



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL
ESTADO DE HIDALGO

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO

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

**MINERALIZACIÓN DE XENOTIMA EN LA
FORMACIÓN ATOTONILCO EL GRANDE, EN
EL ESTADO DE HIDALGO.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEÓLOGO AMBIENTAL

PRESENTA

LIBNI GETSAMANI GARCÍA MEJÍA

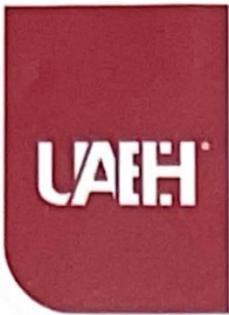
DIRECTORES DE TESIS

DR. JUAN HERNÁNDEZ ÁVILA

DR. EDUARDO CERECEDO SÁENZ



MINERAL DE LA REFORMA, HGO., MAYO DE 2025



Mineral de la Reforma, Hgo., a 22 de mayo de 2025

Número de control: ICBI-D/800/2025
Asunto: Autorización de impresión.

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

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 **Libni Getsamani García Mejía**, quien presenta el trabajo de titulación "**Mineralización de xenotima en la formación Atotonilco el Grande, en el estado de Hidalgo**", 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: M. en C. Monserrat Cruz Hernández

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

Aterramente
"Amor, Orden y Progreso"

Mtro. Gabriel Vergara Rodríguez
Director del ICBI

GVR/YCC

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



AGRADECIMIENTOS LIBNI

A mi mamá, María Luisa por el amor y paciencia que tuvo siempre a lo largo de todo este trayecto. Por ser un ejemplo y una maravillosa mujer, que logró salir adelante y dar todo por sus hijas, aun cuando todo parecía difícil. A pesar de las adversidades que pudieron presentarse, elegiste seguir creyendo en mí y cada palabra, consejo y llamada de atención sirvió para llegar aquí.

A Leonel por estar siempre presente, ser un guía y un segundo padre con cariño incondicional. Por estar con nosotras y compartir esta etapa tan importante.

A mi hermana Yuvanely por ser una inspiración, por cada consejo y apoyo que brindó incluso a distancia. Por ser mi confidente y compañera de aventuras.

A mis amigos Juan, Joss, Dani, por cada risa en el salón de clases, cada fiesta y tarde de charlas. A mi real Vania, por escucharme sin importar el día o la hora. A Zayda y Andy por seguir siendo grandes amigas. A todos ellos y ellas, gracias por cada consejo, apoyo y mensaje de aliento.

A mi papá José Mario y a mi abuelita Teresa Mejía, dos pilares de mi vida, que, aunque nunca podrán leer estas palabras, donde quiera que estén, sepan que su espíritu y amor me acompañaron en cada desafío. Los extraño y los honro en cada logro, sé que estarían felices por su pichoncita y su cachito.

A Brian por ser el significado de aliento, amor, cariño absoluto y leal sin importar un título, el verdadero "siempre estaré para ti".

A los directores de tesis, gracias por la oportunidad, por los conocimientos compartidos y por el tiempo dedicado para llevar a cabo con éxito este proyecto.

Ya todas las personas que saben que son importantes para mí, pero tal vez olvide mencionar... Gracias por formar parte de mi vida y de los logros hasta ahora.

ÍNDICE

CONTENIDO	PÁGINA
ÍNDICE.....	1
ÍNDICE DE FIGURAS.....	3
ÍNDICE DE ILUSTRACIONES.....	4
ÍNDICE DE TABLAS.....	5
OBJETIVO GENERAL.....	6
OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
RESUMEN.....	7
INTRODUCCIÓN.....	8
CAPITULO I. ANTECEDENTES.....	12
1.1 YACIMIENTOS MINERALES.....	12
1.1.1 Menas metálicas.....	14
1.1.2 Origen de las menas metálicas.....	15
1.1.3 Clasificación de yacimientos minerales.....	16
1.1.4 Yacimiento secundarios.....	19
1.1.5 Características de las menas.....	21
1.2 TIERRAS RARAS.....	23
1.2.1 Propiedades físicas y químicas.....	25
1.2.2 Usos y aplicaciones de las Tierras Raras.....	26
1.2.3 Las Tierras Raras en Hidalgo.....	27
CAPITULO II. MARCO GEOLÓGICO.....	31
2.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	31
2.1.1 Gneis Huiznopala.....	31
2.1.2 formación Otlamalacatla.....	32
2.1.3 formación Tuzancoa.....	32
2.1.4 Formación Huayacocotla.....	32
2.1.5 Formación Cahuasas.....	34
2.1.6 Formación Tepexic.....	35
2.1.7 Formación Santiago.....	36
2.1.8 Formación Chipoco.....	37

2.1.9 Formación Pimienta	38
2.1.10 Formación Tlanchinol	39
2.2 GEOLOGÍA LOCAL	39
2.3 Eventos de compresión.....	40
2.4 Eventos de extensión	41
2.5 Rift Molango.....	41
2.6 Relación Rift Molango – Metasomatismo	42
CAPITULO III. MATERIALES Y MÉTODOS.....	45
3.1 DESCRIPCIÓN.....	45
3.1.1 Localización y vías de acceso del área de estudio	45
3.1.2 Geología del área de estudio	46
3.2 MUESTREO.....	48
3.3 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)	48
3.4 ANÁLISIS DE MICROSCOPIA E LECTRÓNICA DE BARRIDO Y ESPECTROMETRÍA DE DISPERSIÓN DE ENERGÍAS (MEB-EDS).....	49
3.5 ANÁLISIS POR PLASMA DE INDUCCIÓN ACOPLADA (ICP)	51
3.6 ANÁLISIS POR ESPECTROSCOPIA FOTOELECTRÓNICA DE RAYOS X (XPS)	51
CAPITULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	54
4.1 RESULTADOS XENOTIMA.....	54
4.1.1 Difracción de rayos- X.....	56
4.1.2 Espectroscopia fotoelectrónica de rayos X (XPS)	61
4.1.3Microscopía Electrónica de Barrido (EDS & Mapeo de rayos X)	62
4.1.4 Espectrometría de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS).....	63
CONCLUSIONES	65
REFERENCIAS	67

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Esquema de un magma con las etapas fundamentales del proceso de segregación (Modificado de Ballester, 2000).	17
Figura 2. Esquema de la formación de zonas de oxidación y cementación sobre un depósito filoniano de sulfuros. (Modificado de Ballester, 2000).	20
Figura 3. Elementos Tierras Raras en la tabla periódica.	25
Figura 4. Diagrama de multielementos, utilizado para comparar el valor de UCC Taylor & McLeannan, (1985) con una muestra de la zona mineralizada y una muestra de la lutita de la Formación Huayacocotla Armstrong-Altrin & Avila-Ramirez, (2009).	28
Figura 5. Localización y vías de acceso del área de estudio.	46
Figura 6. Mapa de la geología regional del área de estudio y sección geológica.	47
Figura 7. Modelo idealizado de la litología del área de estudio. A) sección esquemática con la sucesión de minerales, B) litología típica de la Formación Atotonilco el Grande, C) Sucesión de minerales.	54
Figura 8. Espectros de difracción de rayos X del mineral SEDEX emplazado durante la formación del Rift.	57
Figura 9. Estructura cristalina del mineral xenotima.	58
Figura 10. Gráfica de tamaño de cristalita contra porcentaje de cristalinidad.	60
Figura 11. Estructura cristalina del mineral pretulita.	61
Figura 12. Espectros XPS del mineral xenotima.	61
Figura 13. Estructura por EDS del mineral xenotima.	62

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1. Afloramiento de la Formación Huayacocotla, en el puente del Río Chinameca..	34
Ilustración 2. Afloramiento de la Formación Cahuwasas.	35
Ilustración 3. Afloramiento de la Formación Tepexic.	36
Ilustración 4. Afloramiento de la Formación Chipoco.	37
Ilustración 5. Afloramiento de la Formación Pimienta.	38
Ilustración 6. Difractómetro Marca Inel, modelo Equinox 2000.....	49
Ilustración 7. Microscopio JEOL JSM-6300 y equipado con un detector EDS.....	50
Ilustración 8. Minerales intercalados con toba ignimbrítica, de poligarskita, lepidolita, xenotima, perlita, y roca basáltica.	55
Ilustración 9. MEB imagen de particular de xenotima.	62
Ilustración 10. Mapeo del mineral xenotima.	63
Ilustración 11. Resultados de AFM del mineral xenotima.....	64
Ilustración 12. Muestra pulida del mineral xenotima.....	64

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Distribución de los elementos en la corteza terrestre.	15
Tabla 2. Clasificación de los 17 elementos de Tierras Raras (LREE y HREE).....	24
Tabla 3. Concentración de elementos traza en zonas cercanas al Gneis Huiznopala.....	28
Tabla 4. Eventos de extensión y comprensión relacionados con el metasomatismo y las mineralizaciones presentes en las Formaciones.	42
Tabla 5. Cálculo del tamaño de cristalita.	59
Tabla 6. Cálculo de cristalinidad (proporcional).	59
Tabla 7. Datos del tamaño de cristalita y cristalinidad del mineral xenotima.	59
Tabla 8. Resultados de AFM del mineral.	63

OBJETIVO GENERAL

Realizar la prospección geológica mediante métodos indirectos de exploración para la identificación de xenotima con litio, en el estado de Hidalgo.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Revisar bibliografía exhaustiva de las fuentes disponibles de minerales no metálicos.
- Aplicar modelos de métodos indirectos de exploración.
- Recolectar muestras por el método de canaletas y esquilas del mineral.
- Preparar muestras, conminación y análisis granulométrico.
- Caracterizar las muestras por MEB-EDS, DRX. XPS.
- Determinar propiedades fisicoquímicas.

RESUMEN

Se realizó la caracterización química y mineralógica preliminar del mineral de xenotima en el estado de Hidalgo. Ocurre en una secuencia de rocas volcánicas bimodales de edad Plioceno 2.56 Ma., al de la Formación Atotonilco el Grande. Estructuralmente el área forma parte de una mega estructura tipo rift de edad Triásico Jurásico del oriente de México. La xenotima fue estudiada a partir de análisis instrumental por medio de: DRX MEB-EDS, XPS y FRX. Los análisis de campo indican que se trata de un afloramiento metasomático que incluye mineralización de xenotima con PDF [96-900-4707]. Con contenidos de 0.45 % de Li por XPS. El horizonte de xenotima va desde una decena de centímetros hasta 2 metros, y lo constituye una matriz brillante de cristales marrones de zircón-itrio.

INTRODUCCIÓN

Actualmente se están realizando trabajos de exploración para localizar yacimientos minerales de interés económico. Es por ello que el estudio de las estructuras geológicas; sus procesos de formación y su influencia en el enriquecimiento de elementos estratégicos como Li Vera (2024) y REE, además, de metales preciosos para el desarrollo de nuevas y mejores tecnologías es de tanta importancia para la economía mundial. Del mismo modo, existe una gran cantidad de evidencia que relaciona la mineralización de diferentes depósitos con la evolución de estructuras geológicas específicas.

Para el caso de los Elementos de Tierras Raras (REE) incluidos quince lantánidos, itrio y escandio, se encuentran en más de 250 minerales, a nivel mundial. Los REE se utilizan en diversas aplicaciones de alta tecnología en varios sectores, como la electricidad y la electrónica, la automoción, las energías renovables, la medicina Nimila, *et al.*, (2020) y la defensa.

Por otro lado, un mineral con contenidos de tierras raras es la xenotima, que puede presentarse en diferentes tipos de yacimientos como los siguientes; rocas carbonatitas, rocas hidrotermales, metasomáticas, granitoides/greisens, rocas alcalinas, rocas arkósicas alcalinas, minerales hidrotermales, como en el yacimiento gigante de Bayan Obo, en pegmatita Yang, *et al.*, (2024).

De manera similar, la xenotima ocurre en los depósitos de Cu-U-V en la mina de Eureka (norte de España) que se emplazaron en el marco tectónico de rift Castillo-Oliver, *et al.*, (2020), muestran alteraciones de fosfatos de tierras raras en forma de monacita y xenotima. Esto es importante porque está ampliamente aceptado que en tales ambientes se producen depósitos sedimentarios de Cu en lechos rojos y otros depósitos sedimentarios estratiformes Jowett (1989).

Mientras tanto, se ha descrito que un afloramiento en Mongolia muestra mineralización de Nb-Ta Dostal & Gerel (2022), que está presente en una secuencia ígnea bimodal de rocas félsicas peralcálinas. Allí, procesos tectónicos produjeron la mineralización de xenotima. En efecto, el Zr, Nb, tierras raras pesadas, Y, U, Th y Ta, y rocas félsicas peraluminosas con Li-F y mineralización de Sn, W, Ta, Li y Nd. La mineralización en

Mongolia es importante porque se puede correlacionar con la secuencia de rocas ígneas bimodales de la Formación Atotonilco el Grande en donde ocurre mineralización de xenotima.

Otras ocurrencias de tierras raras que pueden contener xenotima se encuentran en la mineralización jurásica de Pb-Zn en Morange en Pakistán. Esta mineralización es del tipo SEDEX WaliArain, *et al.*, (2021). Además, en depósitos supergénicos no sulfurados de Zn, los oxihidróxidos de Fe se concentran principalmente en zonas residuales (Gossan) Santoro, *et al.*, (2020), que se forman en sistemas que contienen Zn, Pb, Co, y desde luego REE, Sc, Ga, Ge, V, entre otros.

Por otro lado, es de hacer notar que el marco tectónico es importante para que se emplace mineralización de REE, como el caso de la xenotima y de rift.

Por ello, dentro de los marcos tectónicos de diferentes rifts alrededor del mundo se han encontrado, por ejemplo, en Tongkuangyu, en el norte de China, mineralización de Cu y REE Liu, *et al.*, (2019).

De manera similar, la mineralización de oro en Haoyaoerhudong Grabo en el norte de China está relacionada con una estructura extensional tipo Rift, con alto contenido de oro (148 g/ton), tiene características calcalinas y demuestra evidencia del enriquecimiento de elementos litofílicos de iones grandes (LILE), así como de elementos ligeros de tierras raras Wang, *et al.*, (2014).

Por otro lado, uno de los depósitos de Fe-REE-Nd más grandes del mundo se puede encontrar en Bayan Obo en Mongolia, que se encuentra en una estructura tipo Rift Kui-Feng, *et al.*, (2023). De igual forma, se ha determinado que los fluidos que forman esta mineralización son similares a los encontrados en depósitos ubicados en otras partes del mundo que contienen carbonatitas y rocas ígneas alcalinas con contenidos adecuados de REE como los aquí estudiados de xenotima.

Por ello, se ha evidenciado alrededor del mundo la ocurrencia de REE asociados a estructuras tipo Rift, como es el caso del depósito sedimentario de fosfato de Abu Tartur Obaidala, *et al.*, (2023) y otros depósitos en China, Brasil, Vietnam, Canadá, Rusia, Nabimia, Sudáfrica e India Balaram (2023).

De acuerdo con lo anterior, es necesario realizar una descripción adecuada de las estructuras Rift, ya que, en muchos casos, están asociadas a la ocurrencia de REE estratégicos, (PGE), oro, entre otros Ogden, *et al.*, (2023), Yu, *et al.*, (2024). De la misma manera, se ha informado que existen formas alternativas de localizar elementos de REE que se encuentran en los sedimentos del fondo del océano, la plataforma continental, ríos, arroyos y lagos. Asimismo, depósitos de fosforita *op. cit.*

La localización de estructuras tipo Rift se realiza en función del contexto geodinámico y geoquímico específico Jara, *et al.*, (2023). Por ejemplo, casos donde las áreas a estudiar son altamente prospectivas para lechos rojos Silitoe (2023), o Valle del Mississippi Walter, *et al.*, (2023) o SEDEX Lisboa, *et al.*, (2023), yacimientos minerales que tienen una amplia importancia estratégica, de acuerdo con su contenido de metales básicos. Hasta el momento este tipo de prospecciones no se han realizado en México, por lo que sería interesante realizar estudios pioneros, como el que aquí se presenta, ya que podrían aportar datos valiosos sobre la presencia de minerales estratégicos (REE), Li y elementos del grupo del platino (PGE).

De esta manera, este trabajo contribuye a la consolidación innovadora de la exploración de yacimientos minerales estratégicos.

CAPITULO I

ANTECEDENTES

CAPITULO I. ANTECEDENTES

1.1 YACIMIENTOS MINERALES

Los elementos químicos que forman nuestro planeta están distribuidos de manera relativamente regular, lo cual depende de dos factores principales: la abundancia de estos elementos en las distintas capas del planeta y las características de las rocas presentes en cada sector específico que se analice. Según los datos disponibles sobre la naturaleza y composición geoquímica, mineralógica y petrológica de las diversas capas terrestres, la composición de las capas más profundas (núcleo) es homogénea y sencilla, mientras que, el manto tiene una composición intermedia, y la corteza, su capa más superficial, presenta una composición más compleja y diversa Park & McDiarmid, (2019). Esta heterogeneidad se debe a dos razones principales:

1. La diferenciación planetaria ha enriquecido la corteza con elementos más ligeros, que no pueden formar parte de los minerales del manto, los cuales están compuestos principalmente de silicatos de magnesio (Mg) y hierro (Fe). Como resultado, la corteza es más pobre en elementos como Fe, Mg, así como en elementos traza como Ni, Cr y Pt.
2. Los procesos geológicos más complejos que ocurren en la corteza producen fenómenos de enriquecimiento o empobrecimiento localizados, lo que provoca variaciones en la concentración de los elementos químicos de manera diferente a lo que ocurre en capas más profundas.

Por lo tanto, la corteza es la capa de la Tierra donde se rompe la distribución homogénea de los elementos que se observan en las capas más profundas. Aunque en el manto también existen algunas variaciones composicionales, estas son mínimas en comparación con la alta variabilidad que encontramos en la corteza.

En la corteza, se pueden encontrar rocas ígneas que, sin importar su origen (manto astenosférico, manto litosférico o corteza), presentan una gama de composiciones que van desde la peridotítica hasta la granítica. Además, en la corteza es donde se encuentran las rocas sedimentarias y metamórficas *op. cit.*

Los procesos que generan la diferenciación de un magma o la formación de rocas sedimentarias o metamórficas conllevan transformaciones químico-mineralógicas significativas. Durante estos procesos, ciertos elementos o minerales pueden concentrarse de manera selectiva, elevando su concentración por encima de los valores normales de ese tipo de roca, formando lo que se conocen como "yacimientos minerales" Guilbert & Park (1986). Esta concentración anómala convierte a los yacimientos en características especiales de la corteza terrestre.

Desde el punto de vista geoquímico, todos los elementos químicos están distribuidos por la corteza en concentraciones relativamente bajas, lo que hace que su extracción no sea rentable en la mayoría de los casos. Sin embargo, cuando un proceso geológico (ígneo, sedimentario o metamórfico) provoca la concentración de un elemento, puede formarse un yacimiento mineral económicamente explotable. Por ejemplo, el oro que se encuentra en yacimientos sedimentarios tipo placer proviene de áreas donde se encuentra disperso en las rocas a concentraciones demasiado bajas para ser extraído de forma rentable. No obstante, el proceso sedimentario puede concentrarlo en aluviones o playas, facilitando su extracción *op. cit.*

Para que un elemento sea explotable en un yacimiento mineral, su concentración debe ser mucho mayor que su concentración promedio en la corteza terrestre. Además, el aspecto económico es crucial: la viabilidad de la explotación depende de factores como el valor del mineral, su concentración, el volumen de las reservas, la proximidad a los mercados, la evolución del mercado, entre otros, algunos de los cuales son fáciles de identificar, mientras que otros son difíciles de predecir *op. cit.*

La combinación de factores geológicos y económicos hace que el estudio de los yacimientos minerales sea un desafío complejo que requiere la colaboración de expertos en diversas disciplinas.

Esto abarca desde la prospección y evaluación de los yacimientos, hasta la planificación y seguimiento de la explotación minera, la viabilidad económica, el análisis del mercado y factores políticos y medioambientales, como la restauración de los espacios afectados por la minería *op. cit.*

Tradicionalmente, el término "yacimientos minerales" se ha utilizado para referirse a aquellos yacimientos de minerales metálicos, de los cuales se extraen metales como el mercurio del cinabrio. Sin embargo, con el auge de las explotaciones de minerales y rocas industriales, y la similitud de los procesos que originan tanto los yacimientos metálicos como los de rocas y minerales industriales, ya no tiene sentido hacer esta distinción. Por lo tanto, este tema aborda de manera integral el estudio de ambos tipos de yacimientos *op. cit.*

1.1.1 Menas metálicas

Una mena metálica es una combinación de minerales a partir de la cual se pueden extraer uno o varios metales de manera económicamente viable Smirnov (1982). Esto se evalúa considerando factores como la ley (es decir, el contenido de metales que pueden ser extraídos), el precio del metal en el mercado, los costos de explotación minera (que dependen del tamaño y tipo de yacimiento), y los costos de los procesos de extracción, que varían según las propiedades físico-químicas tanto de la mena como del metal a extraer. Además, se deben tener en cuenta la presencia de elementos tóxicos, impurezas o compuestos de difícil comercialización, como el arsénico (As), el mercurio (Hg), el bismuto (Bi) y el cadmio (Cd).

Dado que los factores económicos varían de un país a otro, los precios de los metales fluctúan constantemente. Además, el descubrimiento de nuevos yacimientos o el agotamiento de los ya conocidos, pueden alterar la viabilidad de extraer metales de ciertas menas. Por ejemplo, durante la última década, el precio del oro permitió la explotación de yacimientos en nuestro país con contenidos de hasta 1 g/t de Au, mientras que, en cambio, los yacimientos de cobre con una concentración de 1% de Cu no eran tan rentables. Los platinoides son una excepción, ya que no existen yacimientos documentados de estos metales en el país, y los pocos informes disponibles son limitados en cuanto a las concentraciones de tierras raras *op. cit.*

Por otro lado, los avances tecnológicos en la actualidad han llevado a una disminución gradual en la ley de las menas, debido a los progresos en las técnicas de metalurgia extractiva, como la molienda y flotación, así como el desarrollo de procesos de lixiviación

combinados con métodos de recuperación de metales a partir de soluciones diluidas, como el intercambio iónico y la extracción con disolventes. Estos avances han hecho posible el tratamiento de minerales con concentraciones de menos de 0.1% de uranio y tierras raras.

Sin embargo, esta tendencia hacia la explotación de menas de baja ley ha disminuido en tiempos recientes, principalmente por la caída de los precios de los metales y las crecientes regulaciones medioambientales. No obstante, la tendencia a recuperar metales estratégicos sigue en aumento.

Por lo tanto, el estudio de menas en yacimientos que contienen tierras raras y platinoides es de gran importancia estratégica para cualquier país. Su valor económico, relativamente estable, proviene de su aplicación en tecnologías actuales y de su relativa escasez, lo que aumenta su demanda. Además, los avances en metalurgia extractiva han permitido agregar valor a estos metales en yacimientos que, en el pasado, eran prácticamente imposibles de explotar.

1.1.2 Origen de las menas metálicas

En cuanto al origen de las menas metálicas, se distinguen dos tipos: primarias y secundarias Ballester (2000). Es importante señalar que la corteza terrestre, es la única capa susceptible de ser explotada, está formada principalmente por silicatos y se concentra en sus capas más superficiales. En ella, se encuentran elementos con gran afinidad por el oxígeno, como el silicio (Si), aluminio (Al), titanio (Ti), así como los metales alcalinos y alcalinoterreos.

La tabla 1 presenta la composición promedio de la corteza terrestre Taylor & McLennan (1985). En este análisis, se puede observar que los niveles de oro y metales del grupo del platino varían entre 0.001 y 0.01 ppm, mientras que los lantánidos tienen concentraciones de entre 0.1 y 1 ppm Goldschmidt (1954).

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

Composición promedio de los elementos en la corteza terrestre	
Rango	Elementos
Más de 10%	O (47 %), Si (28 %)
1-10 %	Al (8 %), Fe (5 %), Ca (3 %) K (2 %)

0.1 -1 %	C, H, Mn, P, Ti
0.01-0.1 %	Ba, Cl, Cr, F, Rb, S, Sr; V, Zr
10-100 ppm	Cu, Ce, Co, Ga, La, Li, Nb, Pb, Sn, Th, Zn, Y
0.1- 1 ppm	Lantánidos, As, B, Br, Cs, Hf, Mo, Sb, Ta, U,W, Y, In, Tl
0.01-0.1 ppm	Ag, Pd, Se
0.001-0.01 ppm	Au, Ir, Os, Pt, Re, Rh, Ru

1.1.3 Clasificación de yacimientos minerales

Según el origen de las menas metálicas, se distinguen dos tipos de yacimientos: los primarios y los secundarios. En el caso de los yacimientos primarios, estos se originan debido a procesos de segregación magmática, los cuales ocurren durante el enfriamiento lento del magma a grandes profundidades dentro de la corteza terrestre Smirnov (1982). Es importante destacar que los magmas son rocas fundidas compuestas principalmente por silicatos y óxidos, y contienen agua, compuestos de cloro, azufre, carbono, flúor y boro, además de material volátil. Todo este material se encuentra a presiones extremadamente altas, del orden de 1×10^6 atmósferas, lo que permite que los volátiles permanezcan disueltos en el magma.

El origen de los magmas es variado. Pueden provenir de material fundido primario que nunca estuvo en estado sólido y tiene raíces profundas en el manto terrestre, o bien pueden ser resultado de la refusión de partes de la corteza bajo condiciones de compresión adiabática. También pueden originarse por la contracción de las capas externas debido al enfriamiento progresivo del planeta, o a través de procesos orogénicos *op. cit.*

Aunque el mecanismo exacto de los procesos magmáticos aún no está completamente comprendido, se reconocen cuatro fases fundamentales de enfriamiento (Figura 1).

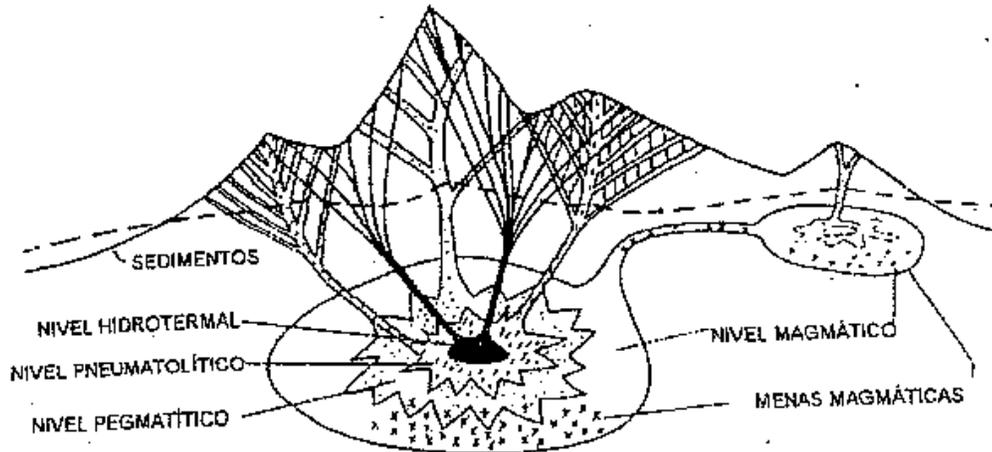


Figura 1. Esquema de un magma con las etapas fundamentales del proceso de segregación. (Modificado de Ballester, 2000).

1) Fase magmática (>1000 °C)

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

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

Segregación en estado sólido: En este caso, los minerales de hierro y aquellos con alto punto de fusión se separan en forma sólida, como la cromita ($FeCr_2O_4$), la magnetita (Fe_3O_4) y la ilmenita ($FeTiO_3$).

2) Fase pegmatítica (1000 – 700 °C)

Se caracteriza por la cristalización de sílice y silicatos a partir del líquido residual, lo que

da lugar a la formación de grandes cristales que a menudo incluyen inclusiones líquidas. Este proceso da lugar a la creación de diques y filones. Durante esta fase, se forman minerales típicos de rocas como el cuarzo y el feldespato (KAlSi_3O_8), así como el apatito ($\text{Ca}_5\text{F}(\text{PO}_4)_3$).

Además, se generan minerales que forman menas como el niobita-tantalita ($(\text{Nb}, \text{Ta})\text{O}_3)_2(\text{Fe}, \text{Mn})$), el zirconio (ZrSiO_4), el berilo ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$), la uraninita (UO_2), la torianita (ThO_2) y la monacita ($(\text{Ce}, \text{TR})\text{PO}_4$). Es importante señalar que, aunque las pegmatitas son relativamente pobres en su conjunto, su interés ha aumentado debido a la creciente demanda de metales estratégicos, como los lantánidos, el litio (Li), el niobio (Nb), el tantalio (Ta), el zirconio (Zr), el berilo (Be), el uranio (U) y el torio (Th).

3) Fase neumatolítica (700 – 400 °C)

Esta fase se caracteriza por una elevada concentración de agua y materiales volátiles residuales, cuya presión de vapor excede la del sistema circundante. En estas condiciones, la solución entra en ebullición, liberando metales que se encuentran en forma de haluros volátiles, junto con vapor de agua, H_2S , y CO_2 . Es importante señalar que, en esta fase, no se forman rocas debido a la naturaleza de los procesos involucrados.

Los vapores generados se infiltran a través de las fracturas de las rocas adyacentes, lo que resulta en la formación de filones o impregnaciones neumatolíticas. Este proceso de infiltración da lugar a la deposición de sulfuros, siendo uno de los más comunes la pirita (FeS_2), que se forma a partir de la interacción de los vapores con los minerales circundantes.

Este tipo de procesos es característico de las fases últimas de cristalización magmática, en las cuales los materiales volátiles desempeñan un papel crucial en la segregación de elementos metálicos.

4) Fase hidrotermal (400 – 100 °C)

La eliminación del material volátil en la etapa anterior, junto con el descenso de la temperatura, da lugar a la estabilización de una solución residual acuosa. Estas

soluciones, al ser altamente móviles, tienden a rellenar grietas, formando lo que se conoce como filones hidrotermales. Además, se infiltran a través de los poros de las rocas, originando impregnaciones y facilitando reacciones de reemplazamiento, tales como:

1. Reacciones de sustitución de minerales: Un mineral en la roca huésped es reemplazado por otro debido a la acción de la solución hidrotermal. Este proceso puede involucrar la sustitución de elementos químicos en la estructura mineralógica original.
2. Reacciones de deposición: Los minerales disueltos en la solución acuosa se depositan nuevamente cuando las condiciones de temperatura y presión cambian, formando nuevos minerales en las fracturas o poros de la roca.

Estas reacciones de reemplazo y formación de minerales son típicas de los procesos hidrotermales y pueden dar lugar a la concentración de menas metálicas en las rocas huésped, como sulfuros, óxidos y otros minerales de valor económico.



En esta etapa se forman carbonatos de calcio, magnesio, estroncio y bario, así como sulfatos de bario y estroncio. También se cristalizan sulfuros metálicos como piritita, arsenopiritita (FeAsS), esfalerita (ZnS), calcopiritita (CuFeS₂), galena (PbS), sulfuros de plata, y arseniuros y antimoniuros de níquel y cobalto, además de oro en la fase de mayor temperatura Ballester (2000).

1.1.4 Yacimiento secundarios

Los agentes atmosféricos y supergénicos que actúan sobre los yacimientos primarios pueden destruir depósitos valiosos, pero también pueden dar lugar a la formación de yacimientos secundarios importantes a través de procesos de concentración mecánica o química.

Concentración mecánica

La descomposición de las rocas debido a la acción combinada de agentes físicos, como cursos de agua, viento, glaciares, y agentes químicos, como las aguas carbónicas y los ácidos orgánicos del suelo, da lugar a la formación de gravas y arenas. Durante su transporte, se produce una concentración de minerales densos y poco susceptibles a la alteración por los agentes químicos, como monacita, ilmenita, torianita, oro y platinoides.

Concentración química

Meteorización de yacimientos de sulfuros

La percolación de aguas superficiales sobre yacimientos de sulfuros metálicos provoca su oxidación, formando sulfatos. Este proceso de oxidación da lugar a la lixiviación (transporte) y reposición (precipitación) de nuevos sulfuros en las zonas internas del yacimiento (Figura 2).

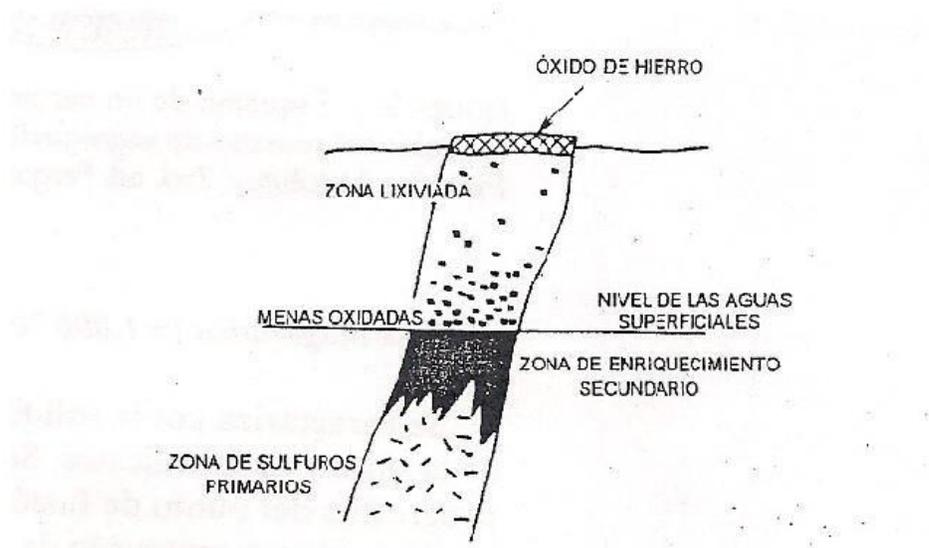


Figura 2. Esquema de la formación de zonas de oxidación y cementación sobre un depósito filoniano de sulfuros. (Modificado de Ballester, 2000).

a) Zona de oxidación

La pirita (FeS_2) origina soluciones de sulfato férrico que lixivian a los sulfuros de cobre, zinc, níquel, y cobalto. Las soluciones de sulfato férrico se hidrolizan originando goethita

(FeOOH), o se precipitan en compuestos tipo jarosita ((K,Na)Fe₃(OH)₆(SO₄)₂) con presencia de cationes alcalinos. El plomo se fija como plumbojarosita (Pb_{0.5}Fe₃(OH)₆(SO₄)₂) o anglesita (PbSO₄), y la plata como argentojarosita (AgFe₃(SO₄)₂(OH)₆) o clorargirita AgCl. En tanto, el oro se mantiene inalterado, y cabe mencionar que a la abundancia de minerales oxidados de hierro se le denomina Gossan *op. cit.*

b) Zona de cementación

Las soluciones descendentes ricas en sulfatos de Cu, Ag encuentran en profundidad a los sulfuros primarios y se producen reacciones de cementación del tipo:



En esta zona se enriquecen minerales de cobre y plata: covelita (CuS), calcosina (Cu₂S), bornita (Cu₅FeS₄), acántita (Ag₂S).

1.1.5 Características de las menas

Asociaciones minerales en metasomatitas alcalinas de elementos raros

El término “metasomatita” se refiere a aquellas paragénesis minerales secundarias formadas por medio de fluidos metasomáticos sobre rocas formadas previamente. El proceso se desarrolla mediante un cambio significativo en las condiciones físico-químicas y termodinámicas de los fluidos. El metasomatismo tiene lugar acompañado de procesos geológicos diversos, pero es más intenso y variable, en su naturaleza, cuando se asocia a magmatismo alcalino. Ello es debido a las peculiaridades intrínsecas de los magmas alcalinos primariamente enriquecidos en volátiles (F, Cl, S, CO₂) y en metales raros (Li, Cs, Be, Nb, Ta, Zr, Y, tierras raras, Sc y otros). Existen muchas dificultades a la hora de separar los volátiles de un fundido altamente alcalino y, por lo tanto, los

productos finales resultan ricos en volátiles y en metales raros. Todo ello comporta una intensa manifestación de procesos metasomáticos en los estadios post-magmáticos. Estas metasomatitas frecuentemente presentan altos contenidos de elementos raros Belolipetsky (1997).

Características geológicas principales

Las metasomatitas ocupan cuerpos lenticulares, vetas o *stocks*, las partes apicales irregulares de pequeñas intrusiones, o bien los límites entre estas intrusiones y los diversos encajantes. En general, su apariencia viene determinada por un sistema de fallas. Las metasomatitas se encuentran generalmente en granitos o rocas alcalinas, y raramente en el interior de sus encajantes. Su tamaño y extensión suelen ser irregulares, y los diversos cuerpos se agrupan frecuentemente en áreas más extensas. Las zonas de contacto entre las metasomatitas y su encajante presentan, a grandes rasgos, una distribución química graduada. Los contactos netos únicamente se encuentran en metasomatitas completas (rocas constituidas esencialmente por cuarzo y albita) *op. cit.*

Metasomatitas asociadas a magmatismo ácido alcalino

Metasomatitas de cuarzo con zircón y micas de Li: Estas metasomatitas consisten, fundamentalmente, en pequeños cristales tabulares de albita y en grandes segregaciones de cuarzo grueso. Los minerales maficos están ausentes. El zircón se encuentra a modo de cristales bipiramidales zonados y bien formados, generalmente rojos, marrones o rosados. Las micas de Li se presentan, en estas rocas, en conjunto de pequeñas vetas, las cuales cortan el resto de minerales. Se han encontrado todas las variedades transicionales desde biotita lítica a zinnwaldita, lepidolita y polilitionita. La columbita se presenta, normalmente, en forma de pequeños cristales diseminados en la roca y, frecuentemente, se encuentra reemplazando cristales de pirocloro bastante más antiguos.

En algunas regiones de Rusia (península de Kola, Siberia) han sido encontradas metasomatitas muy ricas en holmquistita y biotita césica. Éstas se encuentran en zonas de falla profundas en campos pegmatíticos de metales raros, y no presentan ninguna

certeza de estar conectadas a macizos graníticos. No es corriente encontrar otros minerales con elementos raros *op. cit.*

El origen de las menas se determina por su composición química y sus características físicas. Las propiedades químicas dependen de las combinaciones presentes en los minerales y las rocas que los acompañan Melgarejo, (1997). En cuanto a las características físicas, estas se relacionan con la forma del yacimiento, que puede presentarse en masa, filón, capa, impregnación, así como con su tamaño y la distribución de los distintos minerales que lo conforman.

Estas propiedades químicas son fundamentales para definir la técnica de explotación de las menas. A lo largo de la historia, se han propuesto diversas formas de clasificación. Por ejemplo, Smirnov (1982) clasificó los depósitos minerales en función de su contexto tectónico-formacional, basándose en su origen y en el tipo de depósito que se forma durante su evolución geológica. De forma similar, Joan-Carles Melgarejo y sus colaboradores (1997) identificaron las principales asociaciones minerales en sedimentos exhalativos y sus derivados metamórficos.

1.2 TIERRAS RARAS

Los elementos de Tierras Raras, también conocidos como REE (por sus siglas en inglés, Rare Earth Elements), son un conjunto de 17 elementos metálicos presentes en la tabla periódica. Este grupo incluye los 15 elementos de los lantánidos, junto con el itrio y el escandio. Comparten muchas propiedades similares, lo que provoca que se encuentren juntos en depósitos geológicos. Aunque los 17 elementos están presentes en todos los depósitos de Tierras Raras, su distribución y concentración varían. Se les denomina "raros" debido a que no es común hallarlos en concentraciones suficientemente altas como para ser explotados comercialmente.

Las Tierras Raras se dividen generalmente en dos categorías: 1) Tierras Raras Ligeras (LREE) y 2) Tierras Raras Pesadas (HREE), cada una con diferentes niveles de demanda y usos. Los depósitos de minerales de tierras raras suelen ser ricos en LREE o HREE, pero rara vez contienen cantidades significativas de ambos tipos.

Estos elementos son fundamentales para algunos de los mercados de más rápido crecimiento en el mundo, como la energía limpia y la alta tecnología.

Los 17 elementos de Tierras Raras (Tabla 2) son: Escandio (Sc), Itrio (Y), Lantano (La), Cerio (Ce), Praseodimio (Pr), Neodimio (Nd), Prometio (Pm), Samario (Sm), Europio (Eu), Gadolinio (Gd), Terbio (Tb), Disprosio (Dy), Holmio (Ho), Ebio (Er), Tulio (Tm), Iterbio (Yb) y Lutecio (Lu).

Tabla 2. Clasificación de los 17 elementos de Tierras Raras (LREE y HREE).

Tierras Raras Ligeras y Tierras Raras Pesadas			
Tierras Raras Ligeras (LREE)		Tierras Raras Pesadas (HREE)	
La	Lantano	Zr	Zircón
Ce	Cerio	Y	Itrio
Pr	Praseodimio	Eu	Europio
Nd	Neodimio	Gd	Gadolinio
Pm	Prometio	Tb	Terbio
Sm	Samario	Dy	Disprosio
		Ho	Holmio
		Er	Ebio
		Tm	Tulio
		Yb	Iterbio
		Lu	Lutecio

Los elementos de Tierras Raras no son tan "raros" como su nombre sugiere. Aunque tulio (Tm) y lutecio (Lu) son los menos abundantes, cada uno tiene una concentración en la corteza terrestre aproximadamente 200 veces mayor que la del oro. No obstante, estos metales son difíciles de explotar debido a que es poco común encontrarlos en concentraciones suficientemente altas para una extracción económica Volker (2013).

Los elementos de Tierras Raras más abundantes son cerio (Ce), itrio (Y), lantano (La) y neodimio (Nd), cuya abundancia en la corteza terrestre es comparable a la de metales industriales comúnmente utilizados, como cromo, níquel, zinc, molibdeno, estaño, tungsteno y plomo (Figura 3). Sin embargo, al igual que los otros elementos, rara vez se encuentran en concentraciones suficientes para ser extraídos de manera rentable.

Aunque las Tierras Raras son relativamente abundantes en la corteza terrestre, las

concentraciones explotables son más escasas que las de la mayoría de otros minerales. Estos elementos son clave en la producción de campos magnéticos potentes, lo que ha permitido avances en la tecnología médica y el cuidado de la salud, como en la resonancia magnética (MRI, por sus siglas en inglés), herramienta que ayuda a los médicos a diagnosticar enfermedades que de otro modo serían difíciles de identificar. Además, las Tierras Raras se utilizan en equipos médicos avanzados, como los robots quirúrgicos *op. cit.*

La imagen muestra una tabla periódica con varias secciones destacadas:

- Metales de Transición:** Se resalta una franja que incluye los elementos Scandio (Sc) hasta Zinc (Zn).
- Elementos del Grupo del Platino:** Se resalta una franja que incluye los elementos Rodio (Rh) hasta Oro (Au).
- Tierras Raras:** Se resalta una franja que incluye los elementos Cerio (Ce) hasta Lutecio (Lu). Dentro de esta franja, los elementos Yttrio (Y) y Zirconio (Zr) están coloreados en rojo, y el Lantano (La) está coloreado en gris.

Figura 3. Elementos Tierras Raras en la tabla periódica.

1.2.1 Propiedades físicas y químicas

En el sistema periódico, los elementos de Tierras Raras (REE) son metales de transición y pertenecen al tercer subgrupo, el grupo del escandio, junto con el escandio, el itrio y el grupo de los actínidos radiactivos. Los lantánidos, en particular, presentan configuraciones electrónicas especiales a nivel atómico. Los núcleos atómicos están rodeados por electrones en varios orbitales, y con el aumento del número atómico, se ganan protones, neutrones y electrones. Generalmente, los electrones se adhieren a los orbitales exteriores. Sin embargo, en el caso de los lantánidos, no se llena completamente la capa exterior, y un orbital más profundo, el orbital 4f, es el que acoge al nuevo electrón. Por esta razón, la apariencia externa de todos los lantánidos es similar,

y dado que los orbitales interiores no influyen tanto en la química, esto explica la semejanza química de los elementos de Tierras Raras *op. cit.*

Por otro lado, en cuanto a las propiedades físicas, los elementos de Tierras Raras muestran un comportamiento distinto al químico. Una de las características principales de los lantánidos es su estado de oxidación +3, aunque algunos elementos de Tierras Raras también pueden mostrar otros estados de oxidación. Los estados estables preferidos son aquellos en los que los orbitales vacíos, medios o completamente ocupados son alcanzados, como en el caso de La^{3+} (f^0), Gd^{3+} (f^7) y Lu^{3+} (f^{14}). Otros elementos con configuraciones electrónicas estables incluyen Eu^{2+} (f^7), que actúa como un buen agente reductor, Yb^{2+} (f^{14}), Ce^{4+} (f^0), que es un buen agente oxidante, y Tb^{4+} (f^7). Una característica particular en la configuración electrónica es, que a medida que aumenta el número atómico, los radios iónicos se hacen más pequeños, un fenómeno conocido como la "contracción lantánida". Esto hace que los radios iónicos de la mayoría de las Tierras Raras trivalentes sean similares a los de Ca^{2+} , Th^{4+} y U^{4+} . El Eu^{2+} , que es un poco más grande, tiene un radio iónico similar al de Sr^{2+} . Esta similitud es importante para comprender los procesos petrogenéticos, ya que las Tierras Raras pueden sustituir a elementos con radios iónicos semejantes, lo que permite encontrar Tierras Raras en rocas que contienen Ca, Th, U y Sr *op. cit.*

Las propiedades físicas de las Tierras Raras presentan una gran variedad de comportamientos que las hacen útiles en diversas aplicaciones. En términos de magnetismo, algunos elementos como el Gd, Dy, Er, Nd y Sm muestran características magnéticas complejas que se utilizan en la fabricación de imanes. Además, algunas Tierras Raras ofrecen estados de energía definidos, que se pueden aprovechar eficazmente en aplicaciones de iluminación y láser.

1.2.2 Usos y aplicaciones de las Tierras Raras

Los metales de tierras raras y las aleaciones que los contienen se emplean en una gran variedad de dispositivos que las personas utilizan a diario, como la memoria de los ordenadores, DVD, baterías recargables, teléfonos celulares, convertidores catalíticos, imanes, lámparas fluorescentes, entre otros Volker (2013).

En los últimos veinte años, ha habido un auge significativo en la demanda de muchos productos que requieren metales de tierras raras. Hace dos décadas, el uso de teléfonos móviles era muy limitado, pero actualmente el número de estos dispositivos supera los 7 mil millones. De manera similar, el uso de elementos de tierras raras en los ordenadores ha crecido casi tan rápido como el de los teléfonos móviles.

Muchas baterías recargables están fabricadas con compuestos de tierras raras, y la demanda de estas baterías está siendo impulsada por el crecimiento en el uso de dispositivos electrónicos portátiles, como teléfonos móviles, lectores electrónicos, computadoras portátiles y cámaras. Además, varios compuestos de tierras raras se encuentran en las baterías que alimentan vehículos eléctricos e híbridos. En el contexto de la independencia energética, el cambio climático y otros factores, se espera que la demanda de baterías con estos compuestos aumente aún más con el crecimiento de las ventas de vehículos eléctricos e híbridos.

Las tierras raras también se utilizan como catalizadores, fósforos y compuestos de pulido, desempeñando un papel crucial en el control de la contaminación del aire, las pantallas iluminadas en dispositivos electrónicos y el pulido de vidrio de calidad óptica. Se anticipa que la demanda de estos productos siga en aumento. Aunque algunas sustancias pueden ser sustituidas por elementos de tierras raras en sus aplicaciones más importantes, estos sustitutos suelen ser menos eficaces y más costosos.

Desde la década de 1950 hasta principios de 2000, el óxido de cerio fue un pulimento lapidario muy utilizado debido a su bajo costo y alta efectividad. Sin embargo, los recientes aumentos en los precios han reducido su uso en el volteo de rocas y las artes lapidarias, siendo reemplazado por otros tipos de esmalte, como el aluminio y el óxido de titanio Xuexiang (2007).

1.2.3 Las Tierras Raras en Hidalgo

En un estudio realizado a finales de la década de los 90 en Molango, llevado a cabo por investigadores de la Universidad de California y la UNAM, se tenía como objetivo datar el Gneis Huiznopala y determinar su procedencia. Durante los estudios geoquímicos de algunas muestras tomadas cerca del Gneis (Tabla 3), se obtuvieron resultados inesperados, entre ellos la presencia de tierras raras. Aunque los valores encontrados

no fueron tan significativos, este hallazgo permitió obtener información sobre los metales base en la región de Molango (Figura 4).

Tabla 3. Concentración de elementos traza en zonas cercanas al Gneis Huiznopala.

Elementos	SEDEX (ppm)	UCC (ppm)	Formación Huayacocotla (ppm)
V	28	107	1.02
Cr	30	35	16.68
Co	22	19	0.5
Ni	10	20	3.87
Cu	7	25	13.56
Zn	30	0.01	10.57
Rb	17	112	9.71
Sn	0.7	0.01	0.1
Ba	82	550	50.91
Hf	10	5.8	0.83
Pb	8.1	20	0.79
Th	1.8	10.7	1.63
U	1.3	2.8	0.51

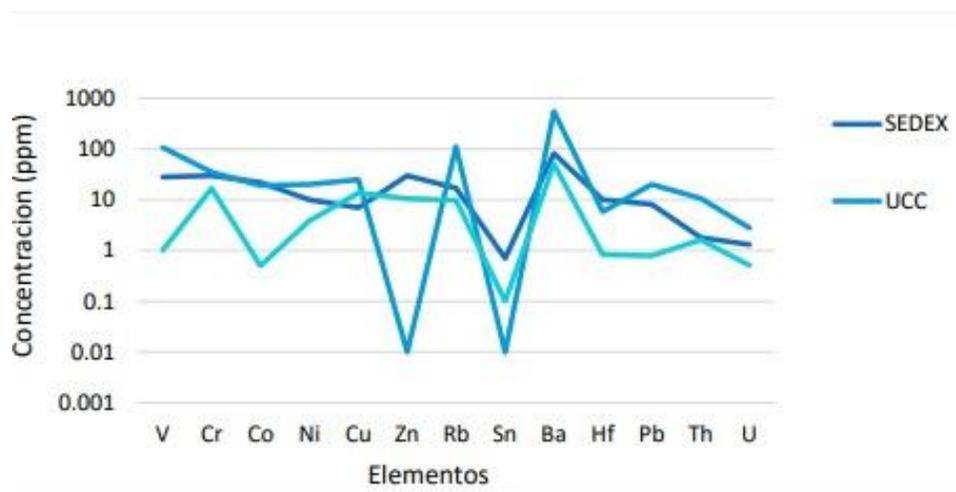


Figura 4. Diagrama de multielementos, utilizado para comparar el valor de UCC Taylor & McLeannan, (1985) con una muestra de la zona mineralizada y una muestra de la lutita de la Formación Huayacocotla Armstrong-Altrin & Avila-Ramirez, (2009).

También existen otros trabajos en el área de estudio que tratan la geología desde diferentes ópticas. Entre los trabajos relacionados con la tectónica se encuentran los realizados por Maynard y Klein en el cual tratan la subsidencia diferencial en el área de Molango, por lo que el evento tectónico de subsidencia lo relacionan con el

emplazamiento de los depósitos del distrito manganesífero de Molango Maynard & Klein (1995).

Además, en lo referente a la geología económica destacan los trabajos de Okita quien realizó la descripción de los yacimientos de manganeso del distrito manganesífero de Molango, clasificándolos como de tipo SEDEX.

Entre tanto, en la región más oriental, realizaron trabajos de prospección Cerecedo Sáenz, *et. al.*, (2018) quienes documentaron la relación con yacimientos SEDEX de manganeso en la región de Chichapala, Veracruz. Otros trabajos relacionados a la prospección de yacimientos minerales corresponden a Cerecedo Sáenz sobre los lechos rojos de Cu-Ag y Cantú-Chapa (1969).

Entre tanto, los trabajos más recientes corresponden a la prospección de orientación de metales base en el área de Molango, en donde se realizó una caracterización preliminar en el área de estudio por Cerecedo Sáenz, Salinas Rodríguez, Andrade Tafoya, Morales Rendón, Hernández Ávila y Rodríguez Lugo.

CAPITULO II

MARCO TEÓRICO

CAPITULO II. MARCO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGÍA REGIONAL

Para la realización de este trabajo, la metodología utilizada fue acorde al método de prospección indirecta ampliamente descrito en trabajos anteriores Cerecedo-Sáenz, *et al.*, (2018). Se realizó el trabajo de campo ubicando la base de la etapa transgresiva, la cual fue previamente identificada como una secuencia siliclástica marina del Jurásico Inferior. Además, para propósitos de este trabajo se ubicó su contraparte la etapa regresiva representada por una etapa continental de edad terciario Formación Atotonilco el Grande. De esta forma, se correlacionó la información obtenida con otros afloramientos como el encontrado en Mongolia de mineralización de Nb-Ta, y de Bayan Obo correlacionable con la litología bimodal de la Formación Atotonilco el Grande.

2.1.1 Gneis Huiznopala

Definido por J. & Rincón, (1965) expuesto en el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla, su localidad tipo se encuentra en los valles del río Claro, Arroyo Agua de sal, y Arroyo Acatepec, ubicados cerca del pueblo Huiznopala. Se describe como gneises bandeados de facies granulita mientras que Ochoa-Camarillo lo define una exposición como un ortogneis y un paragneis. Lawlor, consigna la presencia de metanortositas y gneises gabroicos al NW de la comunidad Chipoco.

El Gneis Huiznopala se correlaciona con el Gneis Novillo, de la región de Ciudad Victoria, Tamaulipas y ambos se consideran parte del basamento del bloque Oaxaquia. Dentro de la región, el Gneis Huiznopala aflora en cinco localidades: comunidad Huiznopala sobre el Río Claro, estableciéndose como localidad tipo, visto en campo una exposición de gneis bandeado totalmente alterado, con un elevado contenido en micas, es cortado por intrusivos cuarzosos que han mineralizado en forma de skarn; cercano a la comunidad de Otongo, en el Río Pilapa está la parte charnokítica que consta de gneis bandeados con partes silicificadas; entre las comunidades de Chipoco e Ixtlapala, se ubica al NE de la localidades anteriores en el Arroyo Chipoco, consta de anortositas y gabros leucocráticos con bandas de piroxenos y granate en menor cantidad, en algunas partes es cortado por intrusiones básicas además de tener partes migmatizadas; al

sur de Tlanchinol se ubica el afloramiento de la comunidad de San Cristóbal.

Ajacayac donde fue visto como gneis granítico con granate en algunas bandas de minerales melanocráticas, es donde mejor fue observado el bandeado y es una de las zonas más difíciles de acceder; por último, se tiene un área que puede observarse cercana a la comunidad de Chapula estudiada por Rosales-Lagarde sobre el Río Tlacolula.

2.1.2 formación Otlamalacatla

Propuesta por Ochoa Camarillo (1996) para las rocas cuyo afloramiento está situado en el rancho Otlamalacatla y Tuzancoa. Dichas rocas están constituidas principalmente por alteraciones de areniscas y lutita. La edad de esta formación se ha definido con base en la identificación de braquiópodos y trilobites descritos para rocas del Pérmico Inferior-Wolfcampiano/Leonardiano.

2.1.3 formación Tuzancoa

Definida por Ochoa Camarillo (1996) y Rosales Lagarde (2002) propuso su nombre su localidad tipo, se encuentra cercana a la comunidad de Tuzancoa en el Noreste de Hidalgo. La formación está compuesta principalmente por interestratificaciones submarinas de flujos de lava andesítico-basáltico con turbiditas siliciclásticas, turbiditas volcanoclásticas, flujos y escombros calcáreos y lentes conglomeráticos. Esta unidad contiene abundantes fósiles del Pérmico, dándole una edad Wolfcampaniano-Leonardiano y un ambiente relacionando con subducción. Carrillo-Bravo (1965) la consideró como Formación Guacamaya, sin embargo, la litología no corresponde a la dicha Formación. Su edad corresponde al Pérmico Inferior, Wolfcampaniano-Leonardiano.

2.1.4 Formación Huayacocotla

Definida por Imlay (1948) establece su localidad tipo a lo largo del Río Vinasco, al sur de Huayacocotla, Veracruz (Ilustración 1). Como una secuencia de lutitas con intercalaciones de arenisca, conglomerado y pocos lentes de caliza. Erben (1956) divide la Formación en nueve unidades de acuerdo a su contenido faunístico y litológico: a)

Unidad con Coroníferas *Pseudolyra*, b) Unidad con Arnióceras *geometricoides*, c) Unidad con Oxynotíferas, d) Unidad con conchas, e) Unidad con *Pleurechioceras subdeciduum*, f) Unidad con *Pleurechioceras*, g) Unidad con *Echioceras burckhardti*, h) Unidad con *Microderoceras bispinatum altespinatum*, i) Lutitas con plantas. La Formación Huayacocotla se encuentra siempre discordante, está suprayaciendo al Gneis Huiznopala en la mayoría de sus afloramientos, a excepción de los de San Cristóbal y Tuzancoa; se presenta su miembro basal en las exposiciones del paragneis y del gneis gabro-anortosítico mientras que, relacionado al cuerpo charnokítico se presenta el miembro superior con fósiles de plantas continentales. Suprayaciendo a esta unidad generalmente se presentan las unidades calcáreas del Jurásico medio, en contacto discordante con la Formación Tamaulipas indiferenciada, por medio de la falla Tlatzintla; también infrayace a los basaltos de la Formación Tlanchinol sobre gran parte de la Carretera Federal 105 desde Ixtlahuaco hasta Tlanchinol. Su edad corresponde al Jurásico Inferior del Sinemuriano-Pliensbaquiano.

La Formación Huayacocotla, bio, y litofacialmente, representa la transición de la Formación Totolapa, exclusivamente lutítica, y que contiene casi exclusivamente cefalópodos, a la Formación Divisadero, en la cual predominan rocas clásticas, de grano algo más grueso, y que está caracterizada por la predominancia considerable de pelecípodos en su fauna. Dicha transición, se muestra por la presencia de elementos arenáceos y por el aumento del tamaño del grano en las rocas de la Formación Huayacocotla. En cuanto a litofacies es muy típica la presencia de “lutitas bandeadas” y de “areniscas o limolitas bandeadas”, es decir, de rocas sedimentarias que muestran una microestratificación en estratos delgadísimos de diferente color, siendo en general, los microestratos oscuros más arcillosos y los claros más arenáceos. Las diferencias principales que distinguen la Formación Huayacocotla de las Formaciones Totolapa y Divisadero ya se mencionaron. De la Formación igual marina, Caracahui, la formación Huayacocotla se diferencia, biofacialmente, por su contenido predominante de cefalópodos y, litofacialmente, por sus escasas calizas, que se encuentran muy raras veces. Las Formaciones continentales Rosario y Barranca Superior se distinguen de la Formación Huayacocotla por su contenido de plantas fósiles terrestres y la falta completa de organismos fósiles marinos respectivamente.

En cuanto a la litofacie de dichas dos formaciones, resulta que ambas contienen mucho menos lutitas puras y mucho más areniscas que la Formación Huayacocotla. El espesor total de la formación Huayacocotla se estima en 400 m. Su contacto inferior no es conocido. En su contacto superior con ligera discordancia angular, descansa sobre ella la Formación Huizachal Imlay (1980).



Ilustración 1. Afloramiento de la Formación Huayacocotla, en el puente del Rio Chinameca.

2.1.5 Formación Cahuwasas

Definida por Carrillo-Bravo (1965), su localidad tipo se localiza en el Valle del río Amajac, en la ranchería Cahuwasas, consta de una secuencia de arenisca, conglomerado y limonita de color rojo (Ilustración 2) que aflora en gran porción central de la Sierra Madre Oriental y al Sur de la región petrolera de Pánuco — Ébano: la constituye una potente secuencia de capas rojas hasta de 2000 metros de espesory se infiere una edad Jurásico medio, Caloviano. Suter (1990) indica una actividad volcánica contemporánea al depósito de esta formación. Los análisis petrofísicos y geoquímicos de tres muestras indican una composición que varía de félsica a intermedia, la Formación descansa con discordancia angular sobre la Formación Huayacocotla. El espesor de la Formación varía en la región de Molango entre 0 y 300 m. En la localidad tipo al occidente de la Región de Molango, la Formación Cahuwasas aparece abruptamente, donde tiene, de acuerdo con los datos de Suter (1990) espesores de hasta 600 m. Se le asigna una edad Jurásico Medio basándose en su posición estratigráfica. Los afloramientos característicos de la

localidad, se presentan en cabalgadura en los flancos Norte y Sur del cuerpo gabro-anortosítico.



Ilustración 2. Afloramiento de la Formación Cahuasas.

2.1.6 Formación Tepexic

Definida por Erben (1956), la localidad tipo se designó en el sifón de la presa del río Necaxa, ubicada aguas debajo de la planta Tepexic, en el norte del estado de Puebla. Como una secuencia de caliza de color gris a gris oscuro, caliza del mismo color de grano grueso y con bastantes granos de cuarzo, así como de calcarenita de color gris hasta gris oscuro. Esta Formación se considera por Rosales Lagarde de edad Calloviana, consta principalmente de caliza arenosa, marga y limolita, caracterizándose por su abundancia de fósiles, principalmente del género *Gryphaea*. Sus características litológicas indican un ambiente de depósito continental con una fuente de suministro constituida principalmente de rocas ígneas, con períodos de actividad volcánica, erosión y transporte contemporáneos, como un reflejo de la inestabilidad tectónica (Ilustración 3). La Formación Tepexic sobreyace concordantemente a la Formación Cahuasas y, de igual forma, a la Formación Huayacocotla, mientras que el contacto superior es concordante con las Formaciones Santiago, Tamán y Chipoco del Jurásico Superior.

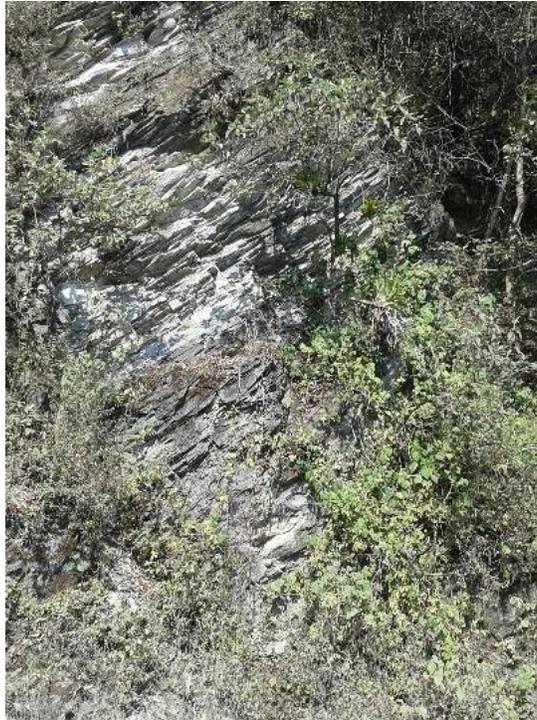


Ilustración 3. Afloramiento de la Formación Tepexic.

2.1.7 Formación Santiago

Definida formalmente por Cantú-Chapa (1969), su localidad tipo en el Arroyo Santiago que desemboca en el Río Moctezuma, dentro el poblado Tamán, San Luís Potosí. Esta formación está constituida de: lutita de color gris oscuro con intercalaciones de caliza arcillosa en capas hasta de 40 cm de espesor, que se intemperizan a café pardo o rojizo, presentan clivaje diagonal a los planos de estratificación. En la cual el contacto inferior de la Formación Chipoco, constituida por un paquete de limolita negra calcárea en estratos de 10 a 30 cm. Presenta estratos de caliza negra. La parte superior de la Formación presenta abundantes concentraciones negras calcáreas, donde frecuentemente se hallan amonites bien conservados de género reinecita, presenta algunos estratos de caliza arcillosa en forma aislada de color negro en espesores de 5 a 15 cm y se ha observado piritita diseminada.

La Formación Santiago sobreyace concordantemente a la Formación Tepexic y subyace transicional y concordantemente a la Formación Chipoco. En base al estudio de amonites su edad se determinó al Caloviano-Oxfordiano. Anteriormente, Heim (1926) la consideró como un miembro arcilloso de la Formación Tamán.

2.1.8 Formación Chipoco

Definida por Hermoso y Martínez (1972), su localidad tipo se encuentra al oeste del rancho Chipoco Hidalgo, en la inmediación del Tajo Tetzintla de la Compañía Minera Atlán como una mezcla de diversas litologías; este conjunto de rocas sedimentarias dispuestas en una alternancia de caliza de textura grainstone y lutita calcárea gris oscura (Ilustración 4). Ochoa Camarillo (1997) distinguió cuatro unidades litológicas se han descrito:

- a) La unidad Manganesífera esta constituida por caliza manganesífera arcillosa negra, en estratos de 10 a 20 cm, con algunas intercalaciones de lutitas calcáreas negras.
- b) La Unidad Arenosa está constituida por arenisca calcárea gris oscura en estratos de 20 a 60 cm con algunos horizontes de cuarzo blanco lechoso.
- c) La Unidad Limolítica se caracteriza por un predominio de limolita y lutitas calcárea gris oscura con algunas intercalaciones de caliza arcillosa negra con espesor de 20 a 40 cm.
- d) La unida rítmica está constituida por una secuencia de caliza negra recristalizada con estratos de 10 a 40 cm, por lo general es concordante y abrupto con la Formación Santiago, la edad se ha designado en base a los fósiles de amonites que comprende del Kimerkiano temprano al Titoniano temprano.



Ilustración 4. Afloramiento de la Formación Chipoco.

2.1.9 Formación Pimienta

Fue definida por Heim (1992). La localidad Tipo se encuentra a 1 km al norte del pueblo Pimienta sobre el río Moctezuma. Suter (1990) la describe como caliza micrítica negra, con estratificación delgada y nódulos de pedernal negro, caliza arcillosa que contiene, en parte concentraciones esféricas de caliza y lutita, en partes bentónica, de color rojizo y verdoso, se puede diferenciar de la Formación Chipoco por la presencia de pedernal, así como los pliegues tipo chevron dentro de la Formación Pimienta, ya que la Formación Chipoco no tiene pedernal y generalmente no presenta pliegues internos, la zona de transición no pasa más de 20 m de espesor (Ilustración 5).

La litología descrita durante la extracción de muestras coincide con lo ya mencionado, en la que afloran calizas de estratificación delgada de color negro con pedernal que van de 30 a 50 cm, con intercalaciones rítmicas de lutita negra, en espesores de 1 a 5 cm se encuentra con frecuencia pliegues tipo chevron. En general el espesor es considerable, llegando aproximadamente a 200 y hasta 250 m. Esta descansa concordante y transicionalmente sobre la Formación Chipoco. El ambiente de depósito de la Formación Pimienta es de carácter transgresivo, varía de plataforma externa a cuenca, con muy baja energía, su edad corresponde a Tithoniano-Berriasiano.

Por otro lado, la Formación Pimienta, representa partes considerables del Cretácico Inferior. Esto se deduce de su contacto superior de transición con la caliza Tamaulipas, que es del Albiano-Cenomaniano.



Ilustración 5. Afloramiento de la Formación Pimienta.

2.1.10 Formación Tlanchinol

Establecida por Robín y Bobier (1975), describe los derrames volcánicos que afloran en la región del pueblo de Tlanchinol, describe a esta formación como una secuencia de derrames basálticos que descansan subhorizontalmente sobre sedimentos marinos plegados y erosionados. Las rocas de la Formación Tlanchinol pertenecen a la provincia magmática alcalina del oriente de México, propone una subdivisión de la provincia magmática, alcalina e incluye a la Formación Tlanchinol en la subprovincia del límite del altiplano, de basaltos y riolitas. Esta subprovincia se caracteriza por derrames basálticos intercalados, consecuencias félsicas y otros piroclásticos. En la región de Molango se comprobó que la Formación Tlanchinol, está constituida por una serie de derrames basálticos intercalados con horizontes piroclásticos. La Formación Tlanchinol descansa sobre rocas precámbricas y sobre sedimentos marinos jurásicos y cretácicos, con discordancia angular y erosional muy marcada. El espesor máximo se encuentra entre los pueblos de Tlanchinol y Quetzalongo y es de 750 m.

2.2 GEOLOGÍA LOCAL

Formación Atotonilco el Grande

Geyne, *et.al.* (1963) la localidad tipo aflora en la periferia del poblado del mismo nombre en el estado de Hidalgo, compuesta por fangolita y conglomerado.

También, afloran basaltos intercalados con tobas dacíticas a riolíticas, de tipo bimodal; Robin (1975) las cartografió como ignimbritas en la región de Zacualtipán.

La litología que aflora en el área de estudio consta de basaltos intercalados con derrames piroclásticos de brecha o toba de composición dacítica a riolítica.

Yace sobre rocas pre-terciarias en discordancia erosional y angular, sobre la Formación Tlanchinol ígnea de composición más básica, y el espesor es mayor a 400 m.

Entre tanto, en muestras del área de estudio Cantagrel y Robin (1979), calcularon para la serie bimodal las edades de potasio-argón como sigue: a 2.5 km al sur de Zacualtipán álcali-riolita (obsidiana) 4.4 +/- 0.1 Ma. En el Banco andesita basáltica sobreyaciendo a ignimbrita de Zacualtipán 2.56 Ma. +/- 0.08; cerca de Metzquitlán basalto alcalino 5.15

0.25 +/- Ma. Por lo que en el área de estudio la Formación Atotonilco el Grande le corresponde una edad del Plioceno.

Formación Pimienta

Se encuentra dentro de las coordenadas N 20°42.983' y W 98°42.190' a 1731 msnm. Se compone de una secuencia litológica de estratos centrimétricos de calizas de color gris intemperizadas y color negro al fresco intercalados con lutita carbonosa, vetas de calcita y nódulos de pedernal. Se ve afectada por una serie de fallas y pliegues que la atraviesan debido a esfuerzos causados por la apertura del golfo de México y la compresión de la orogenia Laramide.

A lo largo de la formación se puede observar una serie de pliegues de tipo chevron y una secuencia de fallas alineadas al NW. Se realizó la medición de dos fallas del afloramiento, obteniendo los siguientes datos: falla 1 tiene un rumbo de 20°NW y un echado de 18° SE, mientras que la falla 2 tiene un rumbo de 60°NW y un echado de 20° SE.

2.3 Eventos de compresión

Las rocas sedimentarias jurásicas cretácicas fueron plegadas durante el Cretácico superior al Eoceno superior (Orogenia Laramide), y formaron un complejo de pliegues y cabalgaduras (Anticlinorio de Huayacocotla), en esta zona es posible observar la reactivación como fallas inversas de las fallas normales jurásicas, que permiten inferir en las cercanías un horst jurásico (alto del basamento); esta inversión podría deberse a un acortamiento relativo local máximo. Las evidencias son inferidas al oriente del alto del basamento, donde la cobertura sedimentaria esta intensamente plegada; en tanto que la cobertura sedimentaria del alto del basamento esta menos plegada.

El posible yacimiento de Cu-Ag se encuentra exactamente en la zona de mayor complejidad estructural, en las cercanías de la cabalgadura de Naopa, y con cabalgaduras intraformacionales de la formación Cahuasas.

2.4 Eventos de extensión

Durante el Jurásico Inferior y Medio se propició la formación de fosas y pilares tectónicos delimitados por fallas normales. En el Jurásico Medio continúa la formación de las fosas y pilares tectónicos que son evidenciados por la terminación brusca de los lechos rojos de la Formación Cahuasas.

Las rocas sedimentarias jurásicas y cretácicas fueron plegadas durante el Cretácico tardío- Eoceno tardío, en lo que se conoce como Orogenia Laramídica, formando un conjunto complejo de pliegues y cabalgaduras llamado Anticlinorio de Huayacocotla. Finalmente, se tuvo un evento tectónico por extensión, pospliocenico, evidenciado por fallas normales que están delimitando a un graben como graben de Molango Cerecedo Sáenz (2003).

2.5 Rift Molango

Es una depresión topográfica formada por efectos de subsidencia, causada a su vez por fallas normales relativamente paralelas que se asocian con actividad volcánica y sísmica.

Como producto de la separación a lo largo de brazos activos del rift se desarrollan geosinclinales solo en los márgenes. Por su parte, un aulacógeno es una estructura tectónica que se inicia por una fase de extensión en una región determinada, cuando cesa esta fase y no presenta un aspecto tectónico de un bien formado reside el nombre de aulacógeno.

Entre ambas estructuras, rift y aulacógeno, su diferencia que permite reconocerlas son que el rift continua con una fase de extensión posterior a su origen, mientras que el aulacógeno se inicia como un graben estrecho, limitado por fallas; posteriormente se ensancha, la dirección de los esfuerzos produce cabalgamientos y también se rompe por fallas.

Para reconocer la presencia de la estructura tectónica principal en Molango, Hidalgo, se tomaron también en cuenta los criterios siguientes:

- 1) Coladas de basalto y rocas ígneas bimodales.

En Molango se tiene una secuencia de naturaleza bimodal Robin (1979) que incluye las Formaciones Tlanchinol y Atotonilco el Grande, ambas del Cenozoico.

2) Lineamientos controlados por fallas.

Suter (1990) y Carrillo-Martinez (1990) describieron la tectónica de una porción de la Sierra Madre Oriental y parte de la Cuenca de Tampico- Misantla; también describen alineamientos controlados por fallas de orientación noroeste-sureste; Ochoa Camarillo (1996, 1997) describe alineamientos controlados por fallas de dirección noroeste-sureste y norte-sur en la parte central del Anticlinorio de Huayacocotla.

3) Los pilares y fosas crean una paleotopografía de cuenca y sierras.

Por su parte, la topografía de cuencas y sierras se manifiesta en esta área por ser el resultado de la geometría estructural.

2.6 Relación Rift Molango – Metasomatismo

Tabla 4. Eventos de extensión y compresión relacionados con el metasomatismo y las mineralizaciones presentes en las Formaciones.

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

Eventos principales que ocurren en la formación del rift; evento de extensión y evento de

compresión. Sucedieron en diferentes periodos de tiempo y se evidencian de acuerdo con las distintas mineralizaciones presentes en las Formaciones dentro y cerca de la región.

Por su interés económico, se describe el afloramiento que contiene mineralización de cobre-plata, en rocas sedimentarias de origen continental, Formación Cahuascal del Jurasico, en Molango, Hidalgo. La posible migración y origen de esos minerales son inferidos como producto relacionado con el emplazamiento del Rift Molango de la edad mencionada, localizado al oriente de México Cerecedo Sáenz (2004).

El metasomatismo ocurre y da origen a la xenotima en el periodo Terciario por evento extensivo (reactivación de fallas y magmatismo) en la Formación Tlanchinol y Formación Atotonilco (Tabla 4).

CAPITULO III

MATERIALES Y MÉTODOS

CAPITULO III. MATERIALES Y MÉTODOS

3.1 DESCRIPCIÓN

En el área de estudio donde se extrajo la muestra de núcleo, es posible observar una continua sección estratigráfica que permite obtener una relación preliminar de la geología, estratigrafía y tectónica del lugar para ubicar a la mineralización estudiada en una edad relativa del jurásico inferior.

Las muestras de material mineralizado así obtenidas, fueron estudiadas por diferentes métodos analíticos para establecer un análisis sistemático preliminar del yacimiento objeto de estudio, por lo que los esfuerzos se concentraron en los primeros cuatro metros de la principal zona mineralizada observándose en análisis microscópico afloramiento de pirita fina diseminada y predominio de alta silicificación.

3.1.1 Localización y vías de acceso del área de estudio

Se localiza a 76 km en línea recta en dirección N10°E desde la ciudad de Pachuca, y a 45 km al SE de Molango de Escamilla en el estado de Hidalgo. Territorialmente, se localiza dentro del municipio de Zacualtipán, en las coordenadas geográficas 20°46'36.45" de latitud norte y 98°40'47.91" de longitud oeste (Figura 5).

Para llegar al área de estudio partiendo de la ciudad de Pachuca, se cuenta como principal vía de acceso la carretera federal 105 Pachuca - Huejutla de Reyes, a la altura del poblado El Banco, 10 km delante de San Agustín Metztlán y a 5 km de Zacualtipán de Ángeles.

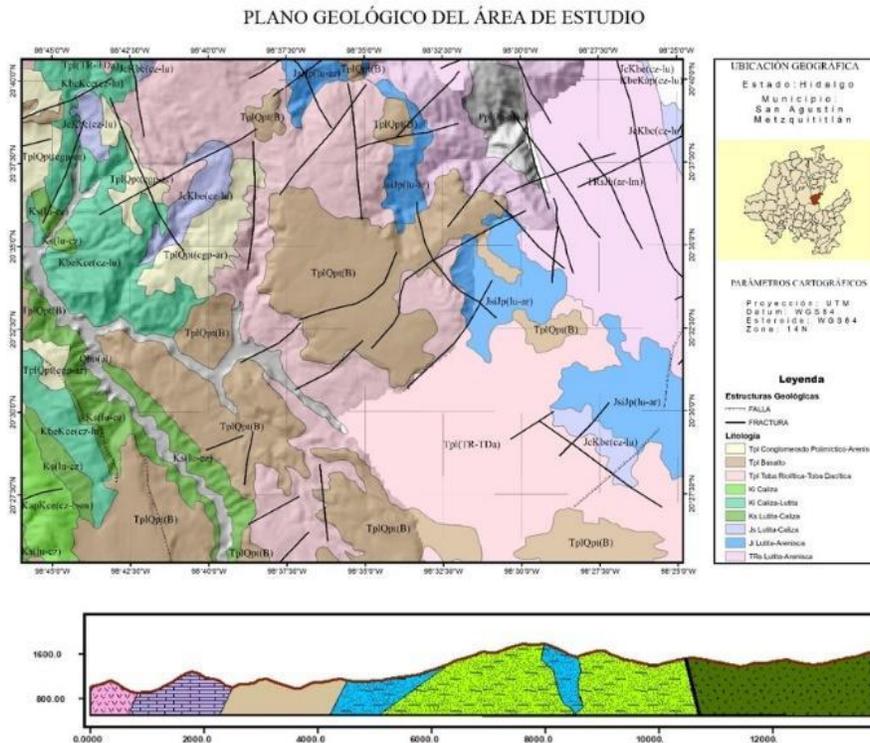


Figura 5. Localización y vías de acceso del área de estudio.

3.1.2 Geología del área de estudio

En primer lugar, mediante la evaluación de todos los datos obtenidos en el trabajo de campo y con la ayuda del método indirecto de exploración, se obtuvo la información necesaria para determinar la existencia de la estructura tectónica principal que se trata de un tipo rift denominado "Rift Molango" Cerecedo, *et al.*, (2023).

La geología regional con su respectiva sección que muestra la dinámica de formación de dicho rift, se centra en mecanismos de extensión geodinámicos. Las edades heterocrónicas podrían definirse utilizando la base de las secuencias transgresivas (Figura 6).



Cabe mencionar que todas las fallas en el área de estudio son fallas normales post laramídicas, agrupadas en la periferia del área de estudio. Son fallas normales debido a su desplazamiento relativo del flanco alto en sentido vertical hacia el basamento como fallas marginales de la estructura del rift.

Este primer período, estuvo asociado con los orígenes del Golfo de México, quizás durante la apertura de Pangea. Por otro lado, también hubo evidencia de la terminación lateral abrupta de la Formación Cahuasas del Jurásico Medio, la ocurrencia de lo que se interpreta como depósitos de graben en bandas y fue consecuencia de la evolución del Rift.

Asimismo, en la zona de estudio se identificaron dos eventos tectónicos importantes. El primero, fue un hundimiento continuo y una transgresión marina, que demostró un cambio litológico de una secuencia siliciclástica a un depósito de carbonato marino normal durante el Jurásico Superior, como ocurrió con las Formaciones Santiago, Chipoco y Pimienta.

Estas condiciones persistieron hasta finales del Cretácico, además de pliegues durante el Eoceno Cretácico Superior, como ocurrió con la Orogenia Laramide. El segundo evento trató de una extensión post-Pliocénica con presencia de fallas normales que

estuvo directamente relacionado con la mineralización de xenotima.

Entre tanto, la etapa regresiva se identificó en el Terciario, durante el Plioceno, representado por la Formación Atotonilco el Grande, lo cual es importante porque se identificó que la mineralización de xenotima se debió a un evento de extensión, ocurrido durante el Terciario, (post-Plioceno) que inicio en el Jurásico Medio y formó horsts y grabens de fallas NW-SE y N-S.

3.2 MUESTREO

Para identificar adecuadamente el afloramiento, y realizar muestreos, se analizaron las secuencias continentales, y particularmente considerando las formaciones que contenían depósitos geológicos de edad Terciario de la Formación Atotonilco el Grande integrando estudios geológicos, litológicos y estructurales. Así, al localizar el afloramiento se obtuvieron muestras mediante muestreo de esquirlas y de canal.

Las muestras fueron homogeneizadas, y cuarteadas para obtener muestras homogéneas. La caracterización realizada en este trabajo se ejecutó con el fin de obtener datos precisos de las fases mineralógicas presentes.

3.3 ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X (DRX)

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

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

La energía de operación de este equipo usualmente es de 20 mA- 30 Kv. Por otro lado, la muestra se preparó a un tamaño fino de 35 μ m o 200 mallas de la serie de Taylor. Utilizando un mortero de ágata para pulverizar la muestra; la cual peso cada una 0.5 gr aproximadamente.

Preparación de la muestra

Los análisis de difracción de rayos X (DRX) en muestras de núcleo fueron preparadas pulverizando la muestra en un mortero de ágata a un tamaño de partícula aproximado de $-10\ \mu\text{m}$, luego se compactó 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 así montada; se colocó en un difractómetro Marca Inel, modelo Equinox 2000 (Ilustración 6) provisto de un detector curvo operable con mezcla de gas etano-argón de alta pureza 99.9 %.

Este tipo de análisis efectuado corresponde a la zona mineralizada, los datos obtenidos del difractograma se compararon y evaluaron con el software de difracción Match 1.0.



Ilustración 6. Difractómetro Marca Inel, modelo Equinox 2000.

3.4 ANÁLISIS DE MICROSCOPIA E LECTRÓNICA DE BARRIDO Y ESPECTROMETRÍA DE DISPERSIÓN DE ENERGÍAS (MEB-EDS)

La microscopia electrónica de barrido MEB, proporcionan la textura, y morfología de la

muestra mineral. Además, si cuenta con EDS es posible obtener un análisis por elemento aproximado en un punto preciso.

Si requiere observar la textura del mineral, microfósiles existentes, su textura, u observar un halo de descomposición, entonces, deberá cortar un pequeño fragmento de muestra montarla en resina y desbastarlo y pulirlo hasta acabado espejo.

Si requiere observar la muestra sin bisecar alguna estructura en particular, puede montar el polvo en una cinta especial para MEB. En ambos casos, probeta o cinta, deberá de recubrir con grafito si quiere determinar metales incluyendo oro, y deberá de recubrir con oro los elementos con baja conductividad. No tendrá necesidad de recubrir si el MEB es de bajo vacío.

Preparación de la muestra

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

Por ello, las muestras para determinar la composición por medio de EDS fueron cuarteadas con mineral finamente pulverizadas (a malla +200 o más de 35 μm molidas con mortero de ágata, se montaron en papel de aluminio adhesivo y sin recubrimiento; posteriormente las muestras colectadas de núcleo fueron cortadas y recubiertas con oro para ser analizadas en un microscopio JEOL JSM-6300 y equipado con un detector EDS (Ilustración 7).



Ilustración 7. Microscopio JEOL JSM-6300 y equipado con un detector EDS.

3.5 ANÁLISIS POR PLASMA DE INDUCCIÓN ACOPLADA (ICP)

La Espectroscopía de Plasma-Masa Inductivamente Acoplada (ICP-MS por sus siglas en inglés) es un método de alta resolución que permite la detección de concentraciones de elementos en el orden de partes por millón Schäfer (2006) y de ahí se transforman en otras unidades como ppm, gr/ton, o se transforman a óxidos. Es una técnica de análisis instrumental que muestra el análisis químico por elemento en ppb.

Desde luego, el análisis por vía húmeda es una técnica tradicional de análisis químico muy preciso. A través de reactivos de uso común, en química se realizan diferentes técnicas volumétricas que permiten calcular de forma indirecta la cantidad de algún elemento químico en particular y proporciona con gran precisión su porcentaje.

En muchos análisis químicos basta 1 gr para realizar el análisis por triplicado. A través de sencillas reglas de tres, se determina el porcentaje del elemento; como elemento o como mineral de acuerdo al consumo volumétrico y se requiere una gran variedad de reactivos químicos de alta pureza, algunos ácidos y bases, además, de materiales de vidrio de laboratorio.

Preparación de la muestra

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

3.6 ANÁLISIS POR ESPECTROSCOPIA FOTOELECTRÓNICA DE RAYOS X (XPS)

La espectroscopía fotoelectrónica de rayos X (XPS) es una técnica basada en el análisis de muestras a partir de un microanalizador por dispersión de energía. Su funcionamiento requiere de una serie de equipos como: fuente de rayos X (tubos de rayos X con el ánodo habitualmente cubierto con una capa de aluminio o magnesio), cámara de ultra alto vacío (UHV), lente de recolección de electrones, sistema analizador/detector de

electrones y herramientas computarizadas para el procesamiento de datos.

El método comienza con la fuente de rayos X impactando la superficie de la muestra sólida (incidiendo a una profundidad estimada entre 2 y 10 nm) para observar átomos y moléculas de la superficie. Tras la irradiación de la muestra con rayos X, los átomos excitados de su superficie emiten electrones de baja energía denominados fotoelectrones, por lo que, es requerido trabajar bajo condiciones de ultra-vacío, a fin de reducir las interacciones de éstos con las moléculas de la atmósfera residual (el ultra-vacío requerido para efectuar medidas XPS debe ser más bajo que 10^{-8} torr). Energía de Detector de Rayos X EDS y usando la técnica XPS para proporcionar información cualitativa y cuantitativa de todos los elementos presentes.

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

En la erosión se utiliza un haz de iones de argón acelerado a 3 kV con una potencia de 30 W, incidiendo en un área de 1×2 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.

CAPITULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

CAPITULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 RESULTADOS XENOTIMA

El modelo idealizado de ocurrencia de xenotima en una litología continental que descansa sobre una secuencia ígnea bimodal de edad Terciaria (Figura 7). Inicia con la expansión de una etapa de cuenca reductora con siliciclásticos provenientes de una transgresión Triásico-Jurásico; seguida de la oxigenación de la cuenca y una posterior transgresión durante el Jurásico Superior, y finalmente una regresión con vulcanismo Terciario que corona la secuencia.

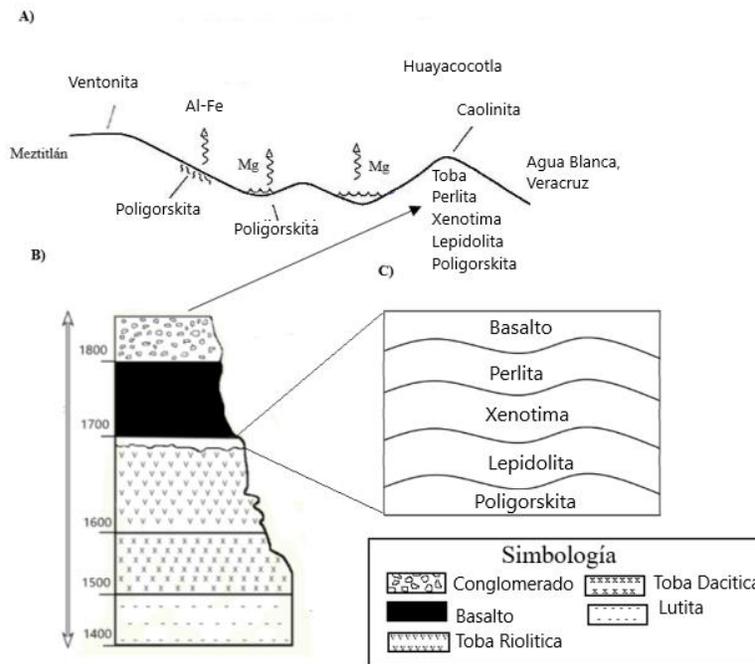


Figura 7. Modelo idealizado de la litología del área de estudio. A) sección esquemática con la sucesión de minerales, B) litología típica de la Formación Atotonilco el Grande, C) Sucesión de minerales.

En consecuencia, se levantaron los datos de mineralización. En esta unidad litológica. Con base en el análisis detallado de las muestras de mano y las correlaciones entre los afloramientos, se pudo corroborar que la formación estaba constituida por tres litologías. Primero, en la base presentaba toba dacítica, seguida, toba riolítica, y finalmente basalto, y conglomerado. En la base de este afloramiento fragmentos de roca volcánica. El miembro medio está formado por toba riolítica, y dacítica, cuyos espesores oscilaron entre 0,1 y 200 m, ahí aflora mineralización de poligarskita, lepidolita, xenotima, perlita, y

roca basáltica (Ilustración 8). Asimismo, la mineralización en la litología de xenotima se enriqueció con elementos de REE. En la unidad de producción. Y en la unidad que la recubre se observaron basaltos.

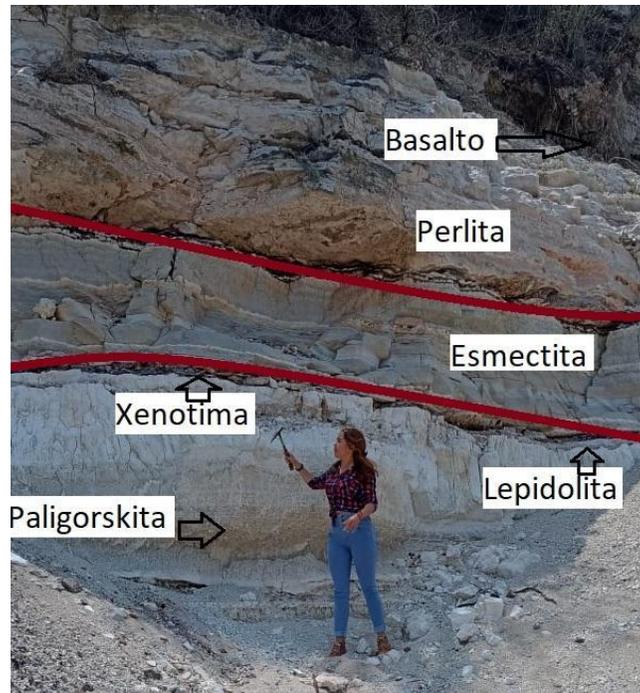


Ilustración 8. Minerales intercalados con toba ignimbrítica, de poligarskita, lepidolita, xenotima, perlita y roca basáltica.

Para los depósitos de xenotima, estos solo se ubicaron en la unidad intermedia de la litología continental.

De acuerdo con los resultados, solo existía un posible horizonte de xenotima ubicado en la parte media del área de estudio, cerca de la cima de la Formación Atotonilco el Grande del Plioceno.

Cabe mencionar que, se considera que el metasomatismo es un proceso geológico metamórfico por el cual la composición química de una roca o porción de roca se altera de manera generalizada e implica la introducción o eliminación de componentes químicos como resultado de la interacción de la roca con fluidos acuosos Zharikov (1998). Durante el metasomatismo la roca permanece en estado sólido. Los dos tipos principales de metasomatismo son el infiltracional y el difusional. El primero ocurre cuando el fluido se encuentra en movimiento penetrando la roca y el segundo cuando el fluido está estancado.

El comportamiento geológico fue diferente en la Formación correspondiente a las diferentes litologías, ya que la mineralización de xenotima solo se atribuyó a la litología del miembro intermedio, compuesto por toba.

Cabe mencionar que en la carta geofísica F14-11 hoja Pachuca, se observa en el área de estudio, con mediciones de aproximadamente de 100 nanoteslas corresponde a una roca granítica según Telford *et al.*, (1990), que quizás fueron precursores del sistema hidrotermal que alberga los horizontes de mineral de xenotima, según la carta geofísica la intrusión tiene una longitud de 15 km; un flujo de calor y un flujo de masa de fluido que fueron estables en relación con la escala de tiempo de la formación de los mantos de xenotima.

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

Asimismo, se observaron alteraciones de las rocas y en el trabajo de campo se encontraron sistemas con relleno hidrotermal que estaban relacionados con fallas relativas con dirección aproximadamente NNW-SSE, cuya tectónica persistió por una posible reactivación de las fallas en el Plioceno.

4.1.1 Difracción de rayos- X

Los resultados de la difracción de rayos X (XRD) (Figura 8), confirmaron la presencia de minerales de alta y media temperatura, como xenotima, y pretulita de 600-800 °C, fueron indexados, según el método analítico se detectó en pequeñas cantidades la presencia de ilmenita, deduciendo podría estar asociada con elementos de tierras raras.

Se determinó la estructura cristalina utilizando el método analítico Suryanarayana *et. al.*, (1998) estableciendo que la estructura cristalina es tetragonal. Cabe mencionar que se encontraron pequeñas cantidades de minerales de baja temperatura en muestras de mano como la lepidolita y clorita, que muestra removilización hidrotermal, confirmando que el depósito encontrado era del tipo.

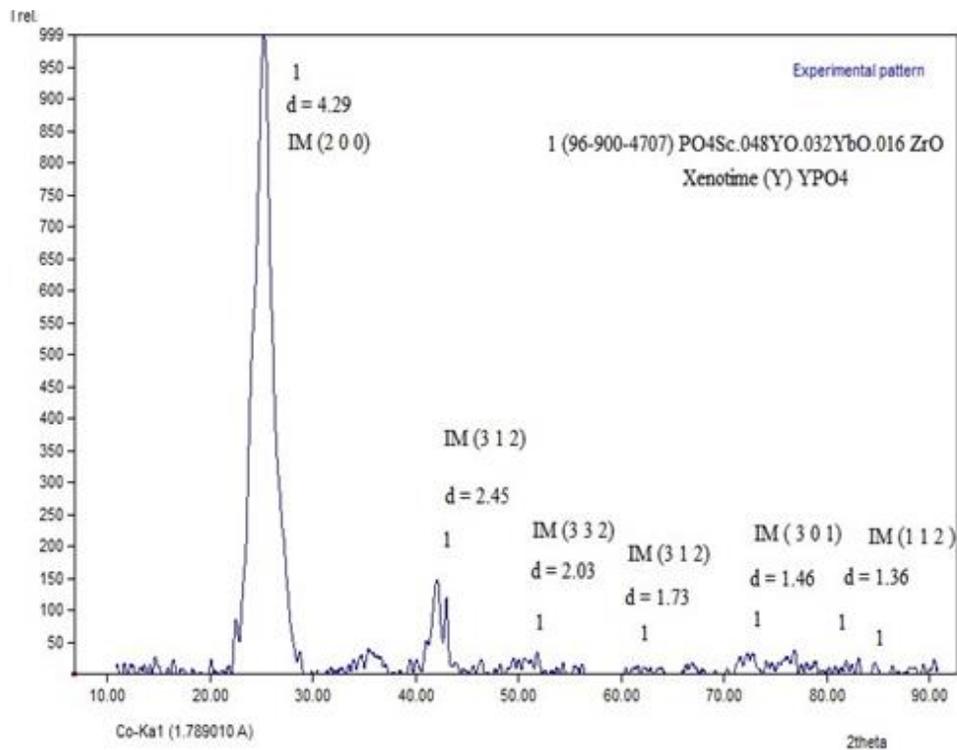


Figura 8. Espectros de difracción de rayos X del mineral SEDEX emplazado durante la formación del Rift.

Por otro lado se realizó el modelo por medio del software Crystal Impact Diamond 3.2. La xenotima presenta una estructura cristalina tetragonal, con un grupo espacial $I4_1/amd$ y clase $4/mmm$ ($4/m\ 2/m\ 2/m$), clasificado como ditetragonal bipiramidal y con índice de Miller [131] (Figura 9). Presenta como parámetros de red $a=6.587\ \text{Å}$ y $c=5.809\text{Å}$; por lo que la relación entre la altura y el largo de la estructura cristalina (c/a) es de 0.8819. El volumen presentado por esta estructura cristalina es de $252.04\ \text{Å}^3$. Cabe señalar que, en la estructura, se puede observar la presencia de cationes de Y, Yb o Zr, mayormente Y o Zr, en el centro de la coordinación octaédrica; cationes como P y Si, mayormente P, ya que el silicio es de tipo sustitucional, se presentan contiguos a los cationes y en el centro de la coordinación tetrahédrica.

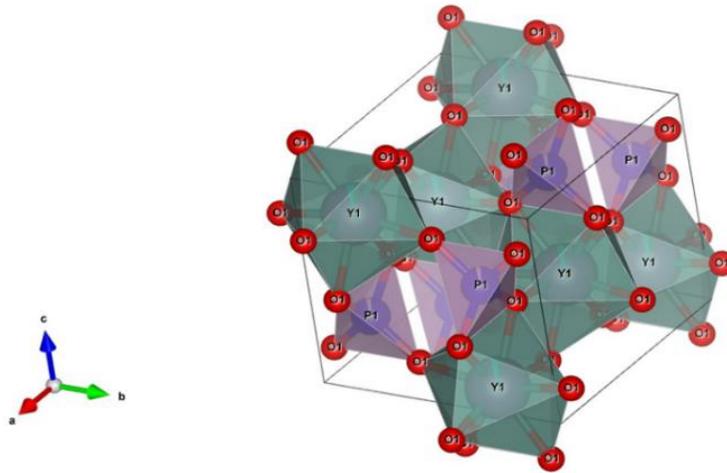


Figura 9. Estructura cristalina del mineral xenotima.

ECUACIÓN DE SCHERRER

Una herramienta muy útil en el campo de la cristalografía es el método de Scherrer, el cual se basa en cuantificar el ensanchamiento de los picos; toma como referencia el ancho de los picos a media altura para determinar el tamaño de cristalito. Este ensanchamiento consta de dos componentes: una debido a la muestra en estudio y otra atribuida al instrumento o difractor utilizado Campos-Quirós *et. al.*, (2022).

Para su cálculo, se necesitan 3 datos indispensables: la longitud de onda del rayo X utilizado, el ángulo de difracción del pico y la anchura a media altura del pico.

Cálculo del tamaño de cristalita y cristalinidad de acuerdo con datos del Espectro de Difracción de Rayos X del mineral xenotima.

$$b = \frac{n \lambda}{(hkl) \cos \theta}$$

Donde **b** es el tamaño de cristalito en Ångströms (Å), **n** corresponde al factor de forma, λ es la longitud de onda de la radiación de rayos X y **hkl** el ensanchamiento de pico.

$$n = \text{factor de forma} \quad \lambda_{\text{Co-K}\alpha} = 1.789010 \text{ (Å)} \quad hkl = \text{ancho de pico (mm)}$$

Tabla 5. Cálculo del tamaño de cristalita.

Pico	<i>hkl</i>	θ	$\cos \theta$	<i>b</i> (Å)
1	0.6	25	0.906	3.27
2	0.4	42	0.743	5.99
3	0.1	51	0.629	20.35
4	0.1	72	0.309	91.94
5	0.3	73	0.292	20.31

Tabla 6. Cálculo de cristalinidad (proporcional).

Pico	<i>hkl</i> (base)	A (altura-cm)	Cristalinidad %	
1	0.6	11.7	3.51	92.37
2	0.4	1.2	0.24	6.32
3	0.1	0.3	0.015	0.39
4	0.1	0.1	0.005	0.13
5	0.3	0.2	0.03	0.79
			3.8	100%

Tabla 7. Datos del tamaño de cristalita y cristalinidad del mineral xenotima.

Pico	Tamaño de cristalita	Cristalinidad
1	3.27	92.37
2	5.99	6.32
3	20.35	0.39
4	91.94	0.13
5	20.31	0.79

De acuerdo con los datos que se muestran en la gráfica *Cristalita vs. Cristalinidad* (Figura 10), el tamaño de cristalita mayoritario se encuentra de 5 a 20 Å, con una cristalinidad de 1 a 10% que corresponde a la xenotima (picos 2, 3 y 5). De igual modo, en el mismo rango de tamaño de cristal en pico 1, también se tienen tamaños menores a 5 Å con una mayor cristalinidad, cercana al 90%.

Finalmente, hay tamaños muy grandes de cristalita que se observaron mayores a 90 Å y con una cristalinidad inferior a 3% (pico 4).

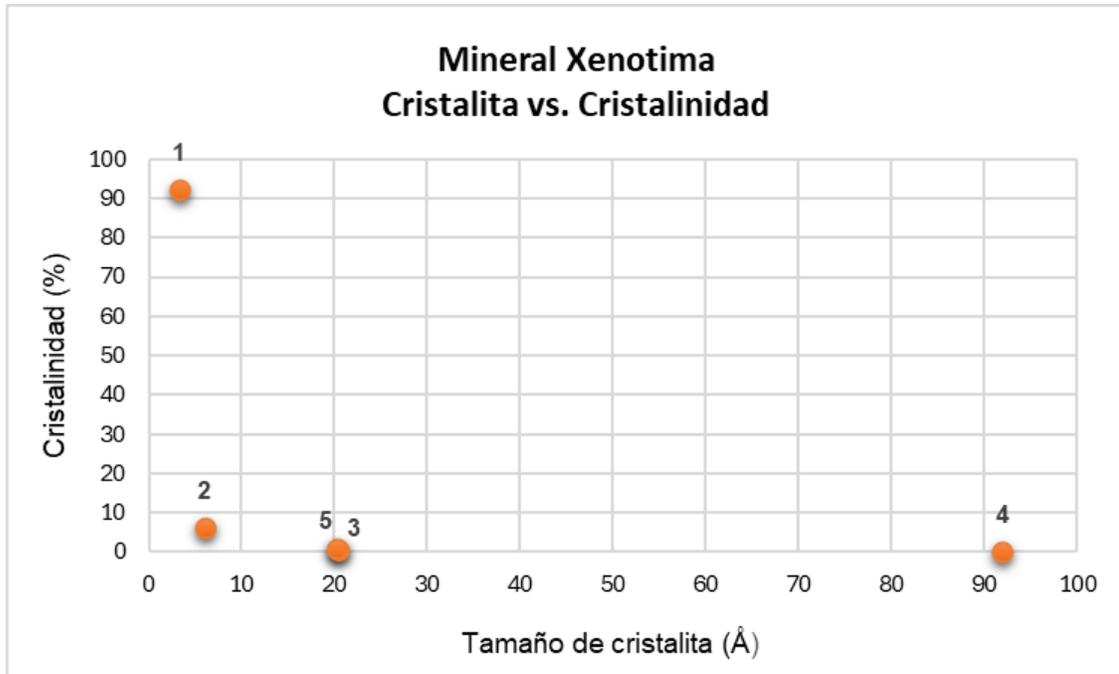


Figura 10. Gráfica de tamaño de cristalita contra porcentaje de cristalinidad.

Por otro lado, en algunas muestras se observó en muy pequeña proporción, mineral de zircón de tipo Pretulita, presenta una estructura cristalina tetragonal, con un grupo espacial $I4_1/amd$ y clase $4/mmm$ ($4/m\ 2/m\ 2/m$), clasificado como ditetragonal bipiramidal y con índice de Miller $[131]$ (Figura 11). Presenta como parámetros de red $a=6.589\text{ \AA}$ y $c=5.806\text{ \AA}$; por lo que la relación entre la altura y el largo de la estructura cristalina (c/a) es de 0.881.

El volumen presentado por esta estructura cristalina es de 252.07 \AA^3 . Cabe señalar que, en la estructura, se puede observar la presencia de cationes de Zr, en el centro de la coordinación octahédrica; mientras que los cationes P, se presentan contiguos a los cationes y en el centro de la coordinación tetrahédrica.

En ambos minerales, se presenta un eje vertical simetría cuaternaria, así como cuatro ejes de simetría binaria, donde los dos primeros ejes coinciden con los ejes cristalográficos, mientras que los dos ejes restantes forman un ángulo de 45° , respecto a los ejes anteriores.

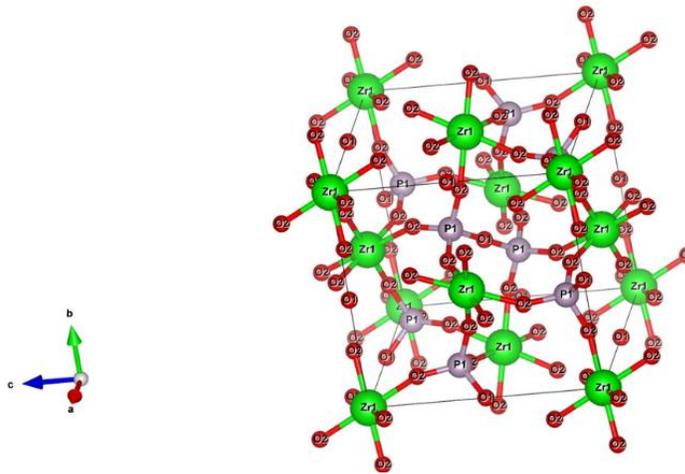


Figura 11. Estructura cristalina del mineral pretulita.

4.1.2 Espectroscopia fotoelectrónica de rayos X (XPS)

Finalmente, para confirmar la ocurrencia de Li en la estructura de la xenotima, se realizó el análisis XPS.

El espectro revela la presencia de Li 1s (a 54.83 eV) en un 0.45 %, y de igual modo muestra picos Si, S, C, O, Fe, Ca, g and P, principalmente (Figura 12).

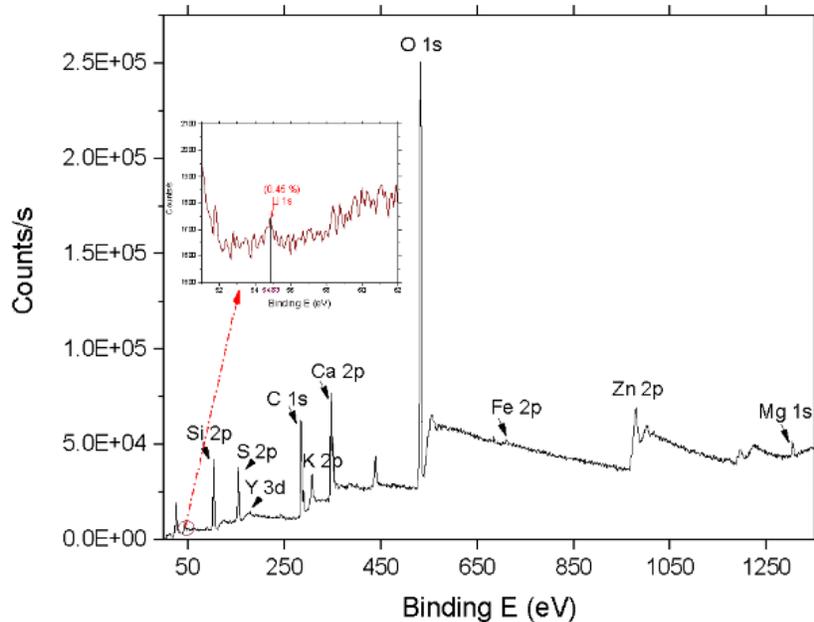


Figura 12. Espectros XPS del mineral xenotima.

4.1.3 Microscopía Electrónica de Barrido (EDS & Mapeo de rayos X)

Micrografías del mineral original, con una morfología relativamente suave, con una rugosidad aparente, teniendo microestructuras similares, junto con las variaciones en sus formas (euédrica, anédrica y subédrica) y superficies (lisa, fibrosa y sinuosa) (Ilustración 9).

En el espectro del microanálisis semicuantitativo por MEB-EDS, se puede observar como elementos mayoritarios al Si, C y minoritarios como el Ca, Fe, Y, Ta, Zr, P (Figura 13), así mismo, en el mapeo de este mineral se pueden apreciar tales elementos mencionados anteriormente en el mineral (Ilustración 10).

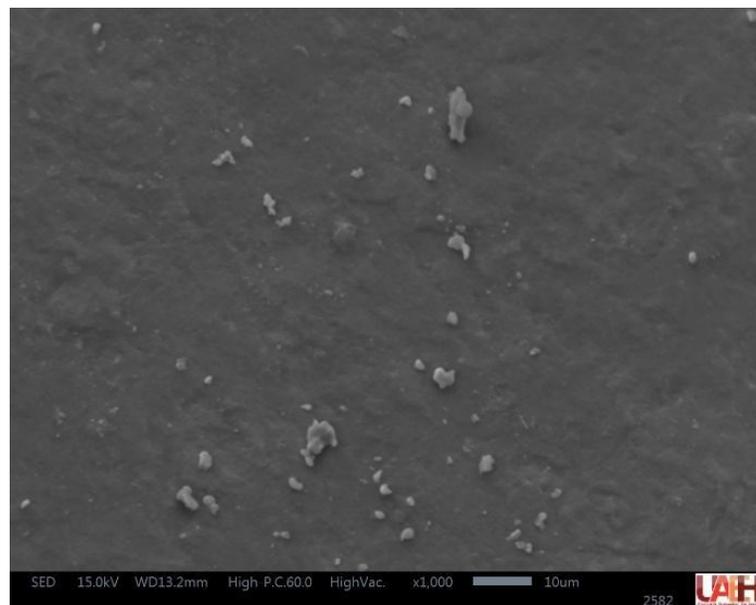


Ilustración 9. MEB imagen de particular del mineral xenotima.

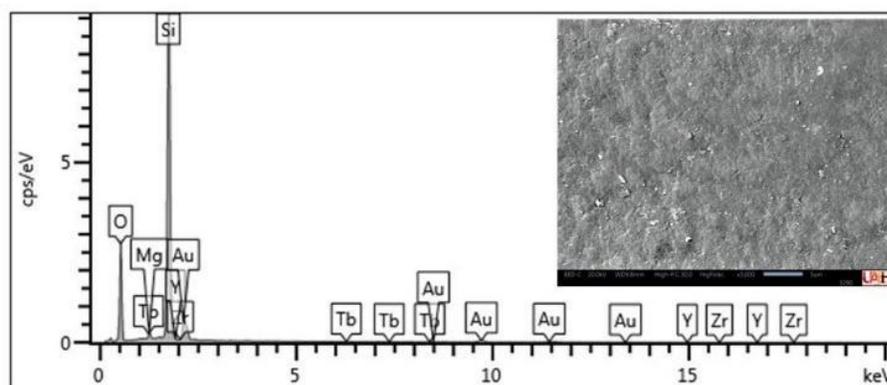


Figura 13. Estructura por EDS de mineral xenotima.

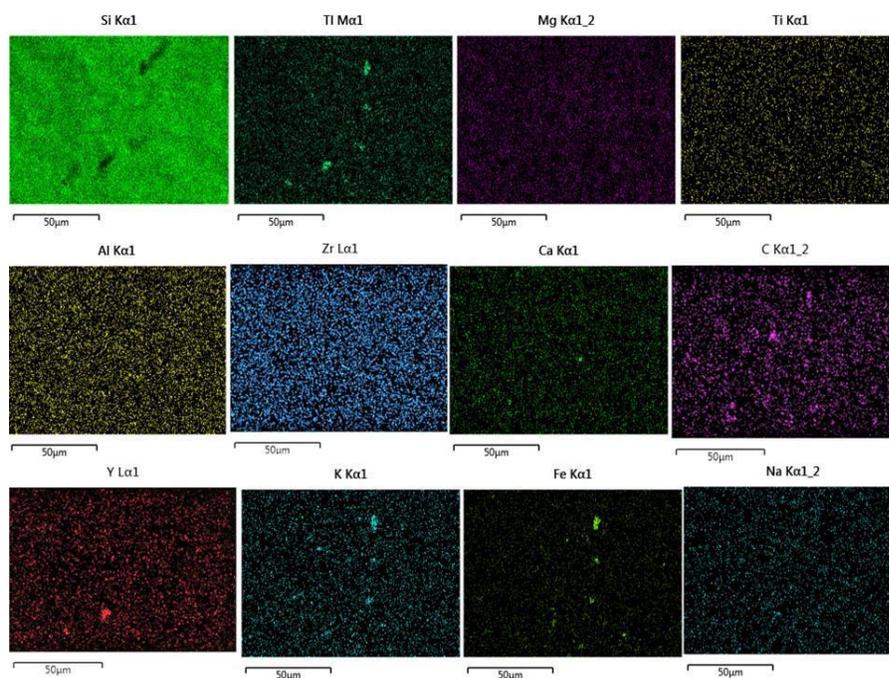


Ilustración 10. Mapeo del mineral xenotima.

4.1.4 Espectrometría de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS)

De acuerdo con lo anterior, junto con los resultados del ICP (roca total), se pudo confirmar la presencia de estos elementos estratégicos en el depósito tipo metasomático, los cuales formaron la base del potencial de este depósito para ser económicamente rentable-atractivo. De acuerdo con los valores obtenidos en análisis ICP y composición química obtenida por ICP, en µg/g, se confirma la presencia de Y y Zr en la xenotima (Tabla 8).

Tabla 8. Resultados de AFM del mineral.

Elemento	Muestra 1	Muestra 2
Al	9000	8100
Ca	57957.5	57957.5
Ce	19.5	14.9
Cu	7	7
Er	0.9	0.9
Fe	9200	1640
K	5647.98	5647.98
Mg	800	500
Mn	85	104
S	760.47	760.47
Ti	800	700

La	20	20
Yb	8.8	8.8
Zn	30	30
Si	28680	20680
Li	56.2	56.2
P	322.53	322.53

Los resultados de AFM del mineral de estudiado, la topografía y rugosidad de la superficie con unidades de escala nanométrica, fueron determinados utilizando un microscopio de fuerza atómica de doble sonda (DP-AFM) el AFM se realizó en modo de contacto utilizando un VIT_P_C-A de silicio (NT-MDT Spectrum Instruments) con una fuerza constante de 0,6-1 N/m y una punta piramidal con una altura de 15 μm (Ilustración 11).

La exploración se realizó sobre una superficie de $1 \times 1 \mu\text{m}$ de superficie cerca del borde de los cristales, donde la línea de contacto trifásica línea de contacto puede tener lugar en las mediciones del ángulo de contacto.

Las muestras utilizadas fueron cortadas y pulidas con un espesor de 3mm, sin embargo, se deduce que la rugosidad de la superficie de xenotima es menor a comparación del mineral pretulita (Ilustración 12).

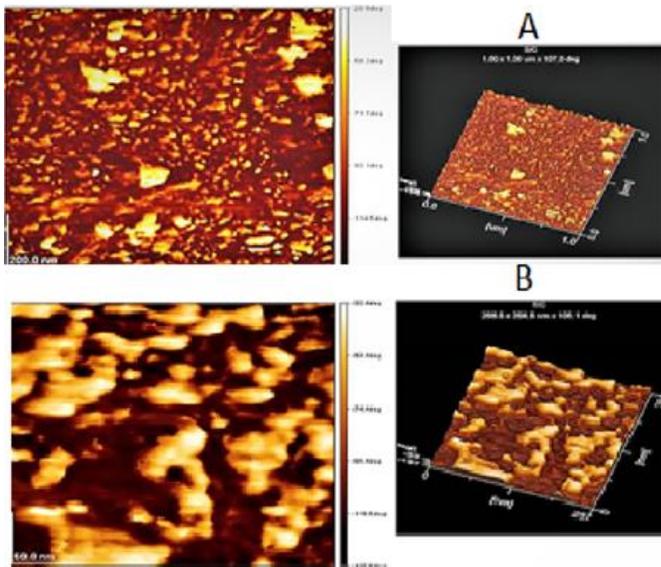


Ilustración 12. Resultados de AFM del mineral xenotima.



Ilustración 11. Muestra pulida del mineral xenotima.

CONCLUSIONES

Hay dos aspectos controvertidos en este trabajo, la clasificación del yacimiento y la asociación mineral. En el primer caso, se consideró, trata de una mineralización tipo metasomática, concordante con la regresión de edad Pliocénica en el área de estudio, con rocas ígneas. La razón por la que se podría inferir esta edad mineralización es por los datos de isotopías de 2.56 Ma. +/- 0.08 K/Ar, además de que concuerda con el posterior desarrollo de las montañas de la zona, por las relaciones de campo se observan vestigios de un proceso geológico metamórfico por el cual la composición química de la roca se alteró de manera generalizada según Zharikov (1998) pudiéndose tratar de metasomatismo difusional. La Formación Atotonilco el Grande fue inicialmente descrita por Geyne *et al.*, (1953), quienes establecieron que se encuentra compuesta por fangolita y conglomerado. Posteriormente, Cantargel y Robin (1979) realizaron una reclasificación y calcularon las edades de dicha Formación.

De acuerdo con el modelo idealizado de la litología del área de estudio presentado en la Figura 7, se esperaría encontrar en la base conglomerados una edad superior a 5 Ma. Sin embargo, las observaciones de campo revelan que en la base se encuentra un basalto, el cual posee una edad diferente a la esperada.

Debido a esta discrepancia litológica, se sugiere realizar un trabajo de campo más detallado para comprender adecuadamente la secuencia estratigráfica y las unidades litológicas presentes. Esto permitirá ajustar y actualizar la información disponible sobre la Formación Atotonilco el Grande.

Un yacimiento metasomático se caracteriza por presentar un proceso geológico denominado "metasomatismo", proceso que trata de una alteración en la composición química de la roca debido a la interacción de la misma con fluidos acuosos. En el contexto mencionado, el yacimiento presentaba alteraciones en las rocas y sistemas de vetas desarrolladas, lo que sugiere que su origen es de tipo metasomático, donde los fluidos hidrotermales circulan a través de fracturas y vetas, alterando la composición química de la roca huésped.

Mientras tanto, la etapa tectónica más importante que formó el mineral xenotima aquí

estudiado ocurrió durante el Plioceno, por la formación de horst y graben, concluyendo en el Terciario. Así, los afloramientos se pueden observar con la abrupta terminación lateral de la Formación Atotonilco y su distribución, como consecuencia de la ruptura del Rift en la región.

En campo se observó una alta silicificación con zonas de pirita diseminada encontradas en fallas normales entre Gneis Precámbricos y rocas volcánicas sedimentarias del Paleozoico, que se encontraban activas cuando se depositó la Formación Huayacocotla. Por lo tanto, se eligió una zona con un pilar tectónico en contacto con la cuenca, lo que motivó la perforación del pozo de exploración en una obra de stock.

La mineralogía del afloramiento presenta una zonación mineralógica clara y continua. Mientras tanto, en el cuerpo estratiforme se reconoció zonación vertical con pirita y calcopirita en la base y wurzita hacia la parte superior y esperrilita. Mientras que en el depósito filonio, con base en los perfiles de concentración por XRD, se demostró la existencia de dos pulsos, lo que se puede inferir por la presencia de minerales de alta temperatura obtenidos según los resultados de XRD.

Los minerales exhalantes de alta temperatura son la ilmenita, monacita y moganita, que contrastan con los minerales de temperatura media que marcan el final del pulso, como los del tipo albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), y la calcopirita como mineral típico de las zonas hidrotermales.

Este descubrimiento contribuye a la exploración de yacimientos mexicanos de minerales estratégicos como el litio y las tierras raras, esenciales para el desarrollo de nuevas tecnologías. Además, refuerza la importancia de estudiar estructuras tipo rift y su relación con la mineralización de recursos importantes a escala global.

REFERENCIAS

- Nimila, D., Nadeera, B., I.M.S.K, I., Sudath, R., Ranjith, P., Bandara, A., . . . Kithsiri, D. (2020). *The story of rare earth elements (REEs): Occurrences, global distribution, genesis, geology, mineralogy and global production*. Ore Geology Reviews, 122.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103521>
- Yang, Y., Song, W., Liu, Y., Zhu, X., Kynicky, J., & Chen, Q. (2024). *Mineralogy and element geochemistry of the Bayan Obo (China) carbonatite dykes: Implications for REE mineralization*. Ore Geology Reviews, 165, 15.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.105873>
- Castillo-Oliver, M., Melgarejo, J., Torró, L., Villanova-de-Benavent, C., Campeny, M., Díaz-Acha, Y., Tualer, E. (2020). *Sandstone-Hosted Uranium Deposits as a Possible Source for Critical Elements: The Eureka Mine Case, Castell-Estaó, Catalonia*. Minerals, 10(1), 34.
doi:<https://doi.org/10.3390/min10010034>
- Jowett, E. (1989). *Effects of Continental Rifting on the Location and Genesis of Stratiform Copper-Silver Deposits*. Sediment-hosted stratiform copper deposits. Geological Association of Canada, 36, 53-66.
- Dostal, J., & Gerel, O. (2022). Occurrence of Niobium and Tantalum Mineralization in Mongolia. *Minerals*, 12(12).
doi:<https://doi.org/10.3390/min12121529>
- Vera Morales, B. A., Hernández Ávila, J., Salinas Rodríguez, E., Cerecedo Sáenz, E., Flores Badillo, J., & Aquino Torres, E. (2024). Ocurrencia de lepidolita con (Li) en la Formación Atotonilco el Grande, en el estado de Hidalgo. *Tópicos De Investigación En Ciencias De La Tierra Y Materiales*, 11(11), 39-45.
<https://doi.org/10.29057/aactm.v11i11.13151>
- WaliArain, A., Shakoormastoi, A., DaaharHakro, A., AhmedRajper, R., AfzalJamali, M., & RazaBahatti, W. (2021). *A preliminary review on the metallogeny of sediment-hosted Pb-Zn deposits in Balochistan, Pakistan*. Earth Science Malaysia (ESMY), 5, 19-26.
doi:10.26480/esmy.01.2021.19.26
- Santoro, L., Putzolu, F., Mondillo, N., Boni, M., & Herrington, R. (2020). *Influence of Genetic Processes on Geochemistry of Fe-oxy- hydroxides in Supergene Zn Non-Sulfide Deposits*. Minerals, 10(7), 602.
doi: <https://doi.org/10.3390/min10070602>
- Liu, X.; Yang, K.; Rusk, B.; Qiu, Z.; Hu, F. and Pironon, J. Copper (2019). *Sulfide Remobilization and Mineralization during Paleo-proterozoic Retrograde Metamorphism in the Tongkuangyu*

Copper Deposits, North China Craton. Minerals, 9(7), 443.

DOI: 10.3390/min9070443

- Wang, J., Liu, J., Peng, R., Liu, Z., Zhao, B., Li, Z., Liu, C. (2014). *Gold mineralization in Proterozoic black shales: example from the Haoyaoerhudong gold deposit, northern margin of the North China Craton. Ore Geol. Rev.* 63, 150–159.
- Kui-Feng, Y., Hong-Rui, F., Pirajno, F., & Liu, X. (2023). Magnesium isotope fractionation in differentiation of mafic-alkaline- carbonatitic magma and Fe-P-REE-rich melt at Bayan Obo, China. *Ore Geology Review*, 157.
doi:10.1016/j.oregeorev.2023.105466
- Obaidala, N. A., Mahfouz, K. H., & Metwally, A. A. (2023). Mesozoic Sedimentary Succession in Egypt. In *The Phanerozoic Geology and Natural Resources of Egypt* (pp. 169-219). Springer International Publishing.
doi:https://doi.org/10.1007/978-3-030-95637-0_6
- Balaram, V. (2023). Potential Future Alternative Resources for Rare Earth Elements: Opportunities and Challenges. *Minerals*, 13(3), 425.
doi:10.3390/min13030425
- Ogden, C. S., Bastow, I. D., Ebinger, C., Ayele, A., Kounoudis, R., Musila, M., Kibert, B. (2023). The development of multiple phases of superposed rifting in the Turkana Depression, East Africa: Evidence from receiver functions. In *Earth and Planetary Science Letters* (Vol. 609).
doi:10.1016/j.epsl.2023.118088
- Yu, L., Zou, H., Li, M., Pirajno, F., Cao, H., Xiao, B., Hou, M. (2024). Fingerprinting Pb-Zn mineralization events in the SW Yangtze Block, South China: A case from Yuanbaoshan deposit. *Ore Geology Reviews*, 165.
doi:https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2024.105878
- Zharikov, V.A., Rusinov, V.L. (1998). *Metosomatism and Metasomatic Rocks*. Nauchnyi Mir, Moscow.
- Jara, R., Ghiglione, M., Galliani, L., & Mpodozis, C. (2023). From rift to foreland basin: A case example from the Magallanes-Austral basin, southernmost Andes. 35, 865 - 897.
doi:https://doi.org/10.1111/bre.v35.3
- Silitoe, R., & Rodríguez, G. (2023). Exhalative red-bed copper mineralization in travertine, Puna Plateau, northwest Argentina. *Mineralium Deposita*, 50, 243-261.
doi:https://doi.org/10.1007/s00126-022-01134-y
- Staupe, S., Raisch, D., & Markl, G. (2023). Sulfide anatexis during high-grade metamorphism: a case study from the Bodenmais SEDEX deposit, Germany. *Mineralium Deposita*, 58, 987-1003.
doi:https://doi.org/10.1007/s00126-023001166-y

- Walter, B., Giebel, R., Siegfried, P., Doggart, S., Macey, P., Schiebel, D., & Kolb, J. (2023). The genesis of hydrothermal veins in the Aukam valley SW- A far field consequence of Pangean rifting? *Journal of Geochemical Exploration*, 250.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107229>.
- Lisboa, L., Filho, C., Monteiro, L., & Mansur, E. (2023). Gahnite, garnet and magnetite compositions of metamorphosed sediment-hosted Zn- Pb-(Cu) single bond Ag deposits of the Mesoproterozoic Nova Brasilândia Group: Vectors for SEDEX deposits with Broken Hill-type affinities in the western Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, 249.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2023.107210>
- Park, S. J., Seo, I., Lee, K. Y., & Hyeong, K. (2019). Rare Earth Elements and Other Critical Metals in Deep Seabed Mineral Deposits: Composition and Implications for Resource Potential. *Minerals*, 9(3).
doi:<https://doi.org/10.3390/min9010003>
- Guilbert, J.M.; Park, Ch.F. (1986). The geology of ore deposits. Freeman. 985 pg.
- Smirnov, V. I. (1982). *Geología de Yacimientos Minerales*. Mir, Moscú. 654 pg.
- Ballester, A. (2000). *Metalurgia Extrativa: Fundamentos* (Vol. 1).
- Taylor, S., & McLennan, S. (1985). The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Scientific Publications*, 312.
- Goldschmidt, V. M. (1954). *Geochemistry*. Soil Science 78(2):p 156.
- Belolipetsky, A. P. (1997). Asociaciones minerales en metasomatitas alcalinas de elementos raros. En J. C. Melgarejo (Ed.), *Atlas de asociaciones minerales en lamina delgada* (p. 1076). Universitat de Barcelona.
- Melgarejo, J.-C. (1997). Atlas de Asociaciones Minerales en Lamina Delgada. Barcelona: Universidad de Barcelona.
- Volker, Z. (2013). *Rare Earth Elements*. Berlin: Springer.
doi:10.1007/978-3-642-35458-8
- Xuexiang, G. (2007). Rare earth elements geochemistry of Woxi W-Sb-Au deposit, Hunan Province, South China. *Ore Geology Review*, 319-336.
- Armstrong-Altri, J., & Avila-Ramirez, G. M. (2009). *Geoquímica de elementos traza y tierras raras de rocas clásticas del Anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, estado de Hidalgo, México*. Pachuca, Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
- Maynard, J. B., & Klein, G. D. (1995). *Análisis de subsidencia tectónica en la caracterización de depósitos minerales sedimentarios; ejemplos de Witwatersrand (Au), White Pine (Cu)*

- y *Molango (Mn)*. Geología económica.
- Cerecedo-Sáenz, E., Rodríguez-Lugo, V., Hernández-Ávila, J., Mendoza- Anaya, D., Reyes-Valderrama, M., Moreno-Pérez, E., & Salinas- Rodríguez, E. (2018). Mineralization of Rare Earths, Platinum and Gold in a Sedimentary Deposit, Found Using an Indirect Method of Exploration. *Aspects in Mining & Mineral*, 1(2).
doi:10.31031/AMMS.2018.01.00051
- Cantú-Chapa, A. (1969). *Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del Subsuelo de Poza Rica*; Ver. Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 1, 3-9.
- Ochoa-Camarillo, H. (1996). Geología del anticlinorio de Huayacocotla en la región de Molango, Estado de Hidalgo. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría.
- Rosales-Lagarde, L. (2002). Estratigrafía y geoquímica de la secuencia volcanosedimentaria pérmica del Noreste del estado de Hidalgo. *Tesis de Maestría en Ciencias: México DF. Universidad Nacional Autónoma de México*.
- Carrillo-Bravo, J. (1965). Estudio geológico de una parte del anticlinorio de Huayacocotla. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 17, 73-96.
- Imlay, R. W., Cepeda, Edmundo, Alvarez, Manuel y Díaz, Teodoro (1980). *Stratigraphic relation of certain Jurassic formations in eastern Mexico: Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 32, p. 1750-1761.
- Erben, H. (1956). El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. Congreso Geológico Internacional (pág. 393). México, D.F: Monografía.
- Imlay, R. (1980). Jurassic paleobiogeography of the conterminous United States in its continental setting. *U.S Geological Survey*, 134.
- Suter, M. (1990). Hoja Tamazunchale 14Q-E(5), Con geología de la Hoja Tamazunchale, estados de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí. México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México.
- Heim, A. (1926). *Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México)*: *Ecolgae Geologica Helvetiae*, 20(1), 84-87.
- Hermoso-de la Torre, C., & Martínez-Pérez, J. (1972). Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el Frente de la Sierra Madre Oriental. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 45-64.
- Ochoa-Camarillo, H. (1997). Geología del anticlinorio Huayacocotla en la región de Molango, Hgo., México. En Libro-guía de las excursiones geológicas (págs. 1-17). Pachuca.
- Robin, C., Bobier, C. (1975). *Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México), según datos paleomagnéticos y geoquímicos*: Boletín del Instituto de Geología,

95, 49-85.

- Geyne, A. R., Fries Jr., C., Segerstrom, K., Black, R.F. & Wilson, I.F. (1963). *Geology and mineral deposits of the Pachuca- Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico* (5 ed.). Consejo de recursos minerales: 222 pg.
- Robin, C., Bobier, C. (1975). *Las fases del vulcanismo en la región de Tlanchinol (Hidalgo, México), según datos paleomagnéticos y geoquímicos*: Boletín del Instituto de Geología, 95, 49-85.
- 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.
- Cerecedo Sáenz, E. (2003). La mineralización de Cu y Ag del Rift Triásico-Jurásico del oriente de México.
- Carrillo Martínez, M. (1990). Geometría Estructural de la Sierra Madre Oriental entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Querétaro. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología.*, vol. 9, pag: 62–70.
- Cerecedo Sáenz, E. (2004). Mineralización de cobre-plata en rocas sedimentarias de origen continental del Jurasico en Molango, Hidalgo Pt. Geología Económica. s. *Revista PETROQUIMEX*, pag 30-33.
- Cerecedo, Sáenz. E., Salinas, R. E., & Hernández, A. J. (2023). El Rift Molango: El Rift Molango y sus recursos minerales. Editorial Académica Española.
- Schäfer, N., 2006, Ni-Anomalien in Cold-Seep Karbonaten aus dem nordwestlichen Schwarzen Meer: Ist Ni ein kritisches Element bei der anaeroben Oxidation von Methan?: Göttingen, Alemania, Universidad de Göttingen, tesis de maestría, 80 p.
- Telford, W. M., Geldart, L.P., & Sheriff, R.E. (1990). Applied Geophysics. 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 770.
<https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932>
- Suryanarayana, C., & Grant, M. (1998). *X-Ray Diffraction A Practical Approach*. Springer Science Business Media New York. Plenum Publishing Corporation.
- Campos-Quirós, A., Paniagua-Murillo, K., Valladares-Castrillo, G., Cubero-Sesin, J., & Cordero-Arias., L. (2022). Análisis cualitativo y cuantitativo de fosfatos de calcio por difracción de rayos-X mediante los métodos de Scherrer, Williamson-Hall y refinamiento de Rietveld. *Tecnología en Marcha*. Vol. 35 n.4. ISSN 0379-3982.
<http://dx.doi.org/10.18845/tm.v35i4.5664>