo-Sáenz, E., Reyes-Valderrama, M. I., Arenas-Flores, A., Román-Gutiérrez, A. D., & Rodríguez-Lugo, V. (2017). Diatoms and their capability for heavy metal removal by cationic exchange. *Metals*, 7(5), 169. <https://doi.org/10.3390/met7050169>

Hernández-Ávila, J., Serrano-Mejía, E. O., Salinas-Rodríguez, E., Cerecedo-Sáenz, E., Reyes-Valderrama, M. I., Gutiérrez-Amador, M. P., & Rodríguez-Lugo, V. (2019). Use of porous non-metallic minerals to remove heavy metals, precious metals and rare earths by cationic exchange. En *Trace Metals in the Environment: New Approaches and Recent Advances*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/intechopen.84858>

Hochella, M. F. Jr. (1988). Auger electron and X-ray photoelectron spectroscopies. En *Spectroscopic Methods in Mineralogy and Geology*.

Hoshino, M., Sanematsu, K., & Watanabe, Y. (2016). REE mineralogy and resources. En J.-C. Bünzli & V. K. Pecharsky (Eds.), *Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths* (Vol. 49, pp. 129–243). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/bs.hpcr.2016.03.006>

Jang, J.-H., Dempsey, B. A., & Burgos, W. D. (2007). Solubility of hematite revisited: Effects of hydration. *Environmental Science & Technology*, 41(21), 7303–7308. <https://doi.org/10.1021/es070535t>

Klein, F., et al. (2013). Comprehensive constraints on the fluid chemistry of submarine serpentinization. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 126, 555–575.

Klug, H. P., & Alexander, L. E. (1974). X-ray Diffraction Procedures for Polycrystalline and Amorphous Materials (2nd ed.). Wiley.

Kuebler, K. E. (2013). A comparison of the iddingsite alteration products in two terrestrial basalts and the Allan Hills 77005 martian meteorite using Raman spectroscopy and electron microprobe analyses. *Journal of Geophysical Research: Planets*, 118(4), 803–830.

Kuebler, K. E., et al. (2003). Olivine alteration to iddingsite studied by Raman spectroscopy.

Lawson, A. C. (1893). The geology of Carmelo Bay. *Bulletin of the Department of Geology, University of California*, 1, 1–59.

Le Maître, O., Brousse, R., Goni, J., & Remond, G. (1966). Sur l'importance de l'apport de fer dans la transformation de l'olivine en iddingsite. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, 89, 477–483.

Lopez, M. G., Arce, L. M., Castro de Machuca, B., & Gonzalez, P. D. (2022). Mineral infillings in alkali basalts as petrogenetic indicators. *Sierra de Valle Fértil, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 79(2), 315–330.

López-Moro, F. J. (2012). Aplicación de la fluorescencia de rayos X al análisis geoquímico de materiales geológicos. *Macla*, 16, 5–18.

Lozano, V., Yañez, M. J., & Morales, A. (2014). Principios y práctica de la microscopía electrónica. CONICET.

Mateus, A. C. C., Varajão, A. F. D. C., Oliveira, F. S., & Schaefer, C. E. (2018). Alteration of olivine in volcanic rocks from Trindade Island. *Applied Clay Science*, 160, 40–48. <https://doi.org/10.1016/j.clay.2018.01.033>

McCollom, T. M., & Bach, W. (2009). Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(3), 856–875.

McConville, C. J., & Lee, W. E. (2005). Microstructural Development on Firing Illite and Smectite Clays Compared with that in Kaolinite. *Journal of the American Ceramic Society*, 88 (8), 2267–2276. <https://doi.org/10.1111/j.1551-2916.2005.00390.x>

Montaser, A. (1998). *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*. Wiley-VCH.

Morales, L. R. (2011). La práctica constructiva en la ciudad de México. El caso del tezontle, siglos XVIII-XIX. *Boletín de Monumentos Históricos*, (22), 155–178.

Moulder, J. F., Stickle, W. F., Sobol, P. E., & Bomben, K. D. (1992). *Handbook of X-ray Photoelectron Spectroscopy*. Physical Electronics.

Nesbitt, H. W., & Bancroft, G. M. (1985). Application of XPS to studies of mineral surfaces.

Nieto, M. G. (2010). Fundamentos en la preparación de muestras para microscopía electrónica de barrido. ECOSUR.

Novikau, R., & Lujanienė, G. (2022). Adsorption behaviour of pollutants: Heavy metals, radionuclides, organic pollutants, on clays and their minerals (raw, modified and treated): A review. *Journal of Environmental Management*, 309, 114685.

O'Hanley, D. S. (1996). *Serpentinites: Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford University Press.

Petrúrgica IV y las rocas volcánicas neógenas del SE español: Posibles aplicaciones en la industria vitrocerámica y petrúrgica. (s.f.).

Potts, P. J., & West, M. (2008). *Portable X-ray fluorescence spectrometry: Capabilities for in situ analysis*. Royal Society of Chemistry.

Puga, M., & Parra, W. (2017). Estudio comparativo entre dos métodos de cuantificación por difracción de rayos X. *Química Central*, 1(1), 49–60.

Ramazanov, E., Sharma, N., & Flynn, E. D. (2025). Adsorption of REEs to Kaolinite via Ion Exchange and Surface Complexation as a Function of Water Chemistry. *ACS Earth and Space Chemistry*, 9(6), 1430–1442. <https://doi.org/10.1021/acsearthspacechem.4c00389>

REAL ACADEMIA ESPAÑOLA. (2025). *Diccionario de la lengua española* (23.<sup>a</sup> ed., versión 23.8 en línea). <https://dle.rae.es>

Reyes Gasga, J. (2020). Breve reseña histórica de la microscopía electrónica en México y el mundo. *Mundo Nano*, 13(25), 79–100. <https://doi.org/10.22201/ceiich.24485691e.2020.25.69610>

Rivera Hernández, M., & Arenas-Alatorre, J. (2019). De los micrómetros a los picómetros: evolución de las técnicas de microscopía para el estudio de nanomateriales. *Mundo Nano*, 12(23), 1e–25e. <https://doi.org/10.22201/ceiich.24485691e.2019.23.67334>

Rodríguez, S. R. (2005). *Geology of Las Cumbres Volcanic Complex*.

Ross, C. S., & Shannon, E. V. (1925). The origin, occurrence, composition and physical properties of the mineral iddingsite. *Proceedings of the United States National Museum*, 67(19), 1–19.

Salinas Rodríguez, E., Cárdenas-Reyes, E. A., Barrientos-Hernández, F. R., Flores-Badillo, J., Gutiérrez-Amador, M. P., Sánchez-Castillo, A., & Hernández-Ávila, J. (2023). Ce and Nd extraction by cationic exchange, using bentonite, diatomite, and

eggshell—Preliminary study. Minerals, 13(6), 735.  
<https://doi.org/10.3390/min13060735>

Salinas-Rodríguez, E., Hernández-Ávila, J., Amador-Ortega, C. A., Gutiérrez-Amador, M. P., Sánchez-Trujillo, M. G., & Cerecedo-Sáenz, E. (2019). Recuperación de tierras raras mediante intercambio catiónico usando bentonita natural: Estudio preliminar. *Pädi Boletín Científico de Ciencias Básicas e Ingenierías*, 7(Especial-2), 98–103. <https://doi.org/10.29057/icbi.v7iEspecial-2.4868>

Sandoval, V. F. A., Hernández-Ávila, J., Cerecedo-Sáenz, E., Hernández-González, A., Flores-Badillo, J., Saldaña-Pino, M., Salinas-Rodríguez, E., Espinosa-Morales, E., Juárez-Tapia, J. C., & Alcántara-Hernández, S. (2025). Palygorskite mineralization in the Atotonilco el Grande Formation (Hidalgo, Mexico): Implications for catalytic applications. *DYNA*, XX(X), 1–11. <https://doi.org/10.52152/D11467>

Shannon, R. D. (1976). Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section A*, 32(5), 751–767. <https://doi.org/10.1107/S0567739476001551>

Sheppard, R. A. (1962). Iddingsitization and recurrent crystallization of olivine in basalts from the Simcoe Mountains, Washington. *American Journal of Science*, 260, 67–74.

Smith, K. L., Milnes, A. R., & Eggleton, R. A. (1987). Weathering of basalt: Formation of iddingsite. *Clays and Clay Minerals*, 35(6), 418–428.

Sparks, D. L. (2003). *Environmental Soil Chemistry*. Academic Press.

Sposito, G. (1984). *The Surface Chemistry of Soils*. Oxford University Press.

Sun-Ming-Shan. (1957). The nature of Iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico. *American Mineralogist*, 42, 525–533.

Tanuma, S., Powell, C. J., & Penn, D. R. (2011). Calculations of electron inelastic mean free paths.

Thomas, G. W., & Swoboda, A. R. (1962). Cation Exchange in Kolinitye-Iron Oxide Systems. *Clays and Clay Minerals (National Conference on Clays and Clays Minerals)*, 11, 321-326. Doi:10. 1346/CCMN. 1962.0110132.

Thomas, R. (2001). A Beginner's Guide to ICP-MS. *Spectroscopy*, 16(4), 38–42.

Torres-Díaz, J., et al. (2017). Caracterización superficial de diversos tipos de zeolita, por medio de un microscopio electrónico de barrido. *Journal of Energy, Engineering Optimization and Sustainability*. <https://doi.org/10.19136/jeeos.a1n2.1893>

Valdivia Hernández, A., Hernández Ávila, J., Cerecedo Sáenz, E., Hernández González, A., Flores Badillo, J., Saldaña Pino, M., Salinas Rodríguez, E., Guevara Lara, A., Aquino Torres, E., & Granados Rodríguez, S. K. (2025). Caracterización y

comportamiento capacitivo de xenotima de la Formación Atotonilco el Grande, Hidalgo, México. Manuscrito no publicado, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Vandecasteele, C., & Block, C. B. (1993). *Modern Methods for Trace Element Determination*. Wiley.

Watts, J. F., & Wolstenholme, J. (2003). *An Introduction to Surface Analysis by XPS and AES*. Wiley.

Wilkinson, A. J., & Hirsch, P. B. (2019). Electron diffraction based techniques in scanning electron microscopy of bulk materials.

Wilshire, H. G. (1958). Alteration of olivine and orthopyroxene in basic lavas and shallow intrusions. *American Mineralogist*, 43, 120–146.

Wu, C., et al. (2023). Review of rare earth element (REE) adsorption on and desorption from clay minerals. *Ore Geology Reviews*, 155, 105287. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105287>

Wu, Z., Chen, Y., Wang, Y., Xu, Y., Lin, Z., Liang, X., & Cheng, H. (2023). Review of rare earth element (REE) adsorption on and desorption from clay minerals: Application to formation and mining of ion-adsorption REE deposits. *Ore Geology Reviews*, 157, 105446. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105446>

Xiang, H., Yang, Z., Liu, X., Lu, F., Zhao, F., & Chai, L. (2025). Advancements in functional adsorbents for sustainable recovery of rare earth elements from wastewater: A comprehensive review of performance, mechanisms, and applications. *Advances in Colloid and Interface Science*, 338, 103403. <https://doi.org/10.1016/j.cis.2025.103403>

Xie, S., Huang, L., Su, C., Yan, J., Chen, Z., Li, M., & Zhang, H. (2024). Application of clay minerals as adsorbents for removing heavy metals from the environment. *Green and Smart Mining Engineering*, 1(3), 249–261.

Yamashita, T., & Hayes, P. (2008). Analysis of XPS spectra of Fe<sup>2+</sup> and Fe<sup>3+</sup> ions in oxide materials. *Applied Surface Science*, 254(8), 2441–2449. <https://doi.org/10.1016/j.apsusc.2007.09.063>