



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE HIDALGO
INSTITUTO DE CIENCIAS BÁSICAS E INGENIERÍA
ÁREA ACADÉMICA DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y
MATERIALES

**“TIERRAS RARAS ALOJADAS EN ROCAS
HIPERALCALINAS DEL COMPLEJO BASAL
PROTEROZOICO EN LA ZONA DE SAN JERÓNIMO
SOSOLA, ESTADO DE OAXACA”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA EN GEOLOGÍA AMBIENTAL

P R E S E N T A

Carrillo Marrodan Lizbeth Guadalupe

Director:

Dr. Marius Ramírez Cardona

Codirector:

Cand. a Dr. Jesús Castro Mora

Pachuca de Soto, Hidalgo, Julio 2024

Mineral de la Reforma, Hgo., a 12 de julio de 2024

Número de control: ICBI-D/934/2024
Asunto: Autorización de impresión.

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

Con fundamento en lo dispuesto en el Título Tercero, Capítulo I, Artículo 18 Fracción IV; Título Quinto, Capítulo II, Capítulo V, Artículo 51 Fracción IX del Estatuto General de nuestra Institución, por este medio le comunico que el Jurado asignado a la Egresada de la Licenciatura en Ingeniería en Geología Ambiental **Lizbeth Guadalupe Carrillo Marrodan**, quien presenta el trabajo de titulación **“Tierras Raras alojadas en rocas hiperalcalinas del Complejo Basal Proterozoico, en la zona de San Jerónimo Sosola, Estado de Oaxaca”**, después de revisar el trabajo en reunión de Sinodales ha decidido autorizar la impresión del mismo, hechas las correcciones que fueron acordadas.

A continuación, firman de conformidad los integrantes del Jurado:

Presidente: M. en C. Jesús Castro Mora

Secretario: Dr. Eduardo González Partida

Vocal: Dr. Márius Ramírez Cardona

Suplente: Dr. Marcelino Antonio Zúñiga Estrada



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

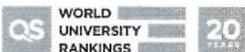
Atentamente
“Amor, Orden y Progreso”

Mtro. Gabriel Vergara Rodríguez
Director del ICBI



GVR/YCC

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



*A mis papás Gerardo y Liz, y mi abuelita Rosa
por su amor incondicional, su esfuerzo, entrega y
sacrificio para que mis metas sean siempre posibles.*

Con todo el cariño para ustedes.

Agradecimientos

A mi papá Gerardo Carrillo Espinos, por creer siempre en mí y darme las herramientas necesarias para cumplir mis metas y alentar mis sueños, por permitirme tomar mis propias decisiones y enseñarme que las cosas se hacen sin miedo. A mi mamá Liz Marrodan Santander, por estar presente en cada momento de esta aventura, por tus exigencias que ahora las veo como un tesoro valioso, sin ellas no estaría aquí, por capturar los mejores momentos de mi vida como sólo tú sabes hacerlo. Gracias papás por dejarme cometer errores que me han ayudado a madurar y crecer como persona, pero sobre todo, gracias por dejarme volar.

A mi hermana Fátima, por su compañía en mis momentos de brillantez, pero también por estar para levantarme cuando caí, por ser testigo de mis desveladas, lágrimas y hasta sangre durante el proceso, por ser mi mayor confidente y amiga.

A mi abuelita Rosa, porque siempre has estado orgullosa de mí, por cuidar cada uno de mis pasos y estar pendiente de mi a cada momento, por tu compañía tan valiosa en esta aventura, por escucharme y nunca dejar de impulsarme a ser mejor.

A mi compañero de clase Alessandro Ballato, llegaste como rayo de luz a mi vida en el momento que más lo necesitaba, gracias por el conocimiento compartido, por ser siempre sincero y dispuesto a escuchar, por alentarme, por los grandes momentos vividos, pero sobre todo gracias por ser mi amigo.

A mis profesores/as no hay personas a quien admire más que a ustedes por su paciencia, su entrega y compromiso, gracias por contribuir de la mejor manera a mi formación académica. A ustedes Melchor y Laura porque finalmente valió la pena el esfuerzo y donde quiera que estén los llevo en el corazón.

A mi director de tesis, Dr. Márius Ramírez Cardona, por su tiempo, disposición y facilidades otorgadas para concluir este trabajo, así como la confianza que siempre mostró en mí a lo largo de mi paso por la universidad; así como mis sinodales, Dr. Marcelino Zúñiga y Dr. Eduardo González Partida, investigador emérito del Instituto de Geociencias, UNAM, por su buena disposición para revisar este trabajo.

Al Ing. Jesús Castro Mora, quien fue mi primer profesor en la universidad, y por el cual tengo profunda admiración, quien me enseñó a tenerle pasión y respeto a esta disciplina, gracias por la confianza depositada en mi como alumna y ahora como geóloga, por resolver mis dudas y obligarme a cuestionar sobre lo que tenía enfrente, por darme la oportunidad de participar y colaborar en los proyectos de Geoconsulting Ingenieros S.C, por poner al límite mis capacidades y retarme durante las jornadas en campo, pero que me hicieron más fuerte y donde recibí los mejores consejos para desempeñarme en esta área, gracias por las amables sugerencias, por las risas y los miles de kilómetros compartidos en carretera. Gracias por creer en mí y por enseñarme más que geología.

A mi familia en general por siempre mantener la confianza en mí. A Dios por darme la oportunidad de estar aquí guiada por mis personas en el cielo Alfonso y Ángel y desempeñarme en lo que siempre he querido.

A mi alma mater la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, en tus aulas viví momentos inolvidables y me formé como Ingeniera Geóloga Ambiental.

Lupita

Contenido

Resumen.....	14
Abstract.....	16
I. Objetivos.....	18
Objetivo general.....	18
Objetivos específicos.....	18
II. Justificación.....	19
III. Metodología.....	20
Trabajo de gabinete.....	20
Trabajo de campo.....	20
Trabajo de laboratorio.....	22
Análisis Petrológico.....	22
Análisis Geoquímico.....	23
IV. Estado del arte de los depósitos de Tierras Raras.....	25
Elementos de Tierras Raras.....	25
Usos y aplicaciones de los Elementos de Tierras Raras.....	28
Recursos y suministro a nivel mundial.....	31
Ocurrencia de los depósitos de Tierras Raras.....	33
V. Modelo Conceptual.....	35
Depósitos de carbonatita.....	36
Sistemas ígneos alcalinos e hiperalcalinos.....	37
Mineralogía.....	38
Contexto tectónico de los depósitos de Tierras Raras.....	40
VI. Síntesis Geográfica.....	42
Localización y vías de acceso.....	42

Fisiografía	43
Clima y vegetación.....	44
VII. Síntesis Geológica Regional.....	45
Complejo Oaxaqueño	45
Unidades del Complejo Basal	47
Marco Estructural del Complejo Oaxaqueño.....	58
Marco Tectónico del Complejo Oaxaqueño	59
VIII. Descripción Petrográfica	62
IX. Geoquímica.....	66
X. Cartografía.....	69
XI. Discusión	75
XII. Conclusiones	77
Anexos	79
Referencias	89

Índice de Figuras.

Figura 1. Microscopio petrográfico-mineragráfico utilizado	22
Figura 2. Elementos de Tierras Raras definidos por la IUPAC, como el grupo de los lantánidos (La-Lu) más los elementos Escandio (Sc) e Itrio (Y) señalados con el recuadro rojo. (Tabla periódica de los elementos modificada de IUPAC, 2022) ...	25
Figura 3. Gráfico que muestra el radio atómico en nanómetros de los iones trivalentes (3+) de los elementos de Tierras Raras, así como el Cerio en su estado de valencia 4+ y Europio en estado de valencia 2+. El gráfico ilustra el decrecimiento sistemático del radio de los iones trivalentes en comparación con el incremento de su número atómico. Modificado de (Van Gosen, et al., 2017).....	27
Figura 4. Producción global de óxidos de Tierras Raras desde 1950 hasta 2010, tomado de (Subhash et al., 2014)	31
Figura 5. Distribución global de las minas, depósitos y zonas de ocurrencia de los Elementos de Tierras Raras, tomado de (Deady, E., 2021).....	34
Figura 6. Modelo tectónico conceptual para sistemas de mineralización de REE asociados a complejos alcalinos y carbonatitas a escala regional. Modificado de (Pirajno, F., 2015);(Aranha et al.,2022)	41
Figura 7. Mapa de localización del área de estudio.....	42
Figura 8. Mapa fisiográfico del Estado de Oaxaca (INEGI, 2016), área de estudio señalada en el recuadro rojo	43
Figura 9. Mapa de Climas del Estado de Oaxaca, (INEGI, 2004) área de estudio señalada en el recuadro rojo	44

Figura 10. Mapa geológico del área correspondiente al Complejo Oaxaqueño (zona norte) Puntos rojos, zonas puntuales de muestreo para propósito del presente trabajo. Modificado de (Solari, L., et. al. 2004).....	46
Figura 11. Unidades petrotectónicas del Complejo Oaxaqueño en el transecto Nochixtlán-Telixtlahuaca, carretera Panamericana 190.....	47
Figura 12. Sección esquemática NW-SE del transecto Nochixtlán-Telixtlahuaca del Complejo Oaxaqueño.....	48
Figura 13. Columna estructural Cima-Base de las unidades petrotectónicas del Complejo Oaxaqueño.....	49
Figura 14. Secuencia de charnockita donde se distingue su coloración en tonalidades oscuras, así como la foliación (fotografía derecha) del afloramiento.	50
Figura 15. Secuencia de paragneis, se aprecia el bandeamiento con un control sedimentario.....	51
Figura 16. Disposición lit par lit Paragneis-Pegmatita	51
Figura 17. Afloramiento de la secuencia de gneis sienítico.....	52
Figura 18. Afloramiento de gneis sienítico donde se puede apreciar la tonalidad rosácea característica de los feldespatos	52
Figura 19. A) Carbonatita con abundancia de minerales micáceos y grafito B) Carbonatita con presencia de protoxenolito.....	53
Figura 20. Afloramiento de pegmatita, donde se puede apreciar la tonalidad azulada, dada por las inclusiones de rutilo en el cuarzo.	54
Figura 21. Unidad de ortogneis bandeado	55
Figura 22. Unidad de migmatita, se reconoce perfectamente las partes del leocosoma y melanosoma.....	56

Figura 23. Diques de anortosita.....	57
Figura 24. Distribución de las fallas que separan el Complejo Oaxaqueño de otros complejos metamórficos principales del sur de México, modificado de (Tolson, G., 2005). Recuadro rojo muestra el área de estudio.....	59
Figura 25. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de México y el norte de Centro América. Abreviaciones: CUI, Cuicateco; M, Mixteco; T, Tarahumara; Z, Zapoteco; TMVB, Faja Volcánica Transmexicana. Tomado de (Sedlock et. al. 1993).....	60
Figura 26. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-6 (Carbonatita) ..	62
Figura 27. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-4 (Pegmatita).....	63
Figura 28. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-2 (Gneis sienítico)	64
Figura 29. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-12 (Gneis sienítico)	65
Figura 30. Diagrama Spider REE C1 Normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995)	67
Figura 31. Afloramiento de paragneis, carbonatita y pegmatita, disposición lit par lit.	69
Figura 32. Vista panorámica del afloramiento Puente Barranca Cruz de Piedra-La Carbonera-Nochixtlán. Nótese en tonos claros la exposición de intrusiones de carbonatita emplazadas en la secuencia de paragneis pelítico (tonos ocre).....	70
Figura 33. Forma de emplazamiento de las rocas carbonatíticas del Complejo Oaxaqueño. A. Relación de cross-cutting con relación a la secuencia de paragneis; B. Xenolitos de diabasa asimilados en la carbonatita. C. Emplazamiento en forma de sill dentro de la secuencia de paragneis. Localidad La Carbonera.	71

Figura 34. Cuerpos carbonatíticos masivos emplazados en la secuencia de paragneis, afloramientos sobre la carretera federal de cuota 135. Localidad La Carbonera.	72
Figura 35. Macroindicador cinemático (falla lateral izquierda) desarrollado en el cuerpo carbonatítico, emplazado en la secuencia de paragneis.	72
Figura 36. Unidad de carbonatita, color blanquecino característico, se aprecia predominio de calcita.	73
Figura 37. Mapa geológico regional del área de, San Jerónimo Sosola.....	74
Anexo 1. Resultados de análisis geoquímicos realizados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM)	80
Anexo 2. Análisis petrográfico de muestras adicionales.....	83

Índice de Tablas

Tabla 1. Relación de muestras colectadas	21
Tabla 2. Elementos de Tierras Raras encontrados en la naturaleza, modificado de (Van Gosen et al., 2017)	26
Tabla 3. Aplicaciones de las REE de acuerdo al área de especialización, modificado de (Balaram,V., 2019)	29
Tabla 4. Aplicaciones de las REE por elemento, modificado de (Toache-Pérez, 2022)	30
Tabla 5. Nombres y fórmulas químicas de algunos minerales importantes que contienen REE, asociados con depósitos de Tierras Raras, tomado de (Van Gosen et al., 2017)	39
Tabla 6. Resultados geoquímicos por Elementos de Tierras Raras Ligeras (LREE)	66
Tabla 7. Resultados geoquímicos por Elementos de Tierras Raras Pesadas (HREE)	66

Resumen

El Complejo Oaxaqueño representa un *melange* de unidades litológicas proterozoicas metamorfizadas en facies de granulita, ampliamente expuesto en la porción central y sur del Estado de Oaxaca; no obstante, la porción central es la más y mejor estudiada desde el punto de vista de su evolución petrotectónica.

A la fecha, pocos estudios se han llevado a cabo con relación a su importancia económica, destacando aquellos relacionados a la exploración por uranio y grafito en las décadas de los años 1960's y 1970's por extintas instituciones como el Consejo de Recursos Naturales No Renovables (CRNNR) y posteriormente por el Consejo de Recursos Minerales (CRM), antecesores del hoy Servicio Geológico Mexicano (SGM).

La creciente demanda de minerales-mena de Tierras Raras (REE) por parte de la industria aeronáutica, nuclear y de tecnología, entre otras, hacen necesaria la exploración por dichos *commodities* en aquellas regiones cratónicas donde se encuentren expuestas litologías afines a aquellas contenedoras de dichos elementos.

China es la nación con el mayor número de reservas de REE en el mundo, lo que le ha permitido establecer un cierto monopolio respecto al mercado de las REE a nivel mundial; no obstante, existe un gran potencial en aquellas regiones cratónicas como las localizadas en Canadá, Brasil, Australia, por citar los de mayor relevancia, y para el caso de México, en los complejos metamórficos proterozoicos como los expuestos en la región de San Jerónimo Sosola, Estado de Oaxaca.

Las principales rocas huésped de REE corresponden a aquellas de afinidad alcalina o hiperalcalina, especialmente aquellas de tipo carbonatítico relacionadas a sistemas tipo rift.

De las ocho unidades petrotectónicas del Complejo Metamórfico Oaxaqueño, reconocidas en la región de estudio, por lo menos tres de ellas, una vez practicados los análisis geoquímicos correspondientes, arrojan contenidos de REE, principalmente las de afinidad carbonatítica.

Los elementos de REE más destacados localizados en las unidades de roca muestreadas corresponden, básicamente, al grupo de las LREE (Tierras Raras Ligeras), mostrando los mayores contenidos en Ce (Cerio), La (Lantano) y Nd (Neodimio) y en menor proporción valores en HREE (Tierras Raras Pesadas).

El trabajo cartográfico y el muestreo realizado permiten vislumbrar cierto potencial para localizar un depósito de REE en la región, con la posibilidad de convertirse en yacimiento económico una vez que haya mayor exploración, trabajo detallado de campo y un muestreo intenso y sistemático, lo cual aminoraría, en cierta medida en el mediano y largo plazo, la dependencia de México a seguir importando este tipo de minerales estratégicos que la industria actual requiere.

Abstract

The Oaxacan Complex represent a *melange* of different lithological units of Proterozoic age, metamorphosed in granulitic facies wide spread on the southern and central portion of Oaxaca State; however the central portion is the most and better studied from the point of view of its petrotectonic evolution.

To date, very few studies related with the economic importance has been carried out, with some remarkable exceptions, like those related with Uranium and graphite exploration carried out, on the decades of 1960's and 1970's, by the (CRNNR) and de (CRM) predecessor institutions of the current Mexican Geological Survey (SGM).

The upcoming and increasing demand of REE ore from different industries like aeronautics, nuclear and technology requires much more exploration for those commodities on those cratonic regions with the favorable lithologies to host REE can be outcropping.

China is the largest nation within more reserves of REE all over the world, situation that allowed the country to establish certain monopoly on the REE global market; nevertheless, there is a great potential oh those cratonic regions located in Canada, Brasil, Australia and somo other parts of the world. For Mexico, there is some potential on the proterozoic metamorphic complex exposed on the San Jeronimo Sosola area, in Oaxaca state.

The main hosted rocks within REE ores are those of alkalne or peralkaline composition, especially carbonatites related with rifting process.

Three of the eight petrotectonic units of the Oaxacan Metamorphic Complex, exposed on the studied area, show some contents of REE, mainly the carbonatite unit intimately related with the pegmatite outcrops.

The most remarkable REE located on the different lithological units that were sampled belongs, basically, to the light REE (LREE) showing major contents on Cerium (Ce), Lanthanum (La) and Neodymium (Nd) and in low proportion some values on Heavy REE (HREE).

Chartography and sampling done allows to visualize some potential to locate a REE concentrations on the studied area, with the possibility to become in one important REE ore deposit, if there is more exploration, more field work and a very intense and systematic sampling program, situation that could locate Mexico as producer of those commodities instead of keep importing strategic minerals required by the current industry.

I. Objetivos

Objetivo general

Caracterizar las unidades de roca de afinidad alcalina e hiperalcalina reconocidas dentro del basamento del Complejo Oaxaqueño a través de cartografía, muestreo sistemático, análisis geoquímico y petrológico para determinar su contenido en Tierras Raras y evaluar su posible potencial económico.

Objetivos específicos

- I. Contribuir al conocimiento geológico del basamento del Complejo Oaxaqueño para su evaluación y potencial económico.
- II. Caracterizar petrológicamente de las unidades de roca de afinidad alcalina e hiperalcalina mediante la elaboración y análisis de láminas delgadas a través del microscopio petrológico y mineragráfico.
- III. Elaborar cartografía geológica de detalle para el diseño del plan de muestreo y reconocimiento de unidades de roca.
- IV. Realizar muestreo sistemático de las unidades de roca de afinidad magmática alcalina e hiperalcalina mediante geoquímica de elementos traza.
- V. Determinar la viabilidad económica de aquellas muestras que arrojen contenidos de Elementos de Tierras Raras.
- VI. Proponer un programa de exploración evaluativa de aquellas zonas que arrojen contenidos en Elementos de Tierras Raras.

II. Justificación

El incremento de las nuevas tecnologías, derivado del mundo en desarrollo constante que se vive, requiere de ciertos minerales estratégicos tales como las Tierras Raras (REE) por sus siglas en inglés, objeto del presente estudio.

Actualmente un gran porcentaje de estos elementos se importan de China, que ha controlado el mercado para beneficio de su propia nación, sabiendo la gran demanda que existe, haciendo que el precio de estos sea sumamente costoso, aunado a que su ocurrencia en el planeta es bastante restringida, abriendo la posibilidad de exploración en nuevos sitios.

La mayoría de los depósitos que contienen estos elementos se localizan dentro de unidades cratónicas estables; estos elementos se asocian a rocas ígneas y ocasionalmente metamórficas de alto grado derivadas de protolitos ígneos, relacionadas a aquellas de afinidad alcalina e hiperalcalina.

México es deficitario en la producción de Elementos de Tierras Raras (REE) y otros minerales estratégicos, sin embargo, existen localidades con cierto potencial geológico para albergar concentraciones de estos elementos con posibilidad a ser evaluados, siempre y cuando los muestreos correspondientes arrojen presencia y valores económicos en las potenciales rocas contenedoras. Por lo tanto, las posibilidades de encontrar zonas con dicho potencial geológico para albergar concentraciones de REE queda restringida a aquellas localidades donde quedan expuestas rocas de basamento Proterozoico, como es el caso de Oaxaca, Sonora, Chihuahua, Tamaulipas, e Hidalgo.

El presente trabajo está enfocado a la cartografía detallada de rocas Precámbricas de la región de San Jerónimo Sosola, Estado de Oaxaca, en donde han sido reconocidas tres de las ocho unidades petrotectónicas del Complejo Oaxaqueño, las cuales se encuentran en el espectro de litologías favorables para albergar Elementos de Tierras Raras.

III. Metodología

El desarrollo metodológico del presente trabajo se llevó a cabo en tres etapas que se describen a continuación.

Trabajo de gabinete

Se realizó la recopilación de información bibliográfica para dar sustento a la parte teórica del presente trabajo, así como la redacción de la misma, y la interpretación de los resultados de los análisis geoquímicos y petrográficos que son discutidos en su apartado correspondiente.

La fase de integración cartográfica consistió en realizar fotointerpretación de pares de imágenes satelitales extraídas del navegador *Google Earth Pro*, analizadas a través de un estereoscopio de espejos, que permitió tener una vista completa de toda el área de estudio y de esta forma delimitar las unidades geológicas principales, así como las estructuras que se localizan en el área de estudio.

Posteriormente la colecta de localización de afloramientos se realizó con un dispositivo GPS *Garmin e-Trex 10* y la integración de la base de datos se llevó a cabo a través de la interfase del software de descarga libre BaseCamp, de Garmin a Excel en formato cvs para la elaboración de perfiles geológico-estructurales con la información obtenida en la fase de trabajo de campo, y finalmente la integración realizada en el software ArcGIS v. 10.8 obteniendo el mapa geológico final, para ser editado posteriormente en el software Adobe Illustrator 2020.

Trabajo de campo

En esta etapa de trabajo se llevaron a cabo cuatro jornadas de campo a la zona de estudio para realizar los levantamientos cartográficos y de muestreo de las unidades de roca con potencial de contener REE; asimismo la realización de la cartografía detallada mediante secciones geológico-estructurales con el propósito de coleccionar datos y delimitar unidades para un mayor detalle en la integración cartográfica final.

Se realizó la campaña de muestreo superficial en aquellas unidades de roca de interés para el desarrollo de este trabajo siguiendo protocolos de aseguramiento y control de calidad QA/QC, por sus siglas en inglés, dichos protocolos son una metodología aplicada en distintos rubros de la exploración minera con la finalidad de garantizar una confiabilidad en el muestreo y cálculo de reservas minerales.

Se recolectaron 15 muestras de roca (Tabla 1), las cuales se describieron teniendo en cuenta la textura, mineralogía y estructuras, así como su localización tomada con GPS *Garmin e-Trex 10*, de las cuales seis fueron seleccionadas para análisis geoquímico y nueve para análisis petrográfico.

Tabla 1. Relación de muestras colectadas

Clave	Uso	Litología	Localización
TL-1	Análisis geoquímico	Gneis sienítico	Carretera libre 190
TL-2	Análisis petrográfico	Gneis sienítico	Carretera libre 190
TL-3	Análisis geoquímico	Pegmatita	Carretera libre 190
TL-4	Análisis petrográfico	Pegmatita	Carretera libre 190
TL-5	Análisis geoquímico	Carbonatita	Carretera libre 190
TL-6	Análisis petrográfico	Carbonatita	Carretera libre 190
TL-8	Análisis geoquímico	Carbonatita	Carretera Fed. 135
TL-12	Análisis petrográfico	Gneis sienítico	Carretera libre 190
TL-13	Análisis geoquímico	Carbonatita	Carretera Fed. 135
TL-14	Análisis geoquímico	Carbonatita	Carretera libre 190
4769-CO-1	Análisis petrográfico	Charnockita	Carretera libre 190
CO-08	Análisis petrográfico	Ortogneis bandeado	Carretera libre 190
CO-10	Análisis petrográfico	Migmatita	Carretera libre 190
TL-10	Análisis petrográfico	Migmatita	Carretera libre 190
4770-CO-2	Análisis petrográfico	Anortosita	Carretera libre 190

Trabajo de laboratorio

Esta etapa consistió en la preparación de las muestras para los análisis geoquímicos y petrográficos, con el fin de determinar sus características texturales, mineralógicas, alteración y paragénesis, así como los valores o contenidos de Tierras Raras (REE).

Análisis Petrológico

Las muestras seleccionadas para este análisis se mandaron a laminar al laboratorio de Petroanálisis, SA de CV en la Ciudad de México, para su preparación que consistió en el corte y pulido de las rocas, para ser colocadas sobre un portaobjetos para así obtener una lámina de aproximadamente 30 μm de espesor que posteriormente fueron analizadas con luz diascópica, (transmitida y polarizada) en un microscopio petrológico-mineragráfico marca Iroscope modelo MG-323P en el laboratorio de la empresa Geoconsulting Ingenieros, S.C., (Figura 1) para la determinación de la mineralogía esencial presente en las muestras, así como la obtención de imágenes de alta resolución mediante una cámara especial de 16 megapíxeles montada en el microscopio petrográfico, analizadas con ayuda del software ToupView, compatible con plataforma windows 7 y posteriores.

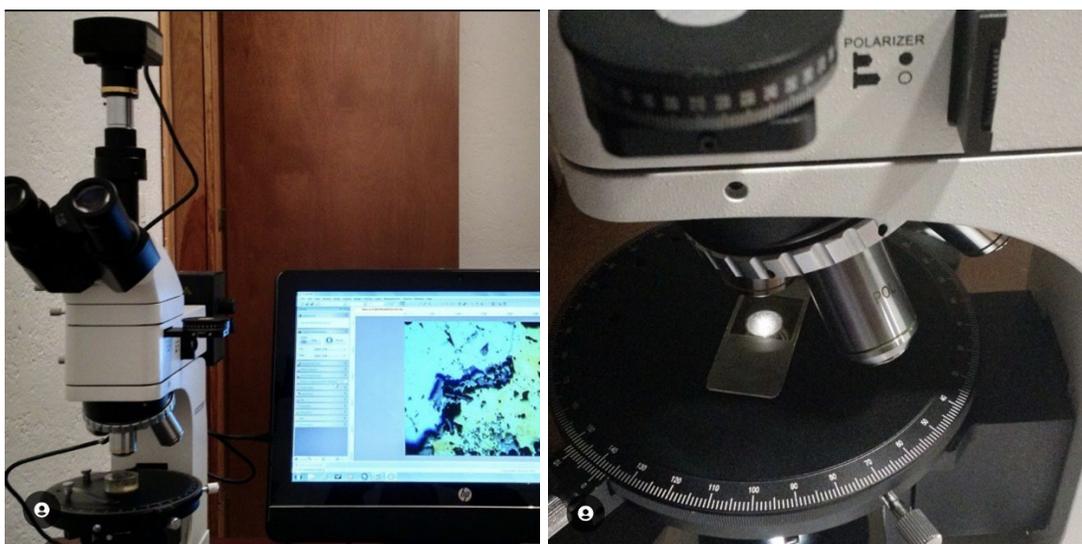


Figura 1. Microscopio petrográfico-mineragráfico utilizado

Análisis Geoquímico

La mayoría de las muestras requieren de algún tipo de preparación física antes del análisis químico, esto con el objetivo de obtener a partir de una muestra original una submuestra representativa, homogénea y con las condiciones necesarias de tamaño de partícula, para la realización de análisis químicos mediante técnicas instrumentales y métodos clásicos de análisis.

La preparación física de muestras de roca consiste en una fase de secado inicial, donde las muestras mojadas deben secarse hasta eliminar la humedad, pasando por un tiempo de secado vía estufa, posteriormente se pasan a la fase de trituración y molienda para obtener el mayor grado posible de homogeneización, siguiendo la fase de tamizado con la finalidad de asegurar un tamaño de partícula específica de acuerdo con el análisis químico a efectuar; previo al análisis de laboratorio, el pulverizado debe secarse en promedio a 105°C por dos horas. (ASGMI, 2022)

La técnica empleada para el análisis geoquímico de las muestras previamente seleccionadas fue la Espectroscopia de Masa con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), realizado en el centro experimental Oaxaca del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Los resultados del análisis geoquímico, fueron ploteados en un diagrama tipo Spider para normalización a condrita con la ayuda del Software ioGAS v.8.1

Previo a realizar el análisis geoquímico mediante ICP-MS se requiere de técnicas de descomposición de las muestras, para el caso de particular de análisis geoquímico de Tierras Raras, el centro experimental del SGM, lo realiza por medio de la digestión por cuatro ácidos (tetra-ácida) que corresponde a una mezcla de ácido fluorhídrico, ácido perclórico, ácido nítrico y ácido clorhídrico (HF-HClO₄-HNO₃-HCl).

Esta técnica de digestión es referida como un método de extracción total, ya que disuelve cuantitativamente casi todos los minerales en la mayoría de materiales geológicos, sin embargo, minerales refractarios como los óxidos de Tierras Raras no se extraen cuantitativamente.

Finalmente, la Espectroscopía de Masa con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS) es una técnica analítica cuantitativa multielemental, teniendo como ventaja los bajos límites de detección, varios órdenes de magnitud por debajo de la concentración promedio en la corteza para los elementos que analiza.

La muestra en estado líquido, es transportada por medio de una bomba hacia el sistema nebulizador donde es transformada en aerosol gracias a la acción del gas Argón (Ar), dicho aerosol es conducido a la zona de ionización que consiste en un plasma generado al someter un flujo de Ar a la acción de un campo magnético oscilante inducido por una corriente de alta frecuencia; en el interior de plasma se pueden llegar a alcanzar temperaturas de hasta 8000°K, en estas condiciones, los átomos presentes en la muestra son ionizados, los iones pasan al interior del filtro a través de una interface de vacío y ahí son separados según su relación carga/masa, cada una de las masas, llegan al detector donde se evalúa su abundancia en la muestra. (Universidad de Burgos, 2022)

IV. Estado del arte de los depósitos de Tierras Raras

Elementos de Tierras Raras

Los Elementos de Tierras Raras (REE), por sus siglas en inglés, son un grupo de 17 elementos químicos que incluyen a la serie de los lantánidos, más los elementos Escandio (Sc) e Itrio (Y), tal como lo define la Unión Internacional de Química Pura y Aplicada IUPAC (Figura 2). El escandio e itrio se consideran como Tierras Raras ya que tienden a ocurrir en los mismos depósitos de minerales que el grupo de los lantánidos y exhiben propiedades químicas y físicas similares. (Balaram, V., 2019). Asimismo, son considerados como elementos o componentes críticos debido a su protagonismo en la producción de tecnologías que impulsan el mundo moderno. (Toache-Pérez et al., 2022).

Key:
 atomic number
 name
 symbol
 atomic weight

1 H hydrogen 1.008 ± 0.0002	2 He helium 4.0026 ± 0.0001	3 Li lithium 6.94 ± 0.06	4 Be beryllium 9.012 ± 0.0001	5 B boron 10.81 ± 0.02	6 C carbon 12.011 ± 0.002	7 N nitrogen 14.007 ± 0.001	8 O oxygen 15.999 ± 0.001	9 F fluorine 18.998 ± 0.001	10 Ne neon 20.180 ± 0.001	11 Na sodium 22.990 ± 0.001	12 Mg magnesium 24.305 ± 0.002	13 Al aluminum 26.982 ± 0.001	14 Si silicon 28.086 ± 0.001	15 P phosphorus 30.974 ± 0.002	16 S sulfur 32.06 ± 0.02	17 Cl chlorine 35.45 ± 0.01	18 Ar argon 39.95 ± 0.05	19 K potassium 39.098 ± 0.001	20 Ca calcium 40.078 ± 0.004	21 Sc scandium 44.956 ± 0.001	22 Ti titanium 47.867 ± 0.001	23 V vanadium 50.942 ± 0.001	24 Cr chromium 51.996 ± 0.001	25 Mn manganese 54.938 ± 0.001	26 Fe iron 55.845 ± 0.002	27 Co cobalt 58.933 ± 0.001	28 Ni nickel 58.693 ± 0.001	29 Cu copper 63.546 ± 0.003	30 Zn zinc 65.38 ± 0.002	31 Ga gallium 69.723 ± 0.001	32 Ge germanium 72.630 ± 0.006	33 As arsenic 74.922 ± 0.001	34 Se selenium 78.971 ± 0.006	35 Br bromine 79.904 ± 0.003	36 Kr krypton 83.798 ± 0.002	37 Rb rubidium 85.468 ± 0.001	38 Sr strontium 87.62 ± 0.01	39 Y yttrium 88.906 ± 0.001	40 Zr zirconium 91.224 ± 0.002	41 Nb niobium 92.906 ± 0.001	42 Mo molybdenum 95.94 ± 0.01	43 Tc technetium [97]	44 Ru ruthenium 101.07 ± 0.02	45 Rh rhodium 102.91 ± 0.01	46 Pd palladium 106.42 ± 0.01	47 Ag silver 107.87 ± 0.01	48 Cd cadmium 112.41 ± 0.01	49 In indium 114.82 ± 0.01	50 Sn tin 118.71 ± 0.01	51 Sb antimony 121.76 ± 0.01	52 Te tellurium 127.60 ± 0.03	53 I iodine 126.90 ± 0.01	54 Xe xenon 131.29 ± 0.01	55 Cs caesium 132.91 ± 0.01	56 Ba barium 137.33 ± 0.01	57-71 lanthanoids	72 Hf hafnium 178.49 ± 0.01	73 Ta tantalum 180.95 ± 0.01	74 W tungsten 183.84 ± 0.01	75 Re rhenium 186.21 ± 0.01	76 Os osmium 190.23 ± 0.03	77 Ir iridium 192.22 ± 0.01	78 Pt platinum 195.08 ± 0.02	79 Au gold 196.97 ± 0.01	80 Hg mercury 200.59 ± 0.01	81 Tl thallium 204.38 ± 0.01	82 Pb lead 207.2 ± 0.01	83 Bi bismuth 208.98 ± 0.01	84 Po polonium [209]	85 At astatine [210]	86 Rn radon [222]	87 Fr francium [223]	88 Ra radium [226]	89-103 actinoids	104 Rf rutherfordium [261]	105 Db dubnium [262]	106 Sg seaborgium [263]	107 Bh bohrium [264]	108 Hs hassium [265]	109 Mt meitnerium [266]	110 Ds darmstadtium [267]	111 Rg roentgenium [268]	112 Cn copernicium [269]	113 Nh nihonium [270]	114 Fl flerovium [271]	115 Mc moscovium [272]	116 Lv livermorium [273]	117 Ts tennessine [274]	118 Og oganesson [276]
57 La lanthanum 138.91 ± 0.01	58 Ce cerium 140.12 ± 0.01	59 Pr praseodymium 140.91 ± 0.01	60 Nd neodymium 144.24 ± 0.01	61 Pm promethium [145]	62 Sm samarium 150.36 ± 0.01	63 Eu europium 151.96 ± 0.01	64 Gd gadolinium 157.25 ± 0.01	65 Tb terbium 158.93 ± 0.01	66 Dy dysprosium 162.50 ± 0.01	67 Ho holmium 164.93 ± 0.01	68 Er erbium 167.26 ± 0.01	69 Tm thulium 168.93 ± 0.01	70 Yb ytterbium 173.05 ± 0.01	71 Lu lutetium 174.97 ± 0.01																																																																											
89 Ac actinium [227]	90 Th thorium 232.04 ± 0.01	91 Pa protactinium 231.04 ± 0.01	92 U uranium 238.03 ± 0.01	93 Np neptunium [237]	94 Pu plutonium [244]	95 Am americium [243]	96 Cm curium [247]	97 Bk berkelium [247]	98 Cf californium [251]	99 Es einsteinium [252]	100 Fm fermium [257]	101 Md mendelevium [258]	102 No nobelium [259]	103 Lr lawrencium [262]																																																																											

Figura 2. Elementos de Tierras Raras definidos por la IUPAC, como el grupo de los lantánidos (La-Lu) más los elementos Escandio (Sc) e Itrio (Y) señalados con el recuadro rojo. (Tabla periódica de los elementos modificada de IUPAC, 2022)

Los Elementos de Tierras Raras se dividen comúnmente en dos grupos de acuerdo a su peso atómico: a) los Elementos de Tierras Raras Ligeros (LREE) que incluyen desde el Lantano (La) hasta el Gadolinio (Gd) y b) los Elementos de Tierras Raras Pesados (HREE) que incluyen a partir del Terbio (Tb) al Lutecio (Lu) (Tabla 2).

Las propiedades físicas y químicas de este grupo de elementos están definidas por su estructura atómica, esto debido a que los REE se encuentran comúnmente juntos en la corteza terrestre y comparten una carga trivalente y radios iónicos similares a excepción del Cerio (Ce^{4+}) y el Europio (Eu^{2+}). (Van Gosen, et al., 2017)

Sus propiedades químicas dependen no sólo de su estructura atómica, sino también de su tamaño. Inusualmente, el tamaño atómico de los lantánidos disminuye al aumentar el número atómico (Figura 3), y esto da como resultado que LREE y HREE ocurran en diferentes minerales. (The Geological Society of London, 2011)

Tabla 2. Elementos de Tierras Raras encontrados en la naturaleza, modificado de (Van Gosen, et al., 2017)

Elemento	Símbolo	Número Atómico	Peso Atómico	Abundancia en la corteza (ppm)
Tierras Raras Ligeras (LREE)				
Lantano	La	57	138.91	39
Cerio	Ce	58	140.12	66.5
Praseodimio	Pr	59	140.91	9.2
Neodimio	Nd	60	144.24	41.5
Samario	Sm	62	150.36	7.05
Europio	Eu	63	151.96	2
Gadolinio	Gd	64	157.25	6.2
Tierras Raras Pesadas (HREE)				
Itrio	Y	39	88.91	33
Terbio	Tb	65	158.92	1.2
Disproσιο	Dy	66	162.5	5.2
Holmio	Ho	67	164.93	1.3
Erbio	Er	68	167.26	3.5
Tulio	Tm	69	168.93	0.52
Iterbio	Yb	70	173.04	3.2
Lutecio	Lu	71	174.97	0.8
*Escandio	Sc	21	44.95	22

*Prometio (Pm, con número atómico 61) no se incluye en la lista debido a que su ocurrencia es extremadamente rara en la naturaleza.

Una característica de este grupo de elementos es que su abundancia disminuye al aumentar el número atómico; De acuerdo con la regla Oddo-Harkins, los elementos con número atómico par son más abundantes que los elementos con número atómico impar, por lo tanto, el Cerio (Ce) es el elemento dominante en las Tierras Raras Ligeras, mientras que el Itrio (Y) es el elemento dominante en las Tierras Raras Pesadas. (Voncken, 2016) (Figura 3).

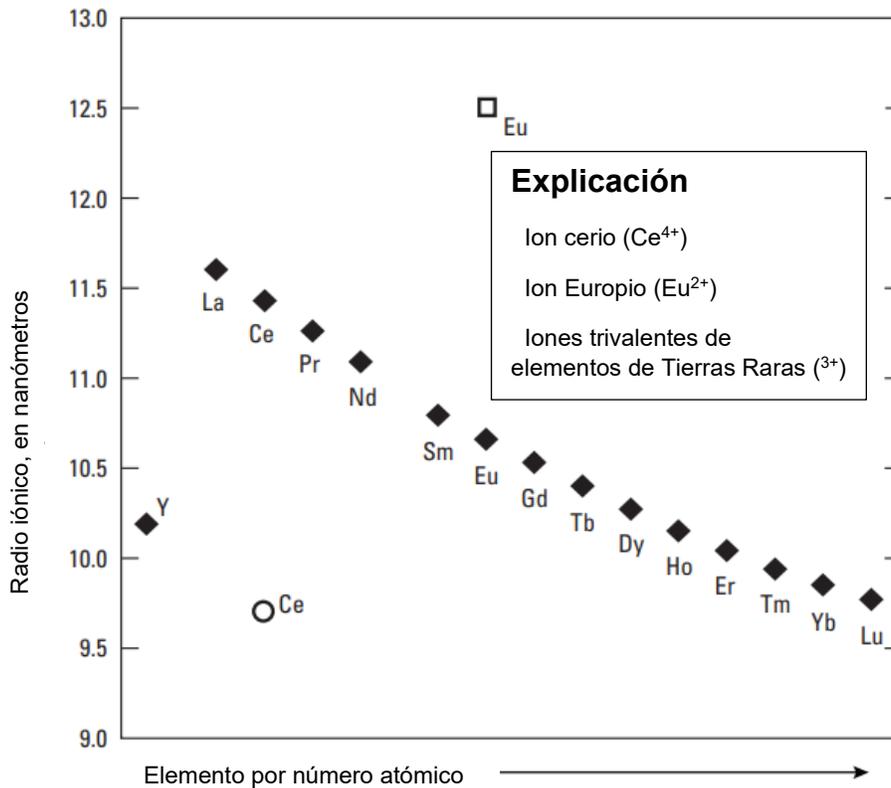


Figura 3. Gráfico que muestra el radio atómico en nanómetros de los iones trivalentes (3+) de los elementos de Tierras Raras, así como el Cerio en su estado de valencia 4+ y Europio en estado de valencia 2+. El gráfico ilustra el decrecimiento sistemático del radio de los iones trivalentes en comparación con el incremento de su número atómico. Modificado de (Van Gosen, et al., 2017).

Asimismo, poseen una propiedad química única llamada “**Contracción de Lantánidos**” que consiste en que, con cada aumento del número atómico en todo el grupo, se añade un electrón a una subcapa interna incompleta en lugar de un nivel externo.

Esta propiedad de llenar selectivamente los niveles internos da como resultado una disminución progresiva del radio iónico de los lantánidos trivalentes. La disminución sistemática de los radios iónicos en todo el grupo tiene consecuencias importantes tales como:

A) Afecta en gran medida el fraccionamiento de REE, lo que permite su separación individual en entornos geológicos y en el procesamiento de minerales.

B) Conduce a las propiedades físicas y químicas inusuales y útiles como sus propiedades magnéticas y ópticas (Van Gosen, et al., 2017)

Usos y aplicaciones de los Elementos de Tierras Raras

Si bien muchas propiedades importantes son compartidas por todos los REE, otras son específicas de elementos particulares. Debido a sus similitudes químicas, se encuentran juntos en minerales y rocas; sin embargo, los numerosos usos prácticos de los REE a menudo dependen de propiedades físicas (eléctricas, magnéticas, espectroscópicas y térmicas) que son específicas de elementos particulares, por lo que debe superarse el desafío de separarlos.

Los Elementos de Tierras Raras se utilizan en una variedad de aplicaciones industriales y tecnológicas con el fin de aprovechar sus propiedades físicas y químicas. (Tabla 3 y Tabla 4). En las últimas décadas se ha producido una explosión en las aplicaciones de REE y sus aleaciones en diversos dispositivos tecnológicos. Dado que son extremadamente importantes en todos los dispositivos de alta tecnología, se pueden considerar elementos críticos de la industria moderna (Balaram, V., 2019).

Los Elementos de Tierras Raras son utilizados en un amplio rango de aplicaciones que van desde los vehículos eléctricos, baterías recargables, turbinas eólicas, diodos de emisión de luz, paneles de pantallas, hasta tecnología médica y militar, lo que ha generado un aumento exponencial en la demanda de dichos elementos. (Toache-Pérez et al., 2022).

Tabla 3. Aplicaciones de las REE de acuerdo al área de especialización, modificado de (Balaram, V., 2019)

Área	Aplicación
Electrónicos	Pantallas de televisión, computadoras, teléfonos celulares, chips de (Si), monitores, baterías recargables de larga duración, lentes de cámaras, LEDs, lámparas fluorescentes compactas, escáners de equipaje, sistemas de propulsión marina.
Manufactura	Imanes de alta resistencia, aleaciones metálicas, medidores de tensión, pigmentos cerámicos, colorantes en cristalería, agentes oxidantes químicos, polvos para pulir, creación de plásticos como aditivos para fortalecer otros metales, convertidores catalíticos para automóviles
Ciencias médicas	Máquinas de rayos X portátiles, tubos de rayos X, agentes de contraste para imágenes de resonancia magnética (MRI), aplicaciones de tratamiento contra el cáncer por medicina nuclear, pruebas de detección genética, láser médico y dental.
Tecnología	Láser, vidrio óptico, fibra óptica, dispositivos de detección de radar, barras de combustible nuclear, lámparas de vapor de mercurio, vidrio altamente reflectante, memorias de computadora, baterías nucleares, superconductores de alta temperatura.
Energía renovable	Automóviles híbridos, turbinas eólicas, baterías recargables de próxima generación, catalizadores de biocombustibles.

Tabla 4. Aplicaciones de las REE por elemento, modificado de (Toache-Pérez, 2022)

Elemento	Aplicación
La	Sensores, catálisis, biocatálisis, memorias no voltaicas, aislantes, fotoluminiscencia
Ce	Catálisis, aplicaciones químicas, fotocatálisis, sensores biológicos, colorantes, vidrios dopados
Pr	Imanes, iluminación, óptica, optoelectrónica
Nd	Imanes, cerámicos, baterías, catálisis, aditivos en vidrios, pulidos
Pm	Optoelectrónica, baterías nucleares
Sm	Sensores, imanes permanentes, láseres ópticos, catálisis
Eu	Lámparas fluorescentes, monitores, televisiones
Gd	Baterías móviles, combustibles, nucleares, electrónica, industria médica
Tb	Sistemas ópticos, láseres, fibras ópticas, imágenes médicas, tubos de rayos catódicos, pantallas de cristal
Dy	Manufactura de imanes permanentes de Nd-Fe-B
Ho	Aplicaciones médicas, fibras láser, refrigeración magnética
Er	Energía nuclear, fibra óptica y colorantes de vidrio
Tm	Rayos X y láseres
Yb	Optoelectrónica, aplicaciones médicas y foto-catalíticas
Lu	Medicina nuclear (cáncer), fibra óptica
Sc	Aleaciones de Al, iluminación y cerámicas, aplicaciones en pilas de combustibles
Y	Energía renovable, lámparas fluorescentes, paneles de pantallas de plasma, lentes ópticos y baterías, láseres

Las características de este grupo de elementos han hecho muy complicado poder sustituirlos con otros elementos en las aplicaciones tecnológicas más recientes y novedosas, por lo que el suministro de REE se ve comprometido por su disponibilidad, dificultad de extracción, separación y actual monopolio de China.

Recursos y suministro a nivel mundial

La importancia comercial de los REE no se comprendió plenamente sino hasta el siglo XX por lo que su producción global cobró un rápido impulso después de mediados de los años 60. La evolución tardía de los REE respecto a otros metales se atribuye a la dificultad de aislar dichos metales con estructuras atómicas y propiedades químicas similares, además de técnicas analíticas de separación que fueron fundamentales para la identificación precisa de los REE, las cuales no se desarrollaron hasta después de la década de 1950.

Existen cuatro períodos importantes de producción global: un periodo con depósitos de placer de monacita que comenzó a finales del siglo XIX hasta mediados de los años 1960; el periodo de Mountain Pass (Estados Unidos), que comenzó en 1965 y finalizó alrededor de 1984; un periodo de transición de contribuciones mixtas de China, Estados Unidos y otros países de 1984 a 1991; y el periodo Bayan Obo (China) que comenzó en 1991 y que continúa aumentando la producción hasta la actualidad (Figura 4). Actualmente, China domina la escena global de REE, representando alrededor del 95%. (Subhash et al., 2014)

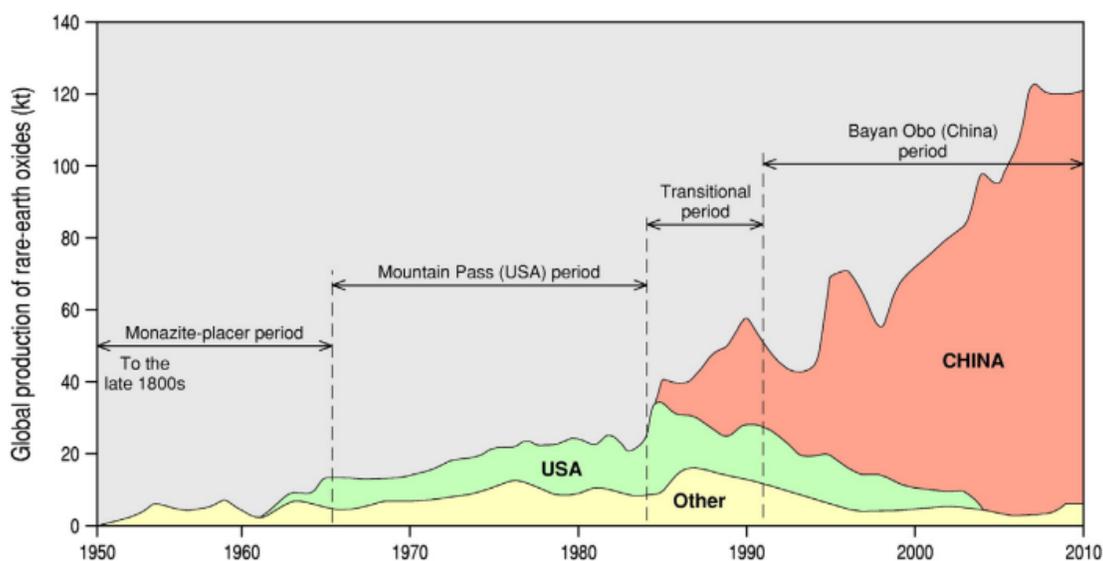


Figura 4. Producción global de óxidos de Tierras Raras desde 1950 hasta 2010, tomado de (Subhash et al., 2014)

Los principales mercados de exportación para los REE desde China son Japón, Estados Unidos y Francia. La oferta de REE a los consumidores fuera de China no está determinado por la capacidad de mina, sino por cuotas de producción y exportación fijadas por el gobierno.

Cuando China comenzó a restringir el suministro de REE mediante la imposición de cuotas, licencias e impuestos en 2010, aludió como razones principales los recursos limitados para las necesidades internas y las preocupaciones ambientales. Estas restricciones a los REE cambiaron la industria mundial de las Tierras Raras de varias maneras, incluso fomentando un mayor almacenamiento de REE; mayor exploración y desarrollo de depósitos fuera de China; y nuevos esfuerzos para conservar, reciclar y encontrar sustitutos para y entre los REE. Esto se evidencia por la nueva producción minera que comenzó en Australia en 2011 y en los Estados Unidos en 2012, y mediante exploración adicional y proyectos de desarrollo en muchos otros países.

De 2012 a 2015, Estados Unidos fue líder productor de minerales de Tierras Raras fuera de China. La exploración y desarrollo de proyectos en Estados Unidos continúa con una estimación de reservas de 1.8 millones de toneladas métricas.

Las reservas globales de REE se estimaron en 130 millones de toneladas métricas sobre la base de óxidos de tierras raras (REO) siendo liderados por China, Brasil, Australia e India (en orden decreciente de reservas).

Las preocupaciones por la disponibilidad de suministros de Tierras Raras han estimulado esfuerzos en reciclaje, sustitución y mejorando la eficiencia de los materiales. Estos esfuerzos están siendo liderados por los principales consumidores de REE (Van Gosen, et al., 2017).

Ocurrencia de los depósitos de Tierras Raras

La mayoría de los Elementos de Tierras Raras no son “raros” en términos de abundancia promedio en la corteza terrestre, sin embargo, los depósitos concentrados y económicos de REE son inusuales ya que se encuentran en tipos de rocas y minerales poco comunes y escasamente expuestos (Van Gosen, et al., 2017). La mayoría de los depósitos que contienen estos elementos se localizan dentro de unidades tectónicas estables tales como escudos, cratones y bloques cristalinos como una corteza continental muy evolucionada (Berger, 2009).

Los Elementos de Tierras Raras se encuentran principalmente en depósitos de carbonatita, se trata de rocas ígneas que comprenden más del 50% de minerales carbonatados, principalmente calcita, pero en algunos casos carbonatos que contienen magnesio o carbonatos que contienen hierro y que se cristalizan a altas temperaturas. Las carbonatitas casi siempre contienen REE, que constituyen alrededor de 3500 ppm de estas rocas, por lo que son el lugar más obvio para buscar estos elementos (The Geological Society of London, 2011)

Así mismo las rocas alcalinas intrusivas también contienen concentraciones elevadas de REE; Estos tipos de rocas tienden a estar asociados especialmente con carbonatitas. Las rocas hiperalcalinas son un subconjunto de rocas alcalinas definidas por $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / (\text{Al}_2\text{O}_3) > 1$, y comúnmente están enriquecidas en REE. (Verplanck y Van Gosen, 2011).

Los complejos ígneos alcalinos e hiperalcalinos albergan depósitos de Elementos de Tierras Raras, cuyas rocas hospedantes van desde sienita de nefelina y traquitas hasta granitos hiperalcalinos. Estos complejos generalmente ocurren en entornos tectónicos continentales dentro de placas asociados con rifts, fallas y magmatismo de *hot-spots*. La mineralización de REE se encuentra en complejos ígneos alcalinos emplazados en forma de sills en planos estratificados de protolitos sedimentarios, stocks graníticos y diques de etapas tardías. (Dostal, 2017)

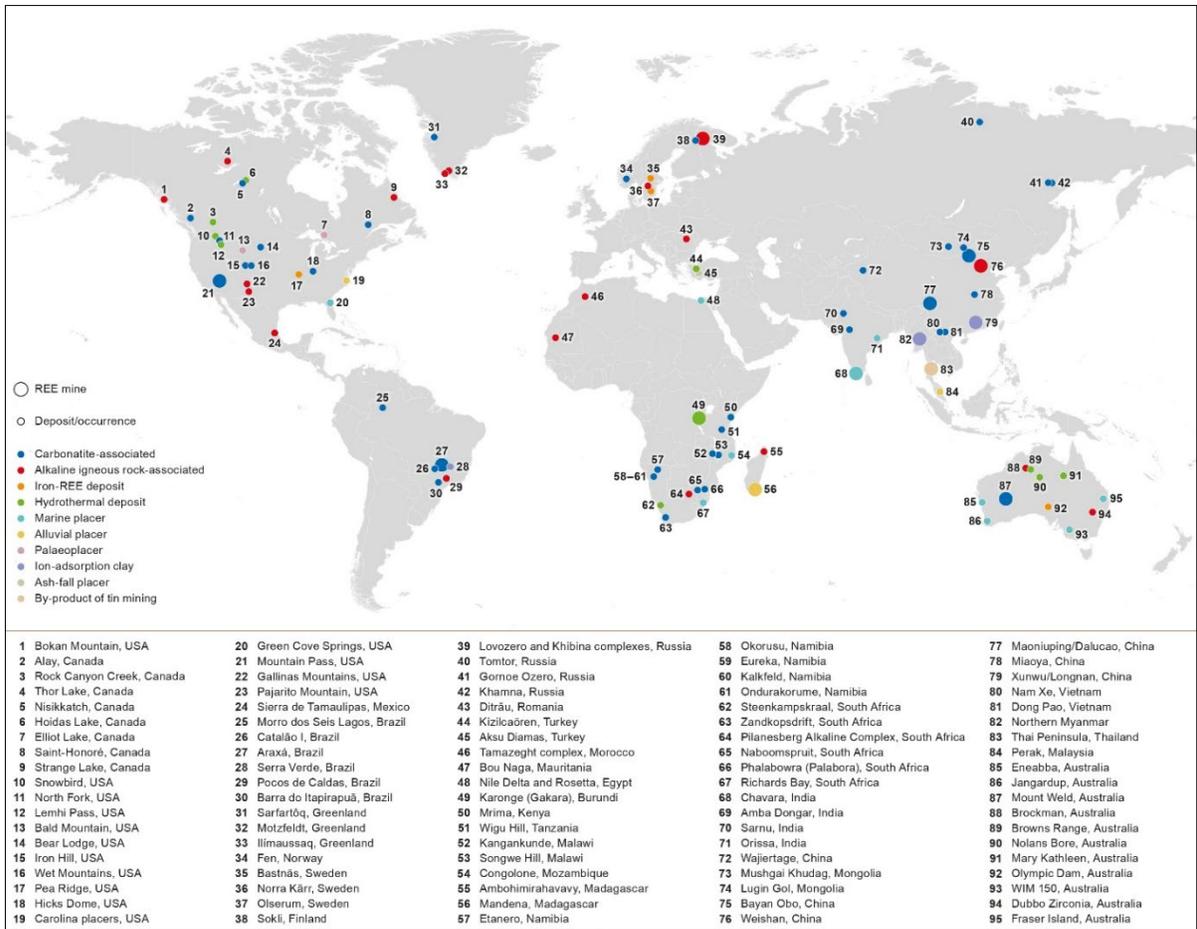


Figura 5. Distribución global de las minas, depósitos y zonas de ocurrencia de los Elementos de Tierras Raras, tomado de (Deady, E., 2021)

En la Figura 5 se muestra la distribución global de los depósitos, minas y zonas de ocurrencia de los Elementos de Tierras Raras, donde se puede observar una distribución global, destacando los depósitos de carbonatitas, así como los depósitos de rocas ígneas alcalinas e hiperalcalinas.

V. Modelo Conceptual

Los depósitos minerales de Tierras Raras se pueden encontrar en la naturaleza, como elementos accesorios constituyentes de las rocas que los contienen, sin embargo, no encajan en la mayoría de las estructuras minerales por lo que solo se pueden encontrar en muy pocos ambientes geológicos (Balaram, V., 2019).

De acuerdo con la premisa anterior, los depósitos de Tierras Raras económicos ocurren principalmente en los siguientes entornos geológicos y/o rocas asociadas.

- Depósitos de carbonatita
- Sistemas ígneos hiperalcalinos
- Cuerpos magmáticos de magnetita-hematita
- Depósitos tipo IOCG (Iron Oxide Copper Gold)
- Acumulaciones de xenotima-monacita en secuencias máficas de gneis
- Depósitos de arcilla de absorción de iones
- Depósitos de placer que contienen monacita-xenotima

Los patrones de rocas ígneas están controlados por las concentraciones de REE en las rocas fuente de las que se derivan y el equilibrio cristal-fusión durante su evolución. El mineral promedio/Los coeficientes de partición en fusión de REE proporcionan una guía para comprender el comportamiento de este grupo de elementos en masas fundidas. Estos coeficientes dependen de los radios iónicos. y la carga de los REE, temperatura, presión, fugacidad del oxígeno y composición del sistema.

Las rocas félsicas muestran un enriquecimiento significativo en REE en comparación con las rocas máficas. Los fundidos de carbonatita representan un enriquecimiento extremo en REE y algunos hidrotermales ortomagmáticos y magmáticos, sin embargo, los depósitos de REE están genéticamente asociados con la carbonatita (Subhash et al., 2014)

Depósitos de carbonatita

Gran parte de los depósitos de Tierras Raras en el mundo están asociados con carbonatitas, que de acuerdo con el sistema de clasificación del International Union of Geological Science (IUGS) son rocas ígneas derivadas de magmas ricos en carbonatos; este tipo de rocas se definen con más del 50% modal de minerales de carbonato primario generalmente calcita y dolomita y menos del 20% en peso de SiO_2 (Mitchell, 2005).

De acuerdo con (Vladykin y Pirajno, 2021) este tipo de roca han sido un problema para la petrología al tratar de definir su génesis, dichas rocas empezaron a cobrar importancia a partir de la década de 1950 cuando la industria en desarrollo necesitaba altas concentraciones de Elementos de Tierras Raras.

La mayoría de las carbonatitas tienen su origen en la fusión del manto a partir de dominios del manto enriquecido en REE que fueron previamente refertilizadas por diferentes componentes. Los fundidos de carbonatita se cree que se forman comúnmente por fusión directa del manto o que evolucionan a partir de fundidos de silicato alcalino que contienen carbonato, por inmiscibilidad o fraccionamiento y todos estos procesos conducen potencialmente al enriquecimiento.

Esta aparente variedad en las fuentes del manto y entornos tectónicos indica que no existe una única fuente de carbonatita y que estos fluidos ricos en REE pueden formarse en cualquier manto enriquecido con CO_2 independientemente de cómo se haya producido el enriquecimiento; sin embargo, las fusiones de carbonatita generalmente se emplazan durante el proceso de formación de rift continental. (Anenburg et al., 2021), aunque existen casos en los que las carbonatitas pueden modificarse por eventos metamórficos posteriores a lo largo de corredores estructurales no asociados con procesos metasomáticos (Vladykin y Pirajno, 2021).

Las intrusiones de carbonatita ocurren en una variedad de formas y composiciones de carbonato, dichas formas incluyen *stocks*, cuerpos tabulares, diques, masas de forma irregular y vetas. (Van Gosen et al., 2017)

Sistemas ígneos alcalinos e hiperalcalinos

Los complejos ígneos hiperalcalinos han sido objeto de exploraciones recientes debido a su enriquecimiento en HREE. Las rocas ígneas alcalinas constituyen un gran grupo de tipos de rocas que generalmente muestran un enriquecimiento primario de Na_2O y K_2O con un contenido determinado de SiO_2 . Las rocas ígneas alcalinas están tan enriquecidas en álcalis que contienen abundantes minerales que contienen Na y K que no están comúnmente presentes en otros tipos de rocas.

Los anfíboles y piroxenos ricos en Na son minerales máficos dominantes en estas rocas en lugar de los silicatos comunes de Fe-Mg. Así mismo, los feldespatos pueden ser reemplazados o acompañados por feldespatoides como nefelina, leucita, etc. Sin embargo, existen algunas ambigüedades al utilizar el término alcalino para las rocas félsicas. Para resolver este problema se acuñó el término “hiperalcalino” para especificar características químicas importantes de las rocas alcalinas de tipo félsico. Las rocas hiperalcalinas tienen una proporción molecular más alta de sodio y potasio combinados que el aluminio y sus normas CIPW generalmente contienen acmita y metasilicato de sodio.

La hiperalcalinidad refleja no solo la mineralogía y la composición de elementos principales de las rocas, sino que también tienen un efecto sobre la distribución de varios metales raros. De hecho, estas rocas, en particular las de composición sienítica-nefelina y granítica, pueden albergar depósitos de Tierras Raras, que suelen estar enriquecidas en Itrio (Y) y Elementos de Tierras Raras Pesadas (HREE). (Dostal, 2017)

Los sistemas ígneos hiperalcalinos enriquecidos en REE se presentan en una variedad de formas tales como complejos que presentan zonación vertical y lateral, así como estratificación, diques y vetas asociadas, plutones, *stocks*, y otras intrusiones.

Mineralogía

En la naturaleza los REE no existen como metales nativos individuales, sino que se encuentran juntos en numerosos minerales auxiliares como constituyentes menores o accesorios a la mineralogía esencias de la roca contenedora. Aunque los REE se encuentran en una amplia gama de minerales, incluidos los grupos de silicatos, carbonatos, óxidos y fosfatos, no encajan en la mayoría de las estructuras minerales debido a su composición compleja (Balaram, V., 2019).

La bastnasita es considerada el mineral más importante de este grupo de elementos porque es la mena principal de dos de los depósitos de REE más grandes del mundo; el depósito de carbonatita en Mountain Pass en California y los depósitos de carbonatita de Bayan Obo en China. (Van Gosen et al., 2017)

En los depósitos de carbonatitas los conjuntos minerales de REE se pueden clasificar de acuerdo al proceso de formación mineral en los siguientes grupos:

- Mineralización magmática primaria en carbonatitas
- Mineralización hidrotermal metasomática
- Mineralización supergénica

Los principales minerales de REE en las carbonatitas son fluorocarbonatos, carbonatos hidratados y fosfatos (Tabla 5). La bastnasita puede considerarse el mineral de REE más importante porque es el mineral principal de los depósitos más grandes del mundo. (Mariano, A., 1989) señala que se producen fuertes enriquecimientos en los LREE en depósitos de carbonatita en los que el mineral dominante es la bastnasita.

La gran mayoría de los depósitos de REE hiperalcalinos muestran una evolución petrogenética compleja, que puede dar como resultado una mineralogía variable. Los minerales importantes que contienen itrio-REE en depósitos hiperalcalinos pueden incluir en orden general de abundancia: fluorapatita, eudialita, loparita, xenotima y monacita. En general la mineralización de REE en intrusiones hiperalcalinas suele estar más enriquecida en HREE. (Dostal, 2017)

Tabla 5. Nombres y fórmulas químicas de algunos minerales importantes que contienen REE, asociados con depósitos de Tierras Raras, tomado de (Van Gosen et al., 2017)

Mineral	Fórmula química
Allanita	$(\text{REE}, \text{Ca}, \text{Y})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
Ancilita	$\text{Sr}(\text{REE})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
Bastnasita	$(\text{REE})(\text{CO}_3)\text{F}$
Branerita	$(\text{U}, \text{Ca}, \text{Y}, \text{REE})(\text{Ti}, \text{Fe})_2\text{O}_6$
Britolita	$(\text{REE}, \text{Ca}, \text{Th})_5(\text{SiO}_4\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F})$
Burbankita	$(\text{Na}, \text{Ca})_3(\text{Sr}, \text{Ba}, \text{Ce})_3(\text{CO}_3)_5$
Cerianita- (Ce)	$(\text{Ce}^{4+}, \text{Th})\text{O}_2$
Eudialita	$\text{Na}_4(\text{Ca}, \text{REE})_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Y})\text{ZrSi}_8\text{O}_{22}(\text{OH}, \text{Cl})_2$
Fergusonita-(Y)	YNbO_4
Florencita	$(\text{REE})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_6$
Fluorapatita	$(\text{Ca}, \text{REE}, \text{Na})_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})$
Gadolinita	$(\text{REE}, \text{Y})_2\text{Fe}^{2+}\text{Be}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$
Gorceixita	$(\text{Ba}, \text{REE})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH}_5 \cdot \text{H}_2\text{O})$
Goyacita	$(\text{Sr}, \text{REE})\text{Al}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH}_5 \cdot \text{H}_2\text{O})$
limoriita-(Y)	$\text{Y}_2\text{SiO}_4\text{Ca}_3$
Kainosita	$\text{Ca}_2(\text{Y}, \text{REE})_2\text{Si}_4\text{O}_{12}\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Loparita-(Ce)	$(\text{Na}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Ca}, \text{Sr})(\text{Ti}, \text{Nb})\text{O}_3$
Monazita	$(\text{REE}, \text{Th})\text{PO}_4$
Mosandrita	$(\text{Ca}, \text{Na}, \text{REE})_{12}(\text{Ti}, \text{Zr})_2\text{Si}_7\text{O}_{31}\text{H}_6\text{F}_4$
Parisita	$\text{Ca}(\text{REE})_2(\text{CO}_3)_3\text{F}_2$
Sinquisita	$\text{Ca}(\text{REE})(\text{CO}_3)_2\text{F}$
Talenita	$\text{Y}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}\text{OH}$
Xenotima	YPO_4

Contexto tectónico de los depósitos de Tierras Raras

Los complejos alcalinos y las carbonatitas se encuentran comúnmente en entornos relacionados con rifts; estos sistemas ígneos se forman por procesos de fusión parcial en el manto litosférico metasomatizado, además los sistemas ígneos alcalinos y de carbonatita generalmente se forman en los sectores distales de una pluma del manto debido a la transferencia lateral de volátiles, lo que resulta en bajos grados de fusión parcial en el manto litosférico subcontinental metasomatizado.

El magmatismo alcalino generalmente se asocia, en el espacio y tiempo, con la tectónica extensional, específicamente con eventos de formación de rift continental (Figura 6). Se cree que la génesis del magma en ambientes de rift está relacionada con el ascenso del manto fundido y los efectos de su interacción con los materiales de la litósfera. Los principales productos del magmatismo de rift son basaltos de inundación toleíticos alimentados por fisuras (grandes provincias ígneas), intrusiones máficas-ultramáficas, uno o varios sistemas de diques, provincias alcalinas intracontinentales, este último se caracteriza por el magmatismo anorogénico, que incluye complejos alcalinos e hiperalcalinos de carbonatitas, kimberlitas, lamproitas, y volcanes alcalinos monogenéticos. En términos de ambientes tectónicos, se pueden considerar tres escenarios principales en los que se emplazan los complejos alcalinos y rocas ígneas asociadas; 1) abombamiento de la corteza, seguido de ruptura, 2) rastros de puntos calientes *hot spots*, 3) complejos alcalinos ubicados a lo largo de zonas de cizalla a escala de la corteza terrestre.

Las estructuras de rift actúan como conductos principales para magmas como fluidos hidrotermales, por lo cual los depósitos minerales se forman por las asociaciones metálicas que están relacionadas con el magma y los fluidos.

Los procesos de formación de minerales siempre van acompañados de una alteración en las rocas hospedantes, incluido el metasomatismo alcalino (femitización), propilitización, silicificación y alteración de filosilicatos. (Pirajno, 2015)

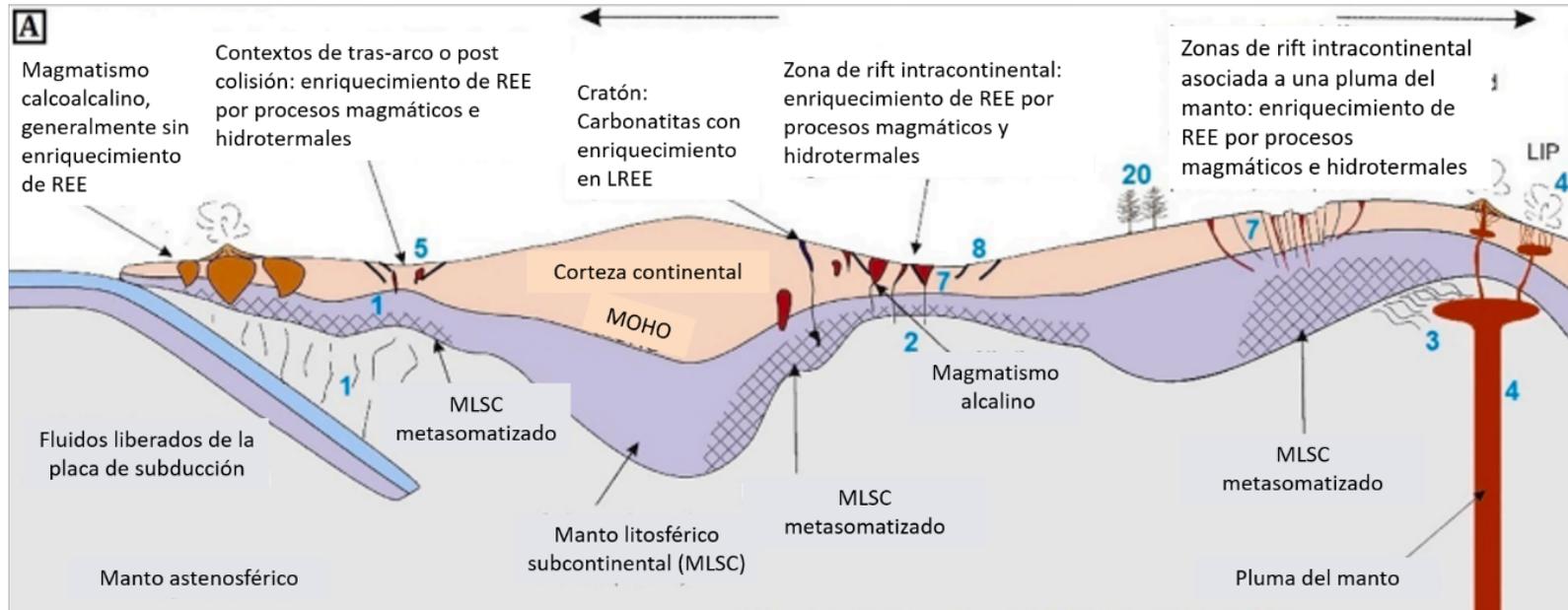


Figura 6. Modelo tectónico conceptual para sistemas de mineralización de REE asociados a complejos alcalinos y carbonatitas a escala regional. Modificado de (Pirajno, F., 2015) ;(Aranha et al.,2022)

VI. Síntesis Geográfica

Localización y vías de acceso

El reconocimiento de las ocho unidades petrotectónicas que conforman el Complejo Oaxaqueño, donde se encuentra la zona de estudio, se realiza en un transecto carretero entre los municipios de Asunción Nochixtlán y San Francisco Telixtlahuaca en el Estado de Oaxaca (Figura 7).

Las dos principales vías de acceso en donde se reconocen dichas unidades son la carretera federal N°190 (Panamericana) y la carretera federal N°135 (autopista de cuota).

Las unidades de roca de interés, por su potencial contenido en Tierras Raras, se localizan en los municipios de San Jerónimo Sosola y Santiago Tenango, cerca del poblado Cruz de Piedra sobre la carretera federal 135. Por otro lado, la secuencia estructural cima-base del Complejo Oaxaqueño se aprecia mejor desde la carretera federal 190.

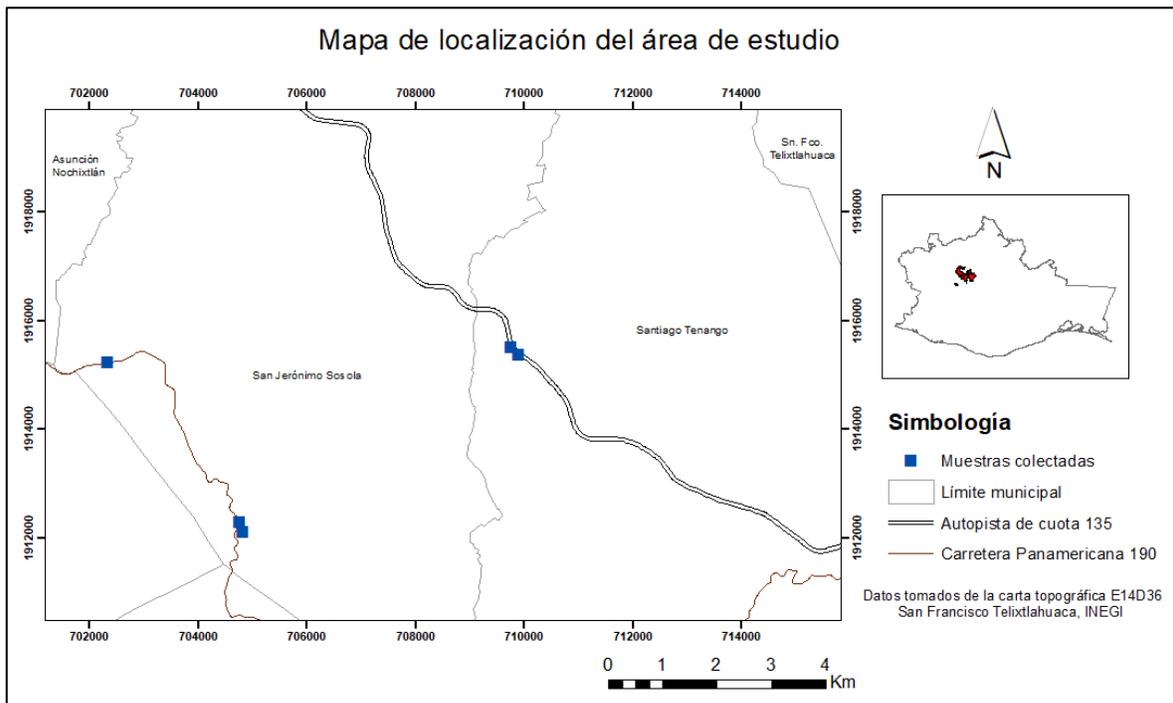


Figura 7. Mapa de localización del área de estudio

Fisiografía

Los municipios que se recorren en el transecto Nochixtlán-Telixtlahuaca se localizan en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (SMS) (Figura 8) la cual se encuentra en la parte centro-occidental del estado. Quedan comprendidos entre la subprovincia de las Sierras Centrales de Oaxaca que se extiende en sentido norte-sur con sierras de cumbres tendidas y laderas, por otro lado, la subprovincia de Sierras y Valles de Oaxaca con lomeríos y llanuras asociadas. (INEGI, 2004)

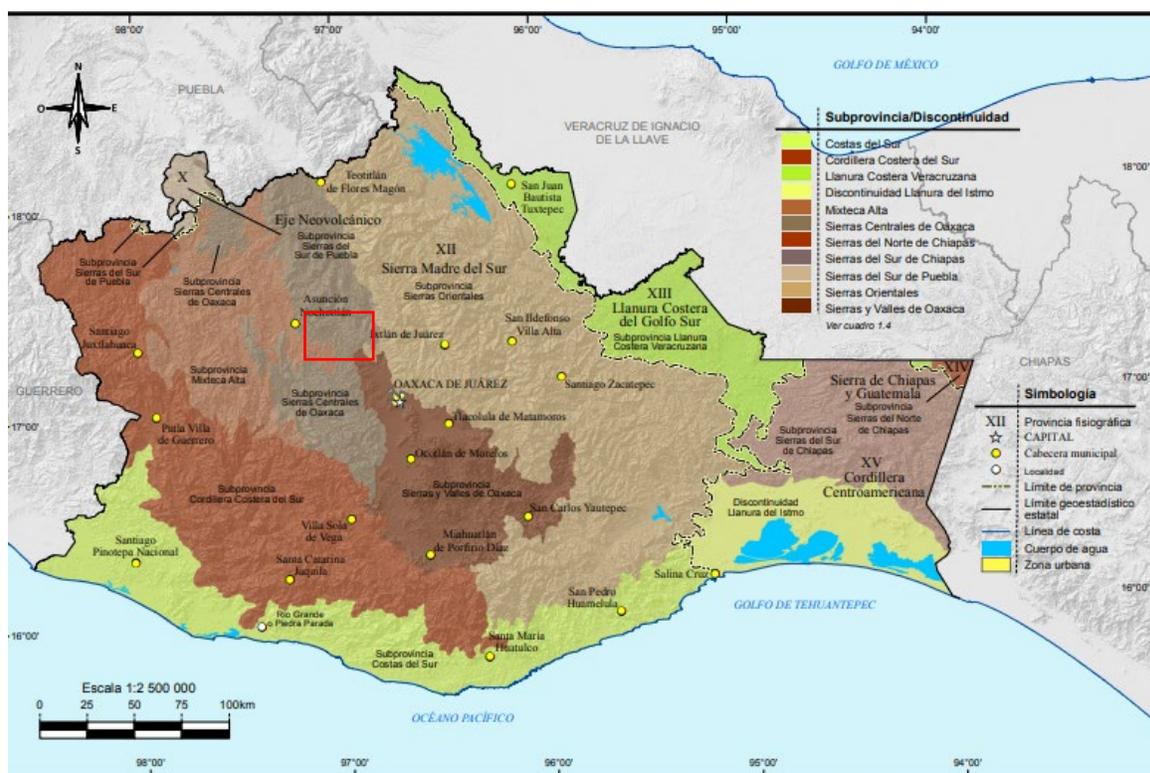


Figura 8. Mapa fisiográfico del Estado de Oaxaca (INEGI, 2016), área de estudio señalada en el recuadro rojo

En términos hidrográficos, la zona de estudio que se encuentra comprendida en mayor porcentaje en el municipio de San Jerónimo Sosola, pertenece a la región hidrológica Papaloapan en un 98.73% y Costa Chica-Río Verde en un 1.27%. Así mismo su cuenca hidrológica dominante es la del río Papaloapan y subcuenca del río Quiotepec, este municipio tiene corrientes de agua perennes tales como los ríos, Díaz, Colorado, Grande, etc , además de afluentes intermitentes.

Clima y vegetación

Dada la compleja orografía que presenta la provincia de la Sierra Madre del Sur (SMS), se encuentra con una gran diversidad de climas, sin embargo, el clima dominante es templado C, con amplia variación de humedad (Figura 9) (Hernández-Cerda et al., 2016) teniendo temperaturas máximas de hasta 22°C en sus meses más cálidos y mínimas de hasta 3°C. (Castro-Mora y Arceo Y Cabrilla, 1997).

Los tipos de vegetación reportados para la SMS son bosque de coníferas y encino (47%), bosque tropical caducifolio (25%), bosque mesófilo de montaña (15%) y en conjunto (14%) el bosque tropical perennifolio, bosque tropical subcaducifolio, matorral xerófilo, pastizal y otros tipos de vegetación. (Rzedowski , 1978)

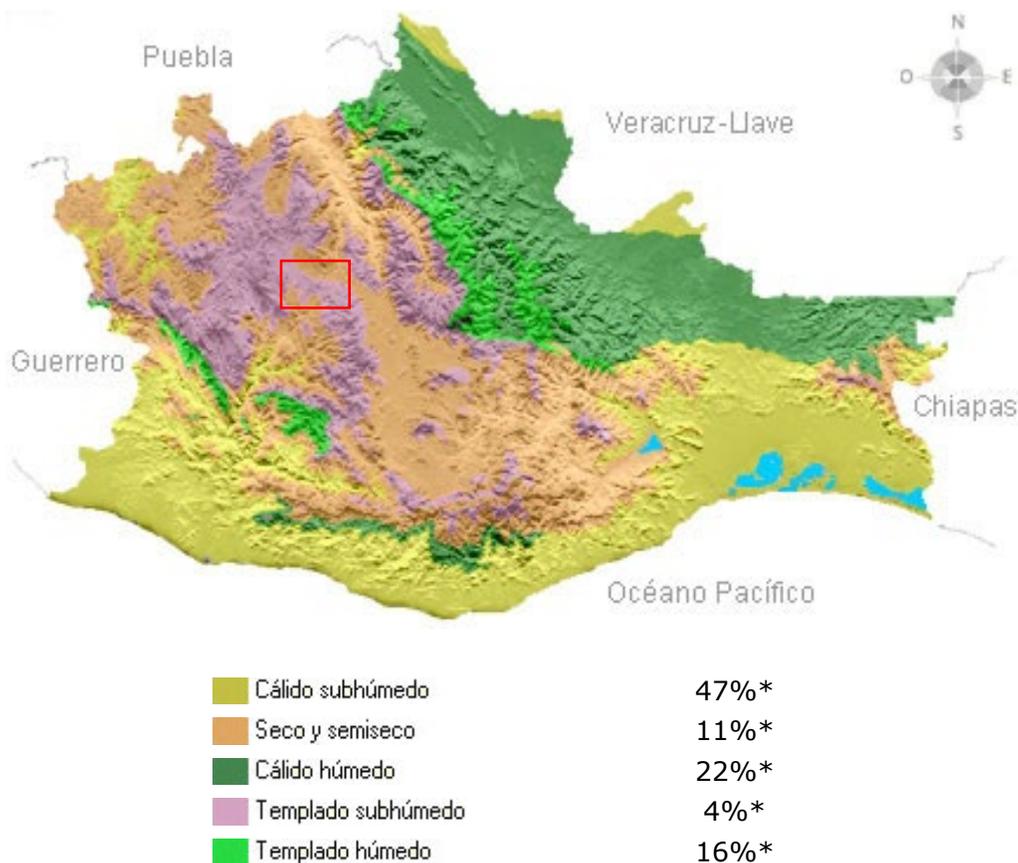


Figura 9. Mapa de Climas del Estado de Oaxaca, (INEGI, 2004) área de estudio señalada en el recuadro rojo

VII. Síntesis Geológica Regional

Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño del sur de México representa el afloramiento más extenso (ca: 10,000 km²) de basamento al norte de la Ciudad de Oaxaca, con una edad absoluta de (ca: 1Ga) (Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010). Se conforma de dos componentes principales: 1. la unidad Huitzo inferior compuesta de anortosita, mangerita, charnockita con granate, gabro y diorita de Fe que irrumpe en la unidad de gneis migmatítico El Catrín y 2. La unidad superior formada por una secuencia de paragneis intrusionado por charnockita, sienita y gabro (Solari et al.,2004).

Hasta ahora, se han llevado a cabo pocos estudios con relación a su importancia económica, destacando aquellos relacionados a la exploración por uranio y grafito en las décadas de los años 1960's y 1970's por extintas instituciones como el Consejo de Recursos Naturales No Renovables (CRNNR) y posteriormente por el Consejo de Recursos Minerales (CRM), antecesores del hoy Servicio Geológico Mexicano (SGM), dicha información se encuentra dispersa e incompleta en el archivo técnico del SGM debido a los cambios institucionales que ha sufrido hasta la actualidad.

El metamorfismo de facies de granulita en el Complejo norte de Oaxaca se caracteriza por un conjunto de minerales anhidros como piroxenos, granate, cuarzo, feldespato potásico perfitico, y plagioclasa que a menudo van acompañados de fases hidratadas de alta temperatura como hornblenda marrón y biotita titanífera, generalmente secundarios, producidos durante la retrogresión y el enfriamiento, (Ortega-Gutiérrez, 1981a)

A pesar de la aparente deformación polifásica del Complejo Oaxaqueño, sólo se puede identificar un metamorfismo penetrante en los conjuntos minerales de la mayoría de las litologías. Este metamorfismo alcanzó la facies de granulita bajo temperaturas y presiones prevaecientes en la corteza inferior. (Ortega-Gutiérrez, 1981a)

El Complejo Oaxaqueño está cubierto, de manera general, discordantemente por rocas sedimentarias Ordovícicas y Paleozoicas tardías (Carbonífero-Pérmico) que se deformaron en facies sub-esquistos verdes antes del depósito de lechos rojos del Triásico-Jurásico, depósitos de caliza del Cretácico y lacustres del Cenozoico y rocas volcánicas continentales. También están presentes varias intrusiones paleozoicas tardías. (Solari et al., 2004); no obstante, en el área de estudio, el basamento Precámbrico está cubierto directamente y en discordancia por rocas Cenozoicas indiferenciadas (Figura 10).

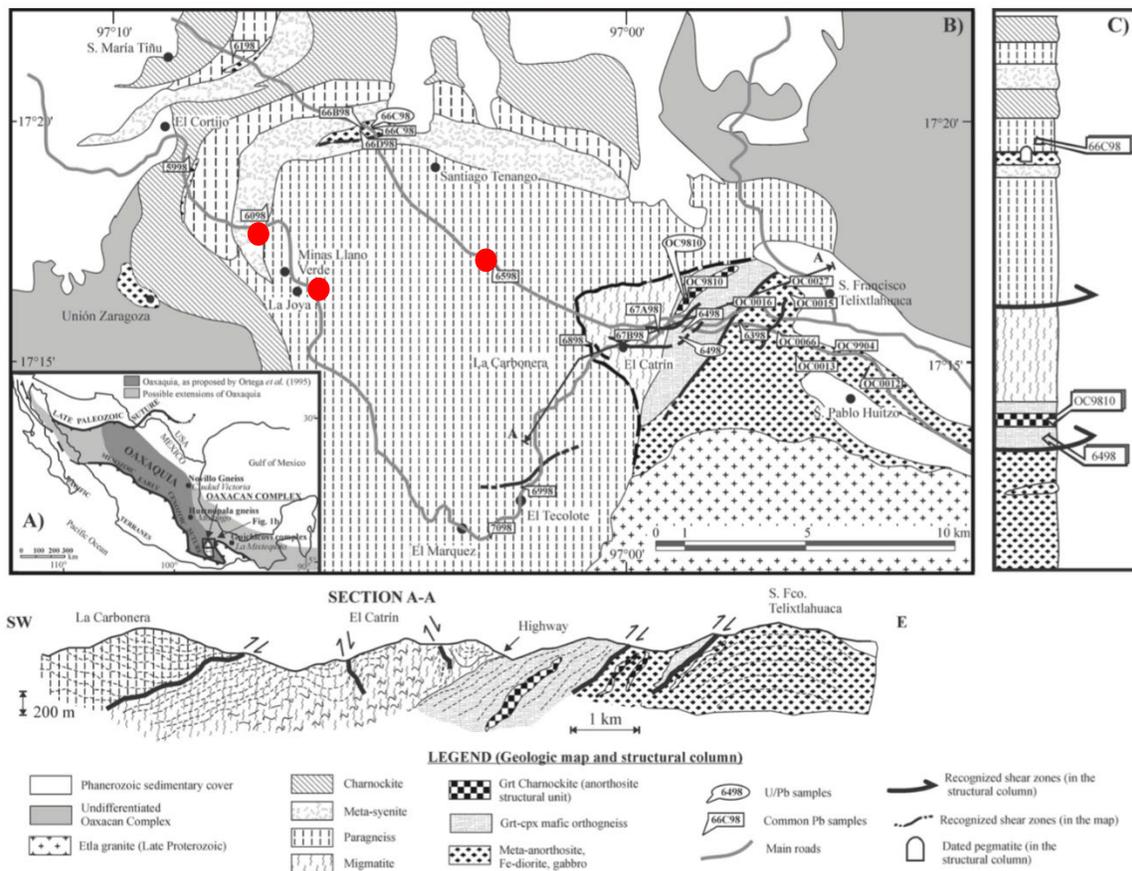


Figura 10. Mapa geológico del área correspondiente al Complejo Oaxaqueño (zona norte) Puntos rojos, zonas puntuales de muestreo para propósito del presente trabajo. Modificado de (Solari, L., et. al. 2004).

Unidades del Complejo Basal

Las rocas que afloran como basamento en dicho complejo se pueden reconocer perfectamente en el transecto Nochixtlán-Telixtlahuaca (Figura 11 y Figura 12) a través de la carretera federal libre 190, cuya estructura general es bandeada con un buzamiento al NWW. (Castro-Mora, 2002). A continuación, se presenta su configuración estructural de la cima a base contemplando ocho unidades petrotectónicas (Figura 13).

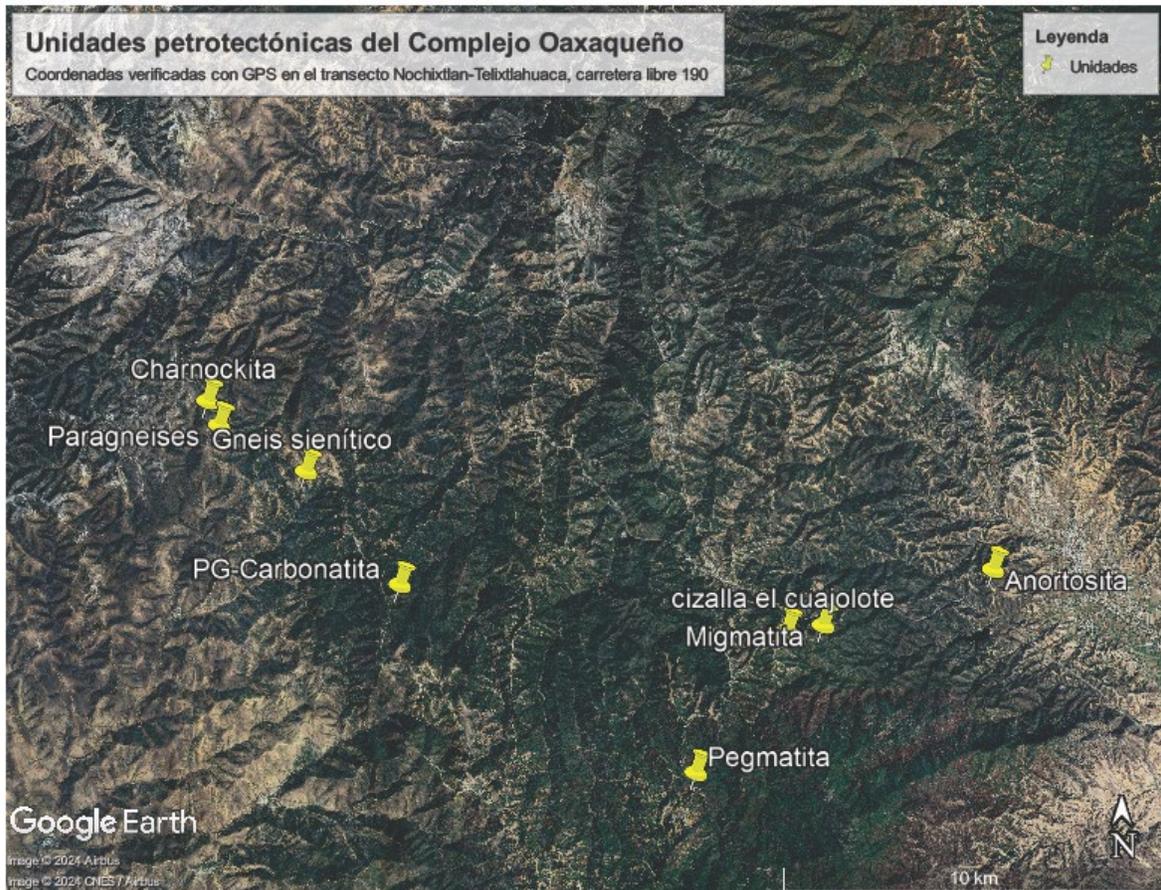


Figura 11. Unidades petrotectónicas del Complejo Oaxaqueño en el transecto Nochixtlán-Telixtlahuaca, carretera Panamericana 190.

Las unidades petrotectónicas del Complejo Oaxaqueño en el transecto realizado a través de la carretera federal 190 se describen a continuación.

SECCIÓN ESQUEMÁTICA NW-SE DEL TRANSECTO NOCHIXTLÁN-TELIXTLAHUACA DEL COMPLEJO OAXAQUEÑO

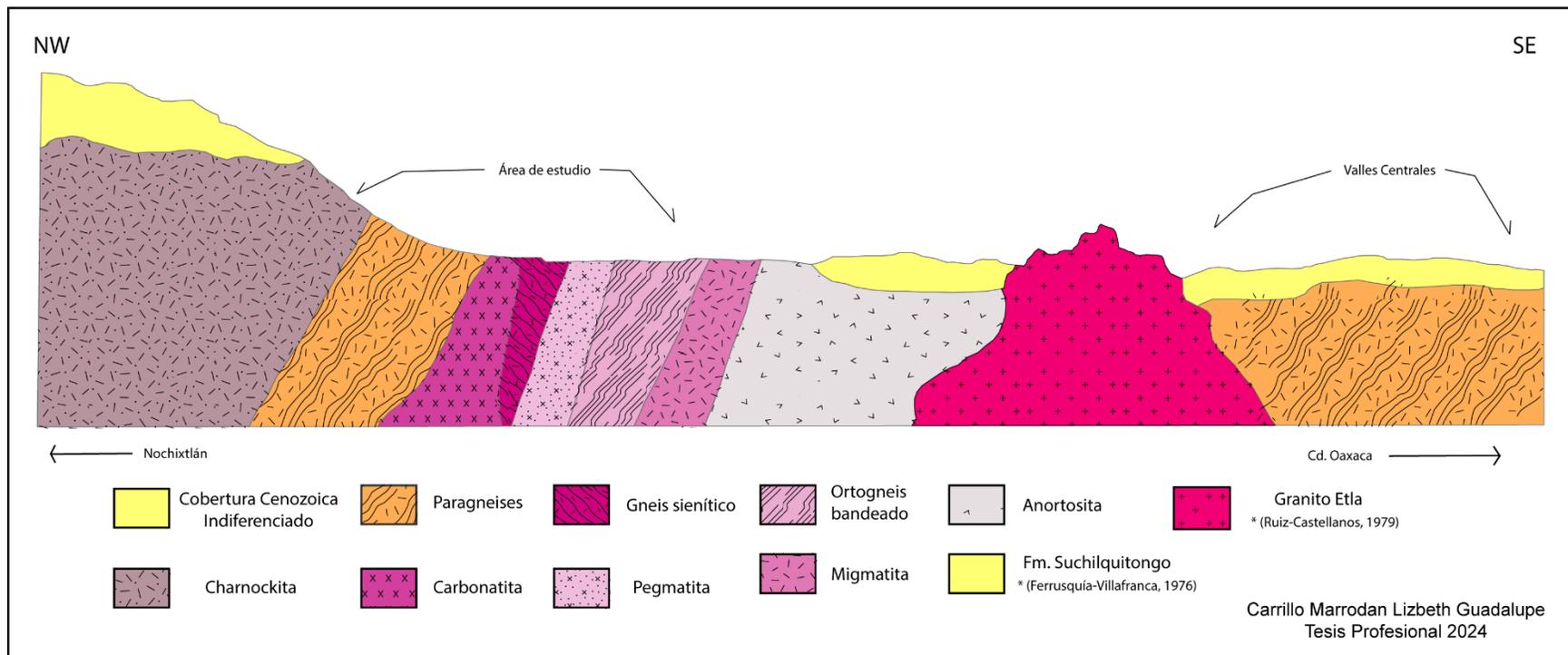
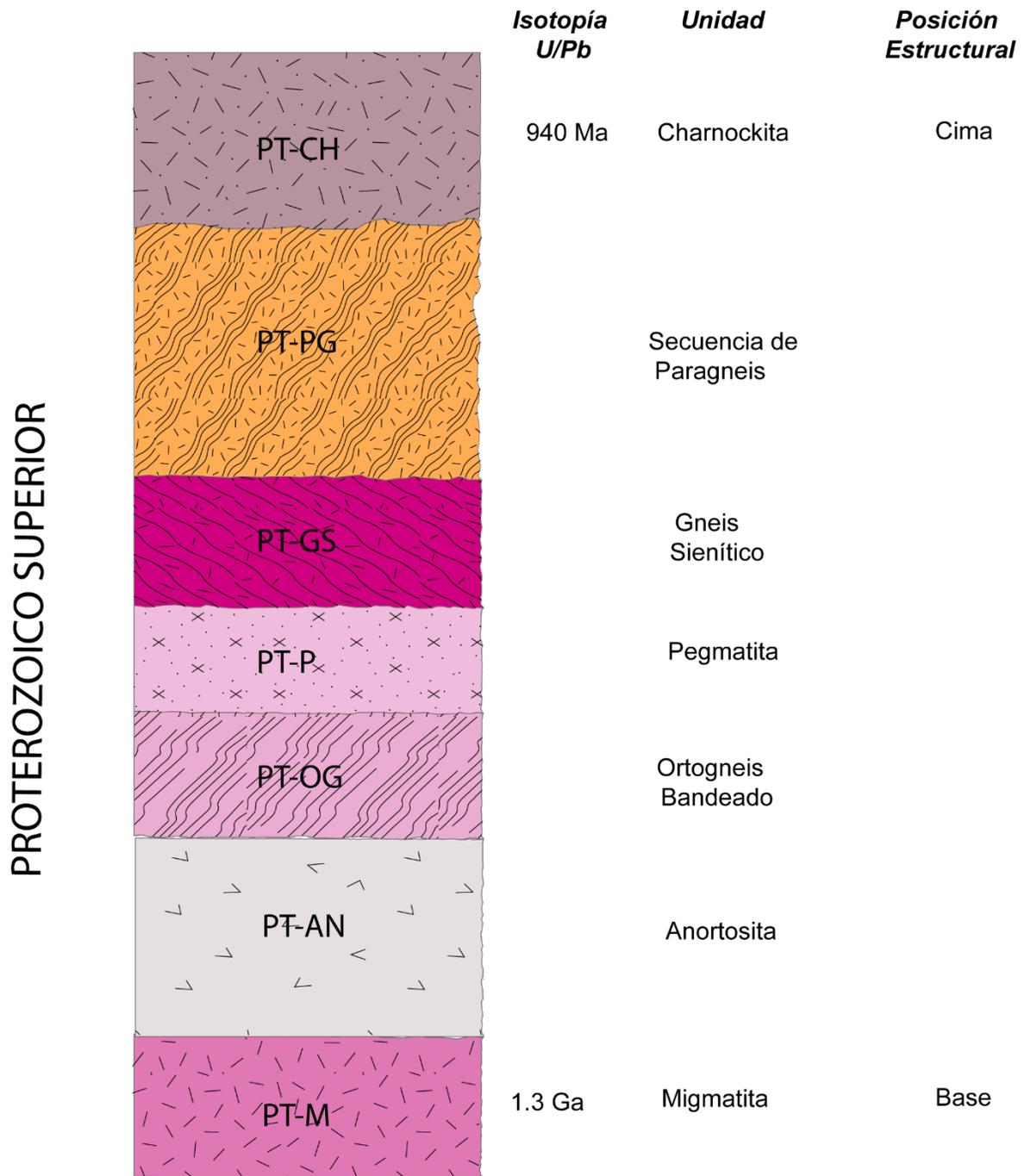


Figura 12. Sección esquemática NW-SE del transecto Nochixtlán-Telixtlahuaca del Complejo Oaxaqueño



Carrillo Marrodan Lizbeth Guadalupe
Tesis Profesional 2024

Figura 13. Columna estructural Cima-Base de las unidades petroestructónicas del Complejo Oaxaqueño

1. Charnockita

Afloramiento de gneis granítico con hiperstena, no es una charnockita *sensu stricto* sin embargo dado su composición mineral se puede considerar en esta clasificación. El afloramiento presenta un bandeamiento con tendencia que buza hacia el NWW, la coloración del afloramiento en términos generales es oscuro, al sacar muestra mano y observar con detenimiento con lupa de aumento 10x se puede notar la presencia de cuarzo, además de un color verdoso debido a que presenta alteración clorítica, por retrogresión metamórfica a facies de esquisto verde, la textura en muestra de mano es granoblástica. (Ver Anexo 2 Figura 14)

Así mismo se puede observar el fenómeno de retrogresión, definido por la presencia de hornblenda, en condiciones atmosféricas afectado por este fenómeno se encuentra en facies de esquisto verde. La edad del afloramiento (metamorfismo) datado por U-Pb en zircones corresponde a ca: 940 Ma (Castro-Mora, 2002).



Figura 14. Secuencia de charnockita donde se distingue su coloración en tonalidades oscuras, así como la foliación (fotografía derecha) del afloramiento.

2. Secuencia de Paragneis

En esta unidad se pueden distinguir varias formaciones agrupadas en dos unidades, la parte suprayacente se caracteriza por una secuencia distintiva de gneis pelítico rico en granate, silimanita, biotita, pertita, y a veces espinela (Ortega-Gutiérrez, 1981a). El bandeamiento tiene un control sedimentario del protolito, (Figura 15) lo cual es reforzado por la composición pelítica de los minerales. Se pueden observar horizontes pegmatíticos concordantes al bandeamiento en una disposición “*lit par lit*” (capa por capa) de pegmatita-paragneis (Figura 16) (Castro-Mora, 2002).



Figura 15. Secuencia de paragneis, se aprecia el bandeamiento con un control sedimentario



Figura 16. Disposición lit par lit Paragneis-Pegmatita

3. Secuencia de Gneis Sienítico

Este afloramiento se caracteriza porque el cuarzo que presenta la roca es muy escaso, a reserva de ciertas bandas donde puede diferenciarse la facies granulítica. Uno de los aspectos interesantes del afloramiento es la presencia de un cuerpo de color verde que se encuentra deformado y metamorfozido, infiriendo que el protolito posiblemente fue un granito o sienita intrusionada por un dique de diabasa, lo cual implica que existió actividad magmática previo al fenómeno de metamorfismo, evidenciando un magmatismo alcalino e hiperalcalino. (Figura 17)

Por el aspecto félsico del afloramiento además de la presencia de clinopiroxeno, puede considerarse que el afloramiento forma parte de una secuencia de granito charnockítico metamorfozido, solo que menos rica en sílice. (Figura 18) (Castro-Mora, 2002).



Figura 17. Afloramiento de la secuencia de gneis sienítico.

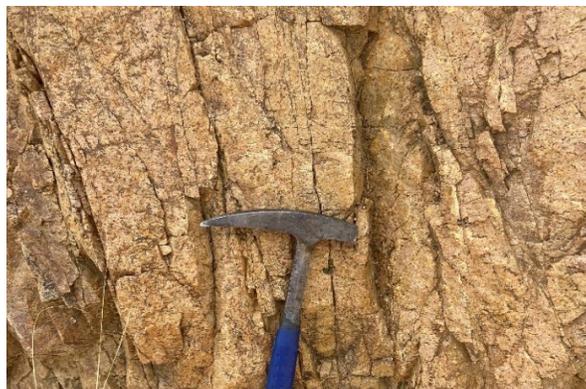


Figura 18. Afloramiento de gneis sienítico donde se puede apreciar la tonalidad rosácea característica de los feldespatos

4. Secuencia de Paragneis – Carbonatita

Se pueden distinguir varias formaciones dentro de la secuencia principal agrupadas en dos unidades, la parte basal de la secuencia de paragneis ricos en calcio con foliación y buzamiento hacia el norte, que incluyen intercalaciones de carbonatita y una secuencia de paragneis, algunos libres de grafito con un origen poco claro, se encuentran estrechamente relacionados a las unidades cálcicas (Ortega-Gutiérrez, 1981a). Existe cierta controversia respecto a las intrusiones de carbonatita, exponiendo en la literatura un origen sedimentario, asignándolos como “mármoles cipolinos” debido a la gran cantidad de impurezas micáceas que presentan tales como flogopita y otros minerales como grafito, olivino, piroxenos y escapolita. (Castro-Mora, 2002). (Figura 19)

Por otra parte, se pueden observar relaciones de concordancia con la foliación, así como diques que cortan la foliación con abundantes protoxenolitos (granoblastos) en contacto con los gneises que los encajona, éstas características se pueden apreciar en los afloramientos de esta unidad en la carretera federal 135 (Castro-Mora y Arceo y Cabrilla, 1997).

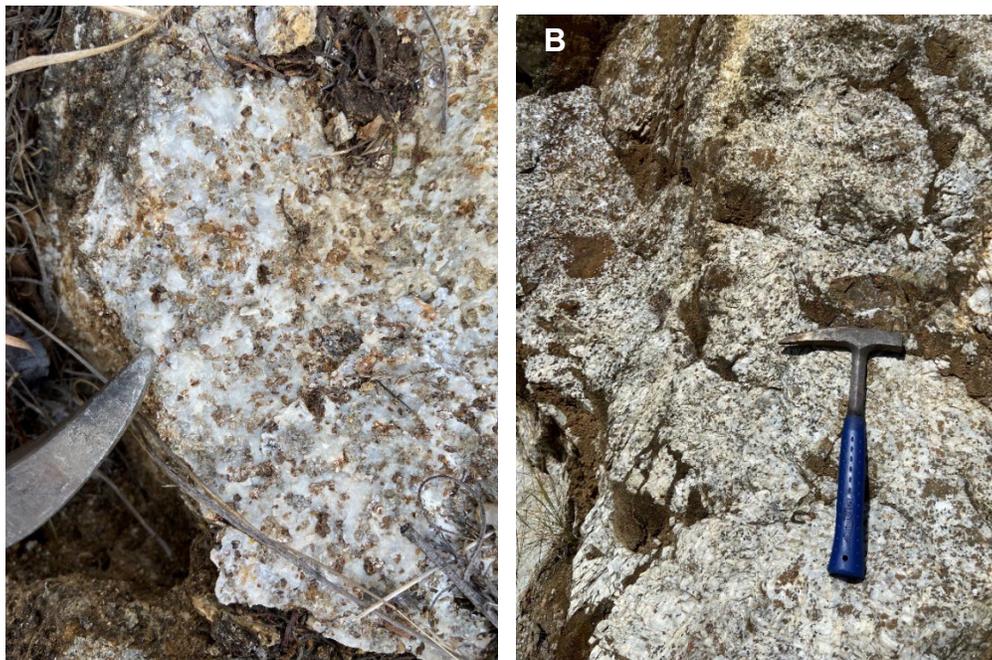


Figura 19. A) Carbonatita con abundancia de minerales micáceos y grafito B) Carbonatita con presencia de protoxenolito

5. Pegmatita

Afloramiento de un cuerpo de pegmatita con abundancia de cuarzo de color púrpura, (a pesar de estar afectado por el fenómeno de retrogresión), el cual es una característica diagnóstica de campo de facies granulítica, (Figura 20). La coloración azul de estas pegmatitas se debe a la existencia de pequeñas agujas de rutilo que tiene como inclusión el cuarzo. Dicha pegmatita ha sido fechada en 980 Ma de acuerdo a dataciones de zircones. (Castro-Mora, 2002).

(Shchepetilnikova, 2018) señala que esta unidad del Complejo Oaxaqueño abarca dos áreas: al norte de la ciudad de Oaxaca, en el área del pueblo de Telixtlahuaca, y al sur de la ciudad de Oaxaca. Así mismo enfatiza que estas rocas varían en su mineralogía desde muy sencilla como cuarzo, feldespatos y minerales micáceos (flogopita y biotita), hasta cuerpos pegmatíticos con mineralogía más variada conteniendo incluso minerales de Tierras Raras, así como escapolita y calcita. Esto significaría que el protolito de las pegmatitas no es estrictamente granítico, sugiriendo una derivación de gabros, sienitas o carbonatitas.



Figura 20. Afloramiento de pegmatita, donde se puede apreciar la tonalidad azulada, dada por las inclusiones de rutilo en el cuarzo.

Existe un punto de separación tectónica entre la secuencia de paragneis y ortogneis anortosítico, que es la siguiente unidad tectonoestratigráfica; el afloramiento se conoce como Zona de Cizalla El Cuajolote (Solari L. A., 2001) corresponde a una zona de protomilonita que posteriormente fue plegada. La zona observada en el presente punto es probable que haya tenido un protolito de carácter migmatítico, ya que se comienza a observar un cambio transicional a migmatita. (Castro-Mora, 2002)

6. Ortogneis bandeado

Una unidad de ortogneis en capas relacionadas cubre la anortosita, alcanzando un espesor máximo de 2000 m y un mínimo de unos 100 m. Ver (Anexo 2 y Figura 21). Estas rocas están interbandeadas con la parte superior de la anortosita y varían en composición desde ultramáfica hasta ultrafélsica. Bandas, lentes y cuerpos irregulares de nelsonita (roca ilmenita/magnetita-apatita) y gneis rico en apatita-ilmenita dominan de la parte inferior de la capa ortogneísica, mientras que en la parte superior dominan rocas granatíferas gabroicas a graníticas. El color azulado o violeta del cuarzo de estas rocas es muy distintivo (Ortega-Gutiérrez, 1981a).

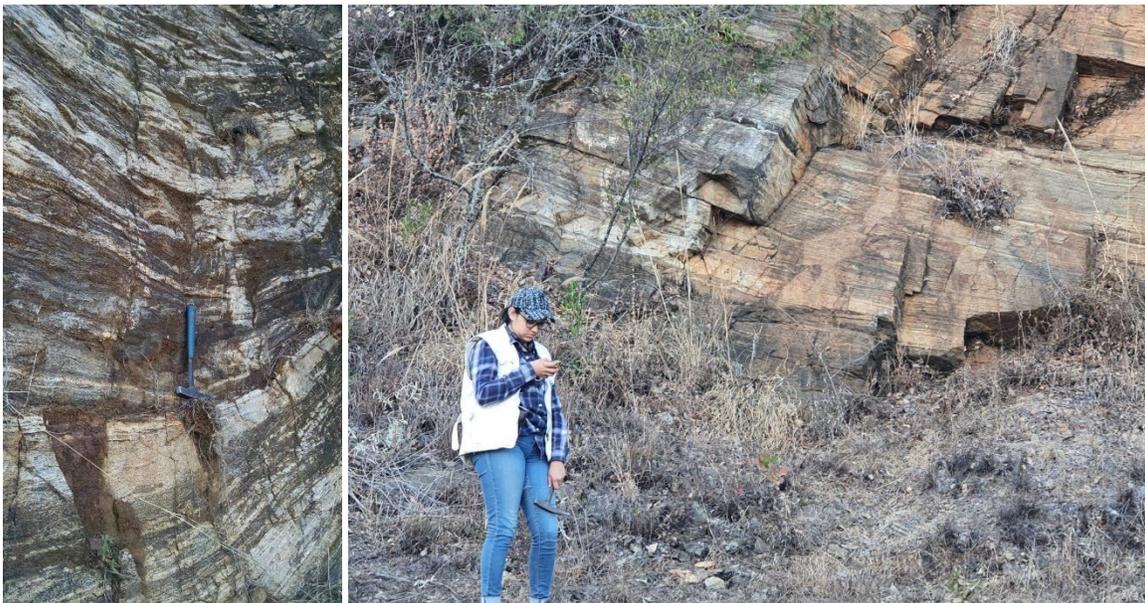


Figura 21. Unidad de ortogneis bandeado

7. Migmatita

El contacto con la secuencia de ortogneis anortosítico y la anortosita, es transicional, aunque esta última llega a intrusionar a la migmatita. La roca que se observa en el afloramiento es muy lineada, pero en las superficies perpendiculares a la lineación se distingue claramente las estructuras típicas de este tipo de roca (leucosoma y melanosoma) (Figura 22). Para fechar esta roca se tomó parte del melanosoma (parte más oscura), en unos diques y se extrajeron zircones metamórficos, arrojando una edad de ca: 1.3 Ga. Por su parte el leucosoma (parte más clara) arrojó una edad ca. 1.15 Ga, que es lo que se considera la época de migmatización (Castro-Mora, 2002).

(Solari et al., 2004) señalan que después de la migmatización, todas las rocas fueron afectadas por la facies granulítica dominante, que involucró al menos dos fases de plegamiento; esto seguido un cizallamiento bajo de facies de anfibolita a esquistos verde.



Figura 22. Unidad de migmatita, se reconoce perfectamente las partes del leucosoma y melanosoma

8. Anortosita

Hacia la base estructural del Complejo Oaxaqueño, se encuentra el afloramiento que corresponde a la unidad de anortosita, se trata de un cuerpo que tenía un área inferida de exposición de más de 400 km², pero fue dividido en dos partes por la intrusión de granito (Ortega-Gutiérrez, 1981a). Aún se observa el bandeamiento que conserva la tendencia general NWW, es evidente el predominio de la roca de color blanco, en la mineralogía esencial (anortita) se puede apreciar, además, ilmenita con apatito (fase nelsonítica), indicando la separación nelsonítica de la anortita (Figura 23) (Castro-Mora, 2002).

Este metamorfismo también afectó al cuerpo anortosítico masivo y homogéneo, cuya estructura original fue reemplazada en su mayoría por una textura metamórfica granoblástica de grano fino. Parte del rutilo se formó a partir de la ilmenita original, mientras que el resto de los minerales ígneos (plagioclasa, piroxenos y apatita) permanecieron estables, pero recrystalizaron.



Figura 23. Diques de anortosita

Marco Estructural del Complejo Oaxaqueño

El Complejo Oaxaqueño lleva la huella de una deformación generalizada representada por bandas y foliación. Estos dos rasgos son paralelos excepto en unos pocos lugares, donde su intersección sugiere complicaciones estructurales.

El plegado posterior paralelo a los ejes de pliegue anteriores deformó las bandas y la foliación. La tendencia estructural dominante es NWW, que es la dirección constante (paralela a los ejes de pliegue) con una caída de superficial a moderada. La desviación local de esta lineación normalmente se debe a fallas rotacionales, el estilo de plegado temprano es de amplitud extrema e isoclinal (Ortega-Gutiérrez, 1981a).

A nivel regional la característica estructural más significativa del Complejo Oaxaqueño es la presencia de amplios orógenos miloníticos en los contactos con los complejos basales cristalinos adyacentes. Cabe señalar que los orógenos miloníticos que bordean por tres lados el Complejo Oaxaqueño representan intensos movimientos de cizalla.

Los límites del Complejo Oaxaqueño están dados por tres fallas de escala regional que se describen a continuación (Figura 24), hacia el límite sur se encuentra una franja de rocas miloníticas de rumbo E-W que separa las rocas en facies de anfibolita del Complejo Xolapa, de las rocas en facies granulítica del Complejo Oaxaqueño y se conoce como falla Chacalapa (Tolson, G., 2005). Al noroeste limita con la falla de Caltepec, que es el contacto tectónico entre los complejos Acatlán y Oaxaqueño, definida como una zona de cizalla antigua con rumbo N-S con un espesor entre 2 y 6 km (Elias-Herrera et al., 2005), al noreste es limitado por el sistema de falla Oaxaca que consiste en una zona de yuxtaposición entre los complejos Zapoteco y Cuicateco con una geometría de cabalgadura a través de un grupo de fallas paralelas con dirección $N10^{\circ}W$, en el bloque bajo están las rocas de complejo milonítico de la Sierra de Juárez y en el bloque alto, rocas del Complejo Oaxaqueño (Nieto-Samaniego et al., 1995).

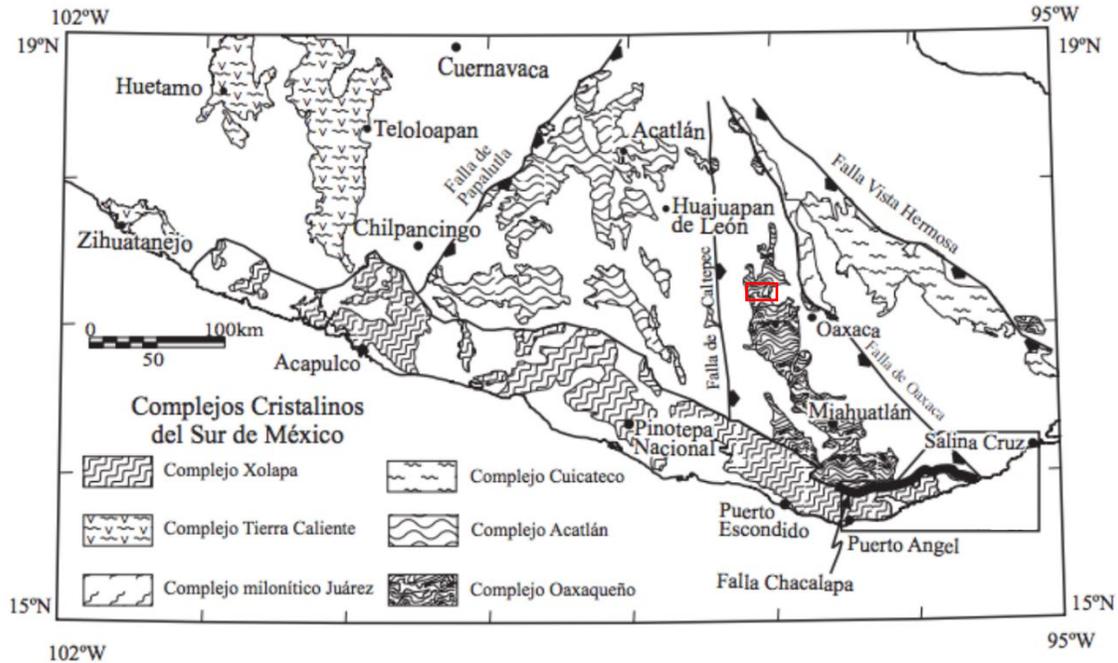


Figura 24. Distribución de las fallas que separan el Complejo Oaxaqueño de otros complejos metamórficos principales del sur de México, modificado de (Tolson, G., 2005). Recuadro rojo muestra el área de estudio.

Marco Tectónico del Complejo Oaxaqueño

A una escala regional el área de estudio se localiza en el terrero Zapoteco de acuerdo a (Sedlock et al., 1993) (Figura 25) el cual consiste en un fragmento de corteza continental Proterozoica, principalmente constituido de rocas de basamento cristalino de edad Grenviliana cubierto de manera discordante por estratos paleozoicos, sobre los cuales descansa una discordancia angular de rocas sedimentarias cretácicas. Su unidad más antigua corresponde al Complejo Oaxaqueño, que fue formado por metamorfismo Grenviliano de depósitos de rift continental y rocas plutónicas.

La edad y litologías del Complejo Oaxaqueño son similares a las de vastas áreas de la Provincia de Grenville y las Montañas Adirondack del Escudo Canadiense. Esta correlación parece realmente válida, considerando que existen afloramientos

generalizados como rocas "grevillianas" a lo largo de toda la provincia de los Apalaches y continúan hacia el sur en México, donde salen a la superficie en los estados de Tamaulipas (Gneis Novillo) e Hidalgo (Gneis Huiznopala). La naturaleza de estas rocas en México es similar a la del Complejo Oaxaqueño y parecen estar conectadas debajo de la Faja Volcánica Transmexicana (Ortega-Gutiérrez, 1981a).

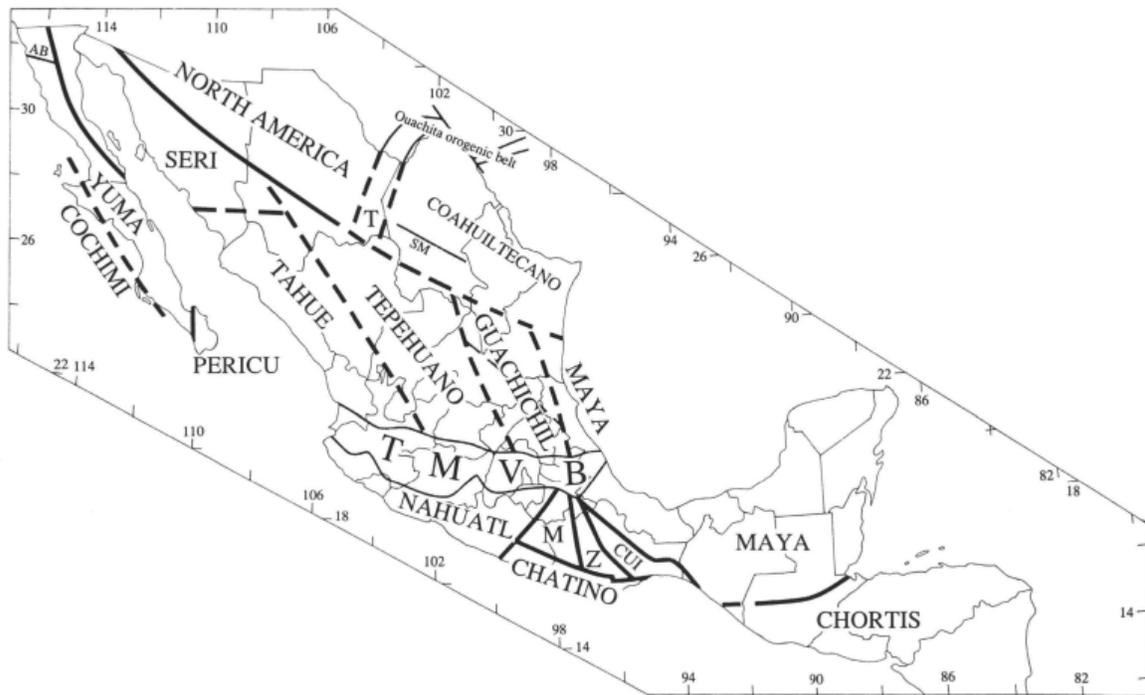


Figura 25. Mapa de terrenos tectonoestratigráficos de México y el norte de Centro América. Abreviaciones: CUI, Cuicateco; M, Mixteco; T, Tarahumara; Z, Zapoteco; TMVB, Faja Volcánica Transmexicana. Tomado de (Sedlock et. al. 1993)

(Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010) señalan que el Complejo Oaxaqueño forma parte de un microcontinente Precámbrico-Paleozoico al cual denominaron como *Oaxaquia*, que corresponde a rocas con edades de ca: 1 Ga en el centro y sur de México rodeadas de rocas Mesozoicas y Cenozoicas que comparten una historia común.

El registro geológico común de estos afloramientos sugiere que pertenecían a un solo terreno (*Oaxaquia*) y formó un arco/tras arco que bordea a un continente que sufrió colisión y empuje del arco entre 1000 y 980 Ma.

Esto sepultó a Oaxaquia hasta 25-30 km y fue seguido por magmatismo en la zona de supra-subducción ca: 917 Ma. Estas rocas se encuentran superpuestas discordantemente por rocas Paleozoicas que contienen fauna de *Gondwana*.

De acuerdo con datos geoquímicos y geocronológicos de (Keppie et al.,2001) indican que al sur del Complejo Oaxaqueño consiste en un arco volcánico de 1117 ± 4 Ma intruido por un rift relacionado a una zona de supra-subducción, el cual fue afectado por el metamorfismo en facies de granulita en 988 ± 5 Ma. Estos atributos pueden compararse con los encontrados en áreas potencialmente correlativas para las reconstrucciones de *Rodinia* tales como:

- El rift asociado al metagranito de 1117 ± 4 Ma en el sur del Complejo Oaxaqueño coincide con un periodo extensional acompañado de magmatismo intraplaca en la provincia de Grenville que se ha relacionado con la extensión cortical.
- El periodo de extensión al sur del Complejo Oaxaqueño puede representar una ruptura dentro de un arco de islas y no estar genéticamente relacionado con la ruptura del margen cratónico de Laurentia.
- El pico metamórfico de facies granulítica del Complejo Oaxaqueño es simultáneo con lo ocurrido en otras partes de México como el Complejo Guichicovi y el Gneis Huiznopala en Hidalgo.
- El metamorfismo y la deformación son sincrónicos con la fase Rigolet en la región adyacente al frente de *Grenville* en el actual territorio canadiense.

VIII. Descripción Petrográfica

Ficha técnica

Clave	TL-6
Ubicación	Carretera Fed. Libre 190
Observación	Muestra de carbonatita con abundancia de minerales micáceos, el afloramiento donde fue colectada se encuentra altamente meteorizado.

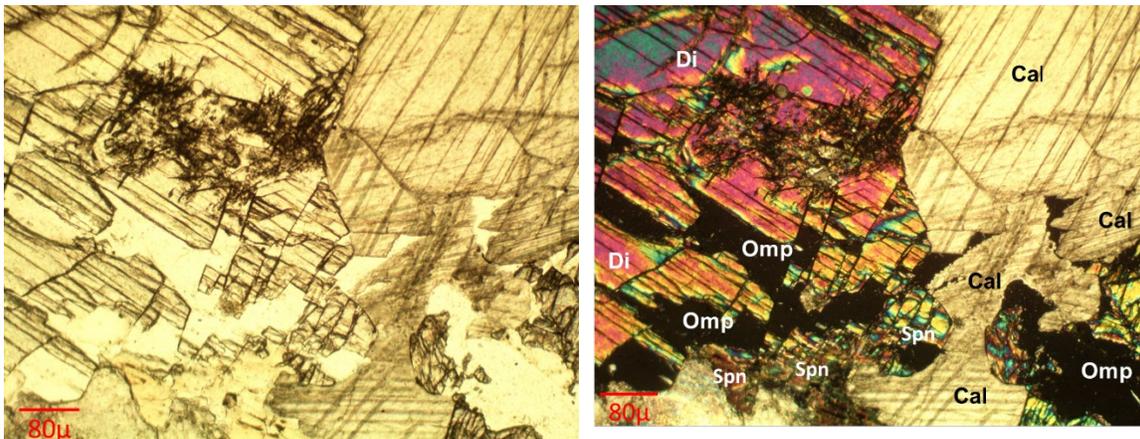


Figura 26. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-6 (Carbonatita)

Fotomicrografías de carbonatita (PT-C), 10X. A: PPL en alto relieve mineralogía de cristales anhedrales. Textura granoblástica. Nótese las tendencias de clivaje prácticamente normales entre sí, debidas a foliación y lineación mineral. **B: CPL** en colores de interferencia de primer-segundo orden cristales anhedrales-subhedrales de clinopiroxeno, en la extrema derecha grandes cristales de calcita y como mineralogía secundaria titanoaugita con colores de interferencia de segundo orden (Spn) y como minerales isotrópicos cristales anhedrales de onfacita (Omp).

Ficha técnica

Clave	TL-4
Ubicación	Carretera Fed. Libre 190
Observación	Muestra de pegmatita se distingue la tonalidad azul-violeta debido a las inclusiones de Ti en el cuarzo, afloramiento altamente meteorizado.

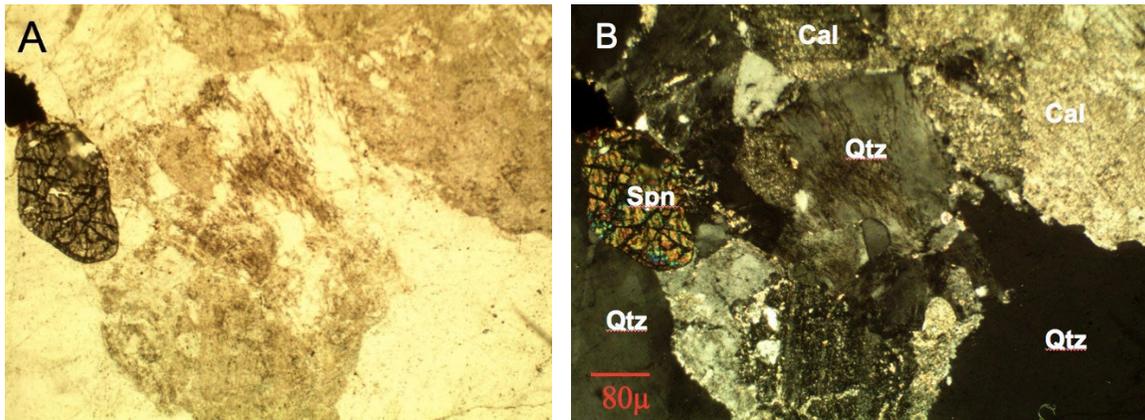


Figura 27. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-4 (Pegmatita)

Fotomicrografías de pegmatita (PT-P). **A:** **PPL** en alto relieve dique de carbonatita cortando cristales anhedrales de bajo relieve, Textura granoblástica. Nótese en alto relieve cristal euedral y óxidos de Fe. **B:** **CPL** en colores de interferencia de primero orden (gris oscuro) cristales anhedrales de cuarzo, del lado izquierdo titanioaugita con colores de interferencia de segundo orden.; nótese en la parte superior derecha cristales de calcita, 5X.

Ficha técnica

Clave	TL-2
Ubicación	Carretera Fed. Libre 190
Observación	Muestra de gneis sienítico, tonalidad rosa por su alto contenido de feldespato potásico, se distinguen en colores oscuros otros minerales como anfíboles.

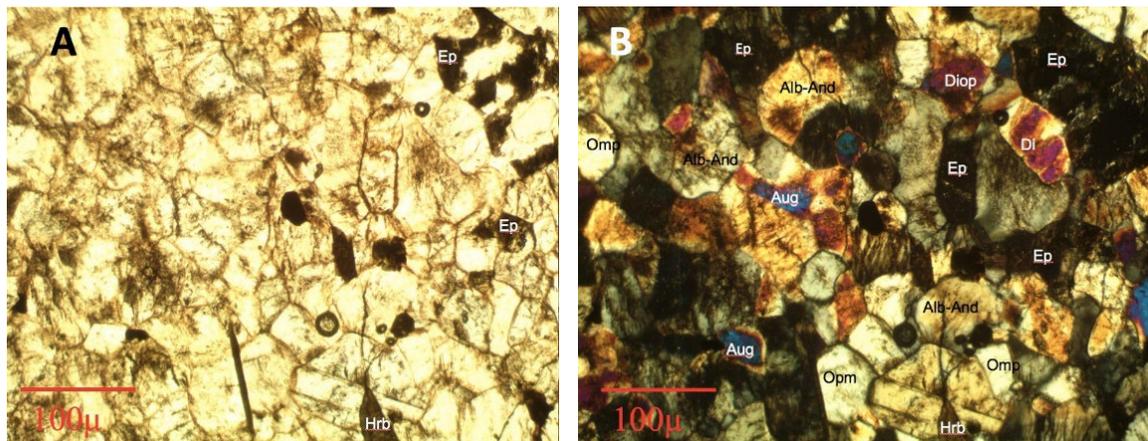


Figura 28. Fotomicrografía correspondiente a la muestra TL-2 (Gneis sienítico)

Fotomicrografías de gneis sienítico: (5X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada que muestra una textura granoblástica inequigranular; los cristales muestran formas subhedrales-anhedrales y el alto relieve se atribuye a las altas temperaturas de la facies granulítica, la mineralogía oscura corresponde a epidota y hornblenda que se encuentran asociados a la mineralogía dominante por un fenómeno de retrogresión metamórfica. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia son mayoritariamente de primer orden constituida principalmente por plagioclasas sódicas y ortoclase; los colores de segundo orden corresponden a clinopiroxenos, principalmente augita-diopsida.

Ficha técnica

Clave TL-12
Ubicación Carretera Fed. Libre 190
Observación Muestra de gneis sienítico, tonalidad rosada por su alto contenido de feldespato potásico, presencia de fenocristales en tonalidades oscuras (anfíboles y piroxenos)

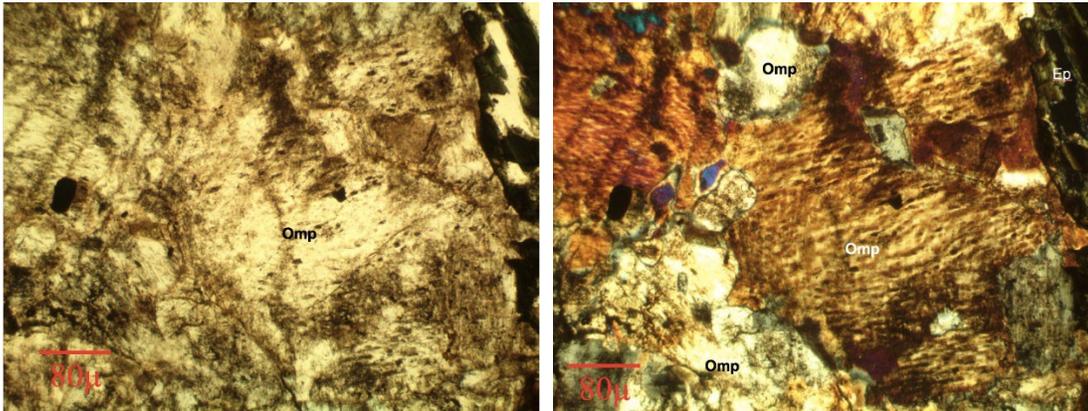


Figura 29. Fotomicrografías correspondientes a la muestra TL-12 (Gneis sienítico)

Fotomicrografías de gneis sienítico: (5X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada que muestra una textura granoblástica inequigranular; los cristales muestran formas anhedrales y el alto relieve se atribuye a las altas temperaturas de la facies granulítica, la mineralogía oscura corresponde a epidota y que se encuentra asociada a la mineralogía dominante por un fenómeno de retrogresión metamórfica. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia son mayoritariamente de primer orden constituida principalmente por feldespato potásico (ortoclasa) con protoexsoluciones de albita (pertita) que muestran ligeramente la foliación de la roca; los colores de segundo orden corresponden a clinopiroxenos, principalmente augita-diopsida.

IX. Geoquímica

Se presentan los resultados de los análisis geoquímicos realizados en el Centro Experimental Oaxaca, perteneciente al Servicio Geológico Mexicano, (Tabla 6 y Tabla 7), se puede consultar el reporte original en el Anexo 1.

*Nota: Equivalencia 1 mg/kg = 1 ppm (parte por millón)

Tabla 6. Resultados geoquímicos por Elementos de Tierras Raras Ligeras (LREE)

Métodos de medición		27	27	27	27	27	27	27
LD del método		0,005	0,008	0,008	0,025	0,005	0,008	0,005
Elemento/compuesto		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Unidades		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Litología	Ident/campo							
Gneis Sienítico	TL-1	69,74	134,34	17,42	70,14	10,58	6,36	6,80
Pegmatita	TL-3	18,37	32,96	3,80	13,38	1,89	0,70	1,12
Carbonatita	TL-5	96,36	166,75	18,69	63,51	9,81	1,38	7,76
Carbonatita	TL-8	34,84	57,80	7,32	27,83	5,21	0,98	5,03
Carbonatita	TL-13	53,74	99,24	11,68	42,06	6,90	1,10	5,50
Carbonatita	TL-14	32,30	60,21	7,70	30,05	5,67	0,92	4,97

Tabla 7. Resultados geoquímicos por Elementos de Tierras Raras Pesadas (HREE)

Métodos de medición		27	27	27	27	27	27	27
LD del método		0,008	0,04	0,005	0,053	0,003	0,005	0,005
Elemento/compuesto		Y	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Unidades		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Litología	Ident/campo							
Gneis sienítico	TL-1	16,73	0,78	3,88	0,67	1,69	0,22	1,24
Pegmatita	TL-3	3,93	0,12	0,63	0,12	0,32	0,05	0,34
Carbonatita	TL-5	45,32	1,09	6,43	1,25	3,56	0,51	3,03
Carbonatita	TL-8	37,02	0,77	4,82	1,00	2,96	0,44	2,67
Carbonatita	TL-13	32,89	0,76	4,54	0,92	2,72	0,40	2,38
Carbonatita	TL-14	28,59	0,74	4,41	0,86	2,49	0,36	2,18

Se destacan en amarillo aquellos valores iguales o superiores a una concentración de 90 ppm (partes por millón), reflejando una mayor abundancia de los elementos Ce y La en el grupo de las Tierras Raras Ligeras (LREE).

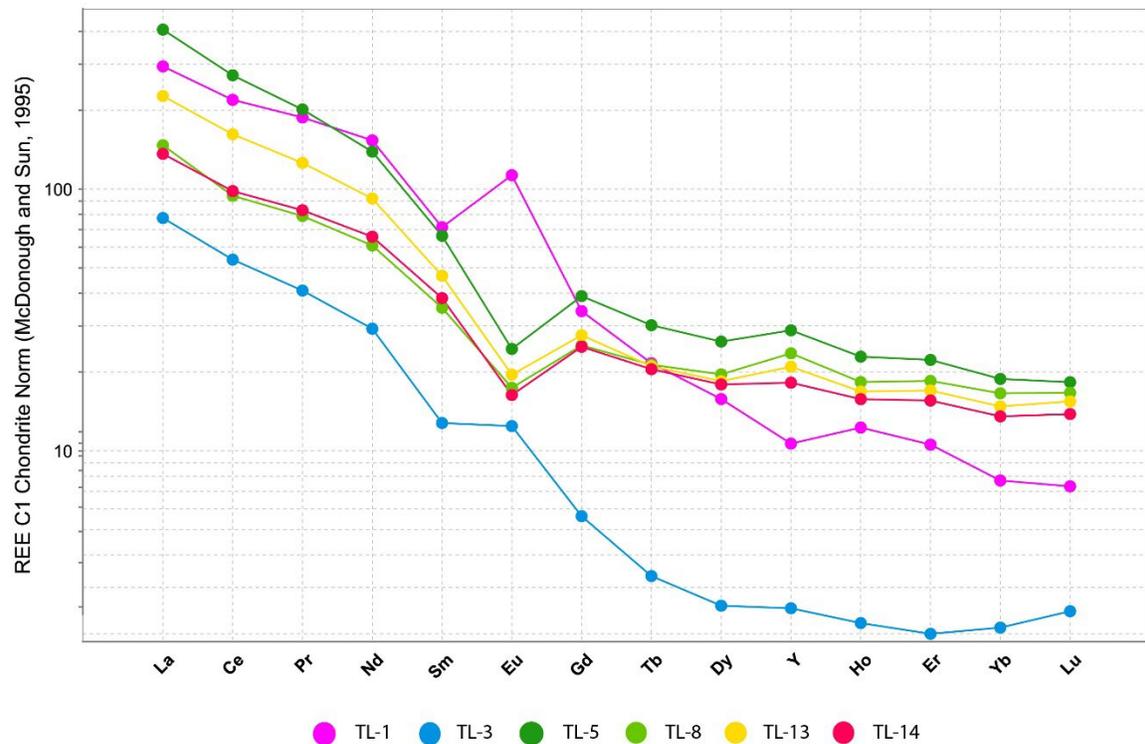


Figura 30. Diagrama Spider REE C1 Normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995)

Los Elementos de Tierras Raras son tratados como un grupo y en los diagramas se proyectan las concentraciones sobre el eje Y, en contra el incremento en el número atómico (eje X), que da el grado de incremento de compatibilidad de izquierda a derecha (Figura 30). Para su utilización generalmente se les normaliza con respecto a un manto primordial o a condrita. Las condritas son consideradas las muestras menos evolucionadas que derivan de la nebulosa solar y primordial y por tanto se aproximan así, a la composición temprana de la Tierra.

El decrecimiento del radio atómico (contracción de lantánidos) causa que las Tierras Raras pesadas se encuentren preferentemente en los sólidos que coexisten con los líquidos. Como se mencionó anteriormente, existen dos excepciones al estado de oxidación general de este grupo ($+3$), el Europio ($+2$) sustituye al Ca en las plagioclasas, pero es demasiado grande para hacerlo en los clinopiroxenos o en otras fases que contienen Ca, de modo que el Eu ($+2$) para la plagioclasa es notablemente alto para la serie de los REE.

Los coeficientes de distribución para el Eu en las plagioclasas son para un alto contenido de Eu (⁺²). Si se asigna 20% de plagioclasa a la roca fuente, se producirá una fuente pendiente en el patrón de Tierras Raras para Eu, que se conoce como anomalía de Eu, y que refleja la sustitución de Ca por Eu. La anomalía puede ser tanto positiva como negativa, dependiendo si la plagioclasa fue removida o acumulada respectivamente. La magnitud de la anomalía de Eu se expresa, Eu/Eu^* , donde Eu^* es el valor hipotético de Eu si Eu^{+2} no fue capturado por la plagioclasa. La anomalía negativa de Eu es buen indicador que el líquido estuvo en equilibrio con las plagioclasas, ahora ausentes.

El uso de la normalización a condrita de los REE, ha permitido la expansión de la técnica a un amplio espectro de elementos trazas, llamados diagramas de multi-elementos o diagramas spider. En estos diagramas, un amplio rango de elementos trazas incompatibles son normalizados o estimada su abundancia a un reservorio primitivo. (Toselli, 2009)

Los Elementos de Tierras Raras presentes en las muestras analizadas fueron normalizados con el estándar de condrita C1 de (McDonough y Sun, 1995) que se basa a partir de compilaciones de diferentes composiciones de elementos refractarios (aquellos son resistentes a ambientes ácidos y altas temperaturas) de diferentes grupos de condritas.

Puede apreciarse que la abundancia de los REE puede ser mayor o menor con respecto al estándar en la corteza superior, mayoritariamente para las Tierras Raras Ligeras (LREE), mostrando un patrón ligeramente creciente desde las LREE hacia las HREE.

Existen variaciones respecto a la tendencia general del diagrama para las muestras TL-1 Y TL-3 (Gneis sienítico y pegmatita, respectivamente), para la primera, con respecto a la firma negativa característica del Eu, y en la segunda, en su distribución decreciente hacia los HREE.

X. Cartografía

Durante las jornadas de campo dedicadas a la cartografía del área de estudio, se localizaron puntos importantes que fortalecen la premisa de que la unidad de la secuencia de paragneis contiene intrusiones de carbonatita.

En el transecto sobre la carretera federal libre 190, el afloramiento que muestra el contacto de las secuencias de paragneis con carbonatita y pegmatita, se aprecia que trunca la tendencia de foliación que lleva la unidad, encontrando la disposición *lit par lit* (Figura 31).



Figura 31. Afloramiento de paragneis, carbonatita y pegmatita, disposición *lit par lit*.

Es importante señalar que las apariciones de carbonatita en este afloramiento son pocas, además de que la roca se encuentra sumamente meteorizada, mostrando tonalidades rojizas-anaranjadas, resalta mucho a la vista la gran cantidad de minerales micáceos, principalmente flogopita, así como remanes pelíticos característicos de la unidad de secuencia de paragneis, así mismo la roca no se encuentra completamente cohesiva al afloramiento, algunos fragmentos grandes se pueden encontrar a pie de carretera, al recolectar muestras con el martillo, se rompe con facilidad, incluso en la mano al frotar con los dedos se desmorona, estas características podrían hacer pensar que se trata de un granito, sin embargo reacciona con efervescencia al ácido clorhídrico (HCl).

Por otra parte, esta misma unidad del lado de la autopista de cuota 135, muestra rasgos importantes de mencionar; en la secuencia de paragneis, aparecen cuerpos tabulares horizontales de color blanco, que presupone un emplazamiento concordante a la foliación. Sin embargo, al lado izquierdo superior de la (Figura 32) se aprecia la relación de corte con el bandeamiento foliado.



Figura 32. Vista panorámica del afloramiento Puente Barranca Cruz de Piedra-La Carbonera-Nochixtlán. Nótese en tonos claros la exposición de intrusiones de carbonatita emplazadas en la secuencia de paragneis pelítico (tonos ocre)

A lo largo de esta ruta, se puede apreciar como la forma de emplazamiento de los cuerpos carbonatíticos tiene variaciones, algunos de estos afloramientos muestran una relación *cross-cutting* con la secuencia de *paragneis pelítico*, que además tiene presencia de xenolitos de diabasa, en otros afloramientos, se observa a la carbonatita en una forma de emplazamiento concordante a la formación, por presentarse en forma de cuerpos horizontales, como si fueran un *sill* (Figura 33).



Figura 33. Forma de emplazamiento de las rocas carbonatíticas del Complejo Oaxaqueño. A. Relación de *cross-cutting* con relación a la secuencia de *paragneis*; B. Xenolitos de diabasa asimilados en la carbonatita. C. Emplazamiento en forma de *sill* dentro de la secuencia de *paragneis*. Localidad La Carbonera.

Así mismo, en otros afloramientos, se observa a la carbonatita en una forma de emplazamiento masiva (Figura 34), que rompe con la foliación dominante de la secuencia paragneisica



Figura 34. Cuerpos carbonatíticos masivos emplazados en la secuencia de paragneis, afloramientos sobre la carretera federal de cuota 135. Localidad La Carbonera.



Figura 35. Macroindicador cinemático (falla lateral izquierda) desarrollado en el cuerpo carbonatítico, emplazado en la secuencia de paragneis.

A una escala de mucho mayor detalle (Figura 36) esta unidad de roca se distingue por ser más pura con respecto a su igualdad en la carretera Panamericana, el color de la roca es más blanquecino, sin tanto contenido de minerales micáceos, y se encuentra más cohesionada, al sacar muestras con el martillo, no se resquebraja con tanta facilidad, se observa menos meteorizada, con abundancia de calcita, se destacar la abundancia de granoblastos de la unidad de paragneis



Figura 36. Unidad de carbonatita, color blanquecino característico, se aprecia predominio de calcita.

La integración cartográfica se llevó a cabo durante las jornadas de campo, realizando secciones mediante las cuales se hizo toma de datos geológico-estructurales para delimitar las unidades de interés, finalmente esta información colectada fue procesada para realizar el mapa geológico de la zona de San Jerónimo Sosola, que se muestra a continuación (Figura 37).

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL, DEL ÁREA DE SAN JERÓNIMO SOSOLA

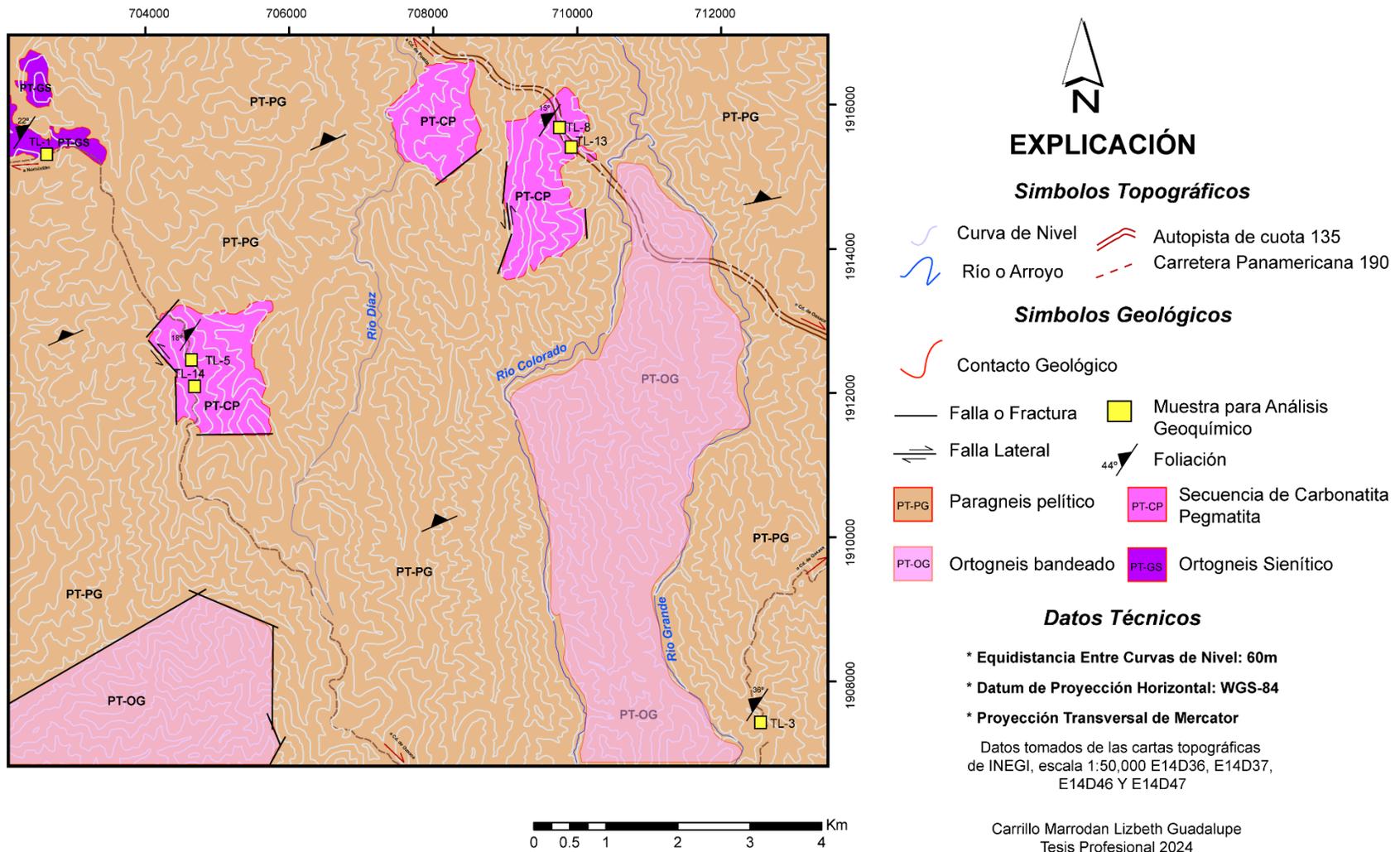


Figura 37. Mapa geológico regional del área de, San Jerónimo Sosola

XI. Discusión

El Complejo Oaxaqueño representa una pieza clave en el entendimiento de la evolución tectónica, no solo del territorio que ocupa México, sino en un contexto continental, situación que lo ha llevado a ser considerado un micro continente denominado como *Oaxaquia* (Kepie, et al, 2003), (Ortega-Gutiérrez, et al, 1995), y (Martini, et al, 2008), mismo que jugó un rol importante durante la ruptura y disgregación de Pangea (Solari, et al, 2003) al fungir como “puente” y conexión entre los supercontinentes *Laurencia* (al norte) y *Gondwana* (al sur).

A la fecha esas aportaciones prevalecen y las controversias se enfocan más a los datos obtenidos de isotopía más recientes que afinan un poco más la edad de algunas unidades, sobre todo a la edad de la unidad basal de dicho complejo (Migmatita El Catrín); no obstante, la edad Proterozoica Superior del complejo se conserva y la predominancia de rocas de afinidad *Grenvilliana* como la unidad mayormente expuesta dentro del Complejo (paragneis pelítico) continua.

Las rocas de edad *Grenvilliana* muestran intrusiones variadas que van desde pegmatitas, sienitas transformadas a gneis sienítico y rocas ricas en carbonatos. Las pegmatitas mantienen relación cortante con carbonatitas (aporte del presente trabajo) y ocasionalmente dispuestas en forma de *sills* en arreglo *lit par lit* con dicha secuencia de secuencia de paragneis.

En este sentido, la principal controversia se enfoca en si las rocas ricas en carbonatos emplazadas en las secuencias Grenvillianas de paragneis se deben considerar como carbonatitas, *sensu stricto*, o bien, como mármoles de tipo cipolino (Ortega-Gutierrez, 1981b), categorización que ha prevalecido a la fecha. Para el Proterozoico Superior, el ciclo Wilson (Wilson, R.W., et al, 2019) se encontraba en etapas tempranas evolutivas, prevaleciendo el magmatismo-metamorfismo como fenómeno geológico dominante, sin descartar la existencia de proto-oceános que pudieran estar generando secuencias sedimentarias ancestrales.

La duración del proceso metamórfico que originó el Complejo Oaxaqueño tomo ca: 360 My en llevarse a cabo, considerando las edades absolutas de las unidades cima-base de dicho complejo, 940Ma (charnokita) para la cima estructural y 1.3Ga (migmatita) para la base estructural. Si bien es cierto que la secuencia de paragneis tiene abundancia en componentes pelíticos, que apuntan a un protolito sedimentario, la presencia de carbonatos en dicha unidad es, más bien, incipiente como para pensar en grandes paquetes de carbonatos asociados a secuencias de protolitos calcáreos de origen sedimentario que pudieran dar origen a mármoles derivados de un metamorfismo regional.

Por su parte, es clara la forma de emplazamiento de las rocas carbonatadas en la secuencia de paragneis pelítico *Grenvilliano*, misma que ocurre como diques que cortan la foliación, o bien como *sills* emplazados en la foliación bandeada dominante de toda la secuencia metamórfica. Aunado a lo anterior, la geoquímica por elementos traza practicada a las muestras colectadas refleja de manera consistente la presencia de elementos de las tierras raras ligeras (LREE), principalmente en las rocas carbonatadas, donde el Cerio (Ce) y el Lantano (La) son los elementos dominantes, lo cual da un carácter magmático a dichas rocas, ya que dichos elementos y minerales asociados son singenéticos y claramente están asociados a magmas de carácter alcalino e hiperalcalino, situación que se ve reforzada por la presencia de dichos elementos en las otras rocas magmáticas asociadas que también cortan a la secuencia de paragneis (sienitas y pegmatitas).

Por tanto, la presencia de componentes pelíticos en dichas rocas carbonatadas (flogopita y grafito principalmente) se puede entender más bien como una asimilación de minerales por el ascenso de magmas alcalinos durante su emplazamiento en las rocas preexistentes.

Es muy probable que la controversia continuará; sin embargo, las evidencias apuntan a que es más correcto considerar a las rocas ricas en carbonatos como carbonatitas que son parte resultante del magmatismo alcalino e hiperalcalino Precámbrico emplazado en protolitos sedimentarios que dieron origen a la secuencia de paragneis.

La conclusión final de la presente contribución abre la posibilidad de considerar al Complejo Oaxaqueño como una unidad, en su conjunto, altamente prospectable por minerales estratégicos, incluyendo obviamente a las Tierras Raras (REE), situación que sin duda será necesaria en el mediano y largo plazo.

XII. Conclusiones

El desarrollo del presente trabajo permitió ahondar en el conocimiento de la zona centro-norte del Estado de Oaxaca, en las rocas de basamento expuestas de edad Proterozoica pertenecientes al Complejo Oaxaqueño, con una perspectiva distinta frente a la cual, su principal objetivo de estudio ha sido el entendimiento tectónico que tiene en México y a escala global, sin embargo, el potencial económico que tiene dicha zona asume un papel importante al tener unidades de roca (secuencia de secuencia de paragneis con intrusiones de rocas carbonatadas, gneises sieníticos y pegmatitas) que contienen minerales estratégicos para el desarrollo tecnológico actual, los cuales tienen una gran demanda que va en aumento, como es el caso de los Elementos de Tierras Raras (REE).

Como parte del objetivo de contribuir al conocimiento del basamento, se planteó una directriz diferente al tratar de explicar la génesis de las intrusiones de rocas carbonatadas, dentro de una unidad que presupone un carácter de protolito sedimentario, sin embargo, la evidencia de contenido de Elementos de Tierras Raras, pone de manifiesto que el origen de estas rocas es magmático.

Por otra parte, el cumplimiento de los objetivos específicos del presente trabajo fue cumplido con éxito, donde se expuso a través de las diferentes etapas metodológicas la evidente presencia de este particular grupo de elementos en tres de las ocho unidades petrotectónicas que conforman el Complejo Basal. Resulta una oportunidad única que en México existan sitios idóneos para la prospección de estos *commodities* que ya cobran una gran importancia a nivel mundial, sin embargo, se deben puntualizar algunas recomendaciones:

- El presente trabajo puede considerarse como precedente para futuros proyectos exploratorios en la zona, enfatizando en que se requiere de un muestreo sistemático más amplio.
- Más análisis geoquímico, considerando análisis de roca total, así como elementos trazas en porcentaje de óxidos.
- Diferenciar la mineralogía para determinar las menas, en este potencial depósito

ANEXO 1

Anexo 1. Resultados de análisis geoquímicos realizados por el Servicio Geológico Mexicano (SGM)



Informe de resultados OT22856/2024

Química Analítica

CLIENTE: LIZBETH GUADALUPE CARRILLO MARRODAN
DIRECCIÓN:
ATENCIÓN: C. LIZBETH GUADALUPE CARRILLO MARRODAN
PROYECTO: S/R
FECHA DE ENTRADA: 2024-04-17
LAPSO DE EJECUCIÓN: 2024-04-17 a 2024-04-24
FECHA Y LUGAR DE EMISIÓN: 2024-04-24, Oaxaca, Oaxaca

Ítems: Muestra(s) de mineral identificada(s) como TL-1, TL-13, TL-13-DPL, TL-14, TL-3, TL-5, TL-8.

Método(s) de medición:

27 = Determinación de elementos en minerales por disolución con 4 ácidos (HCl, HNO₃, HClO₄ y HF) /ICP-MS. Este método no aplica para minerales de Al en corindón, Ba en barita, Cr en cromita, Sn en casiterita, Sr en celestita y Ti en rutilo.

Elaboró

Ing. Juan Antonio Vásquez Martínez
Analista

Autorizó

Ing. Manuel Felipe Martínez Canseco
Signatario

Notas Importantes:

- Símbolos, equivalencias y observaciones aparecen en la página 3 de este informe.
- Este informe ampara 7 muestra(s) y 126 analito(s), incluyendo 18 duplicado (s), no deberá reproducirse parcial o totalmente sin la aprobación por escrito de esta Gerencia del Centro Experimental Oaxaca.
- El laboratorio no se hace responsable del muestreo.
- Este informe tiene validez únicamente con las firmas autógrafas.
- Las muestras testigos serán conservadas durante tres meses a partir de la fecha de emisión de este informe.

Carretera a San Lorenzo Cacaotepec km 0.5, C.P. 68258, San Pablo, Etlá, Oaxaca, México
Tel.: 951 518 76 55; Correo-e: ceoaxaca@sgm.gob.mx; Web: www.sgm.gob.mx

2 de 4

EXP-1D-002(INICIAL)2021-06-10

Método(s) de Medición		27	27	27	27	27	27	27	27	27
LD del método		0,005	0,008	0,008	0,025	0,005	0,008	0,005	0,008	0,04
Elemento/Compuesto		Ce	Dy	Er	Sc	Eu	Gd	Ho	Yb	Y
Unidades		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
Conlab.	Ident.Campo									
407770	TL-1	134,34	3,88	1,69	7,97	6,36	6,80	0,67	1,24	16,73
407771	TL-13	99,24	4,54	2,72	3,33	1,10	5,50	0,92	2,38	32,89
407772	TL-13-DPL	97,82	4,49	2,63	3,21	1,06	5,41	0,90	2,39	32,02
407773	TL-14	60,21	4,41	2,49	9,00	0,92	4,97	0,86	2,18	28,59
407774	TL-3	32,96	0,63	0,32	2,31	0,70	1,12	0,12	0,34	3,93
407775	TL-5	166,75	6,43	3,56	6,27	1,38	7,76	1,25	3,03	45,32
407776	TL-8	57,80	4,82	2,96	5,05	0,98	5,03	1,00	2,67	37,02

Método(s) de Medición		27	27	27	27	27	27	27	27	27
LD del método		0,005	0,053	0,003	0,005	0,005	0,005	0,003	0,008	0,010
Elemento/Compuesto		La	Lu	Nd	Pr	Sm	Tb	Th	Tm	U
Unidades		mg/kg								
Conlab.	Ident.Campo									
407770	TL-1	69,74	0,18	70,14	17,42	10,58	0,78	0,70	0,22	0,07
407771	TL-13	53,74	0,38	42,06	11,68	6,90	0,76	0,23	0,40	0,06
407772	TL-13-DPL	51,64	0,37	40,94	11,49	6,70	0,75	0,23	0,39	0,06
407773	TL-14	32,30	0,34	30,05	7,70	5,67	0,74	0,83	0,36	0,22
407774	TL-3	18,37	0,06	13,38	3,80	1,89	0,12	1,49	0,05	0,33
407775	TL-5	96,36	0,45	63,51	18,69	9,81	1,09	1,51	0,51	0,59
407776	TL-8	34,84	0,41	27,83	7,32	5,21	0,77	1,17	0,44	0,84

ANEXO 2

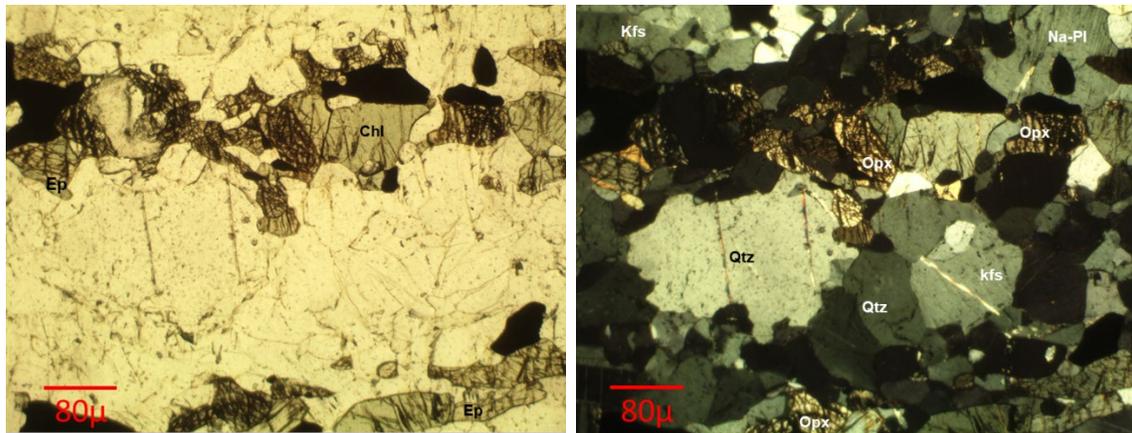
Anexo 2. Análisis petrográfico de muestras adicionales

Nota: Abreviatura FOV = Field of View (Campo de Vista).

CPL = Cross polarized light (Luz polarizada cruzada)

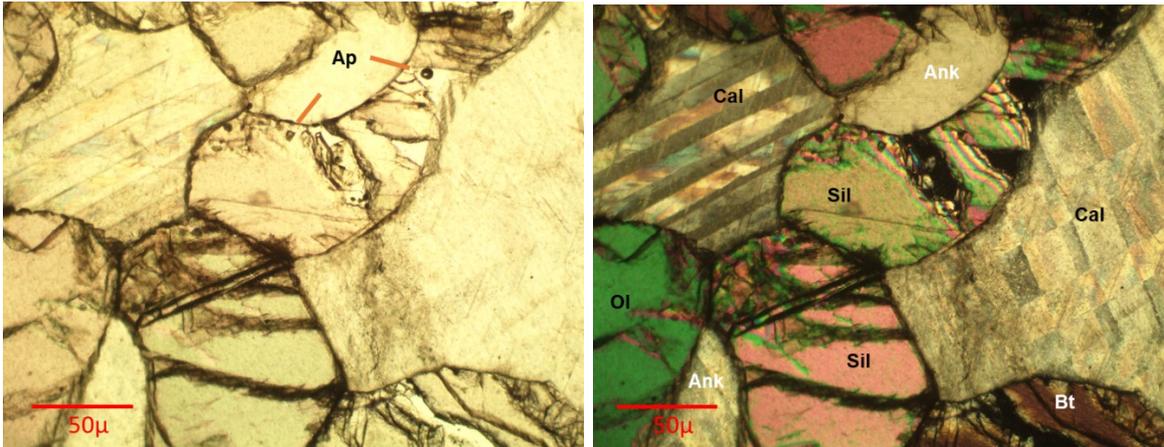
PPL = Plane polarized light (Luz polarizada plana)

Fotomicrografía de granito de hiperstena (Charnockita)



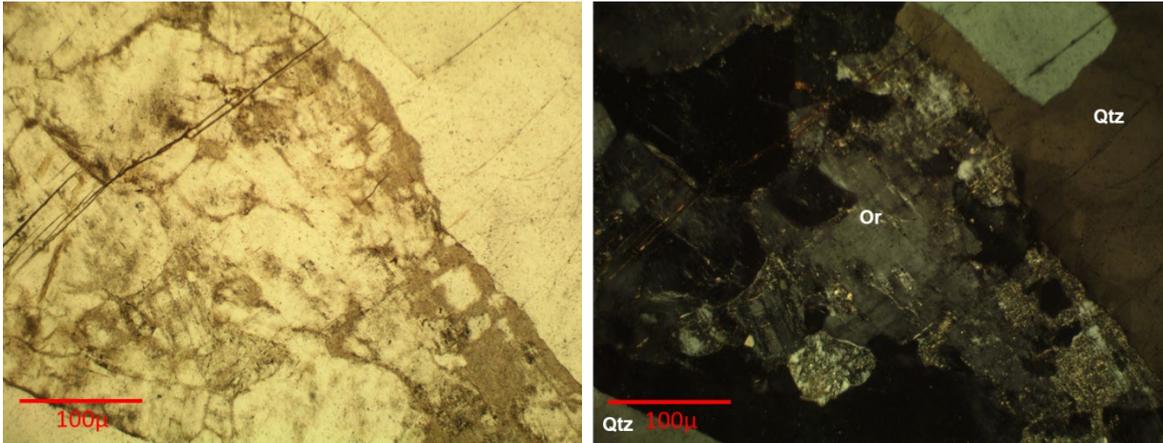
Muestra 4769, CO-1: (10X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada que muestra una textura granoblástica inequigranular; cristales subhedrales-anhedrales. Se distingue clorita y epidota ligeramente pleocroicos, la mineralogía oscura corresponde FeOx que se encuentran asociados como mineralogía accesoria por un fenómeno de retrogresión metamórfica. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia son mayoritariamente de primer orden constituida principalmente por cuarzo, oligoclasa y ortoclasa (F-K). Se distingue al centro ortopiroxeno subhedral (hiperstena) de facies anhidra producto del metamorfismo de alto grado.

Fotomicrografía de carbonatita



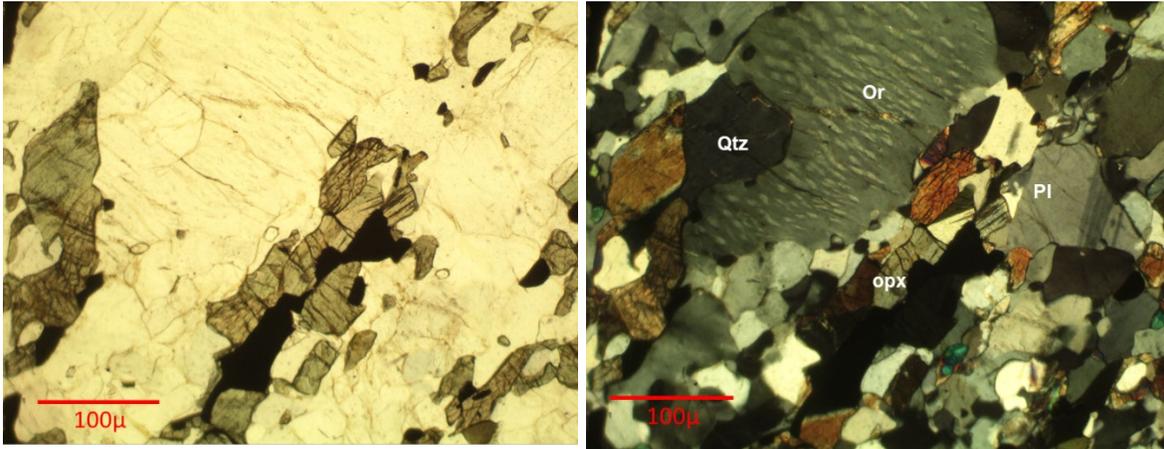
Muestra TL-6: (10X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada Cristales bien desarrollados euhedrales, destacando cristales de color verde en la porción central inferior del FOV; los microcristales que se observan en la parte superior corresponden a apatito. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia son, en general, de orden superior con notable presencia de carbonatos (calcita) y en menor proporción ankerita; los cristales que muestran cierta zonación en los colores de interferencia corresponden a sillimanita y en la parte inferior izquierda es notable el cristal de olivino aglutinado por calcita con su característico clivaje romboedral, asi como biotita en la parte inferior derecha.

Fotomicrografía de ortogneis cuarzo-feldespático foliado.



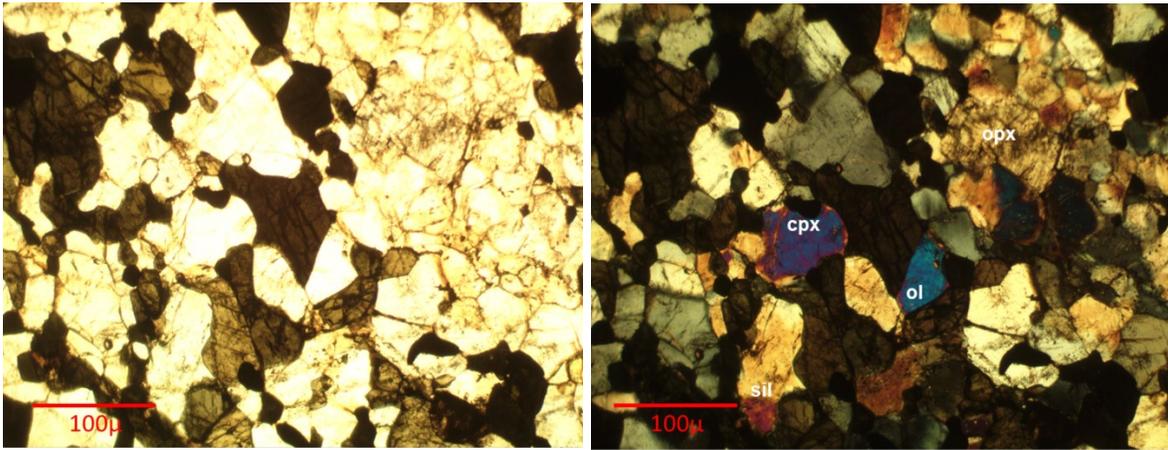
Muestra CO-08: (5X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada cristales masivos anhedrales con alteración sericítica en los bordes que remarcan el relieve; fracturas dominantes perpendiculares a la foliación; se observa claro el clivaje en dos direcciones ortogonales. Este cluster de minerales incoloros se ve rodeado por cristales masivos de bajo relieve. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia son mayoritariamente de primer orden: En la parte superior derecha e inferior izquierda se observan cristales de cuarzo, mientras que al centro el predominio es claro de Ortoclasa con exoluciones de albita (crecimientos perititicos).

Fotomicrografía de la porción del leucosoma de la Migmatita El Catrín.



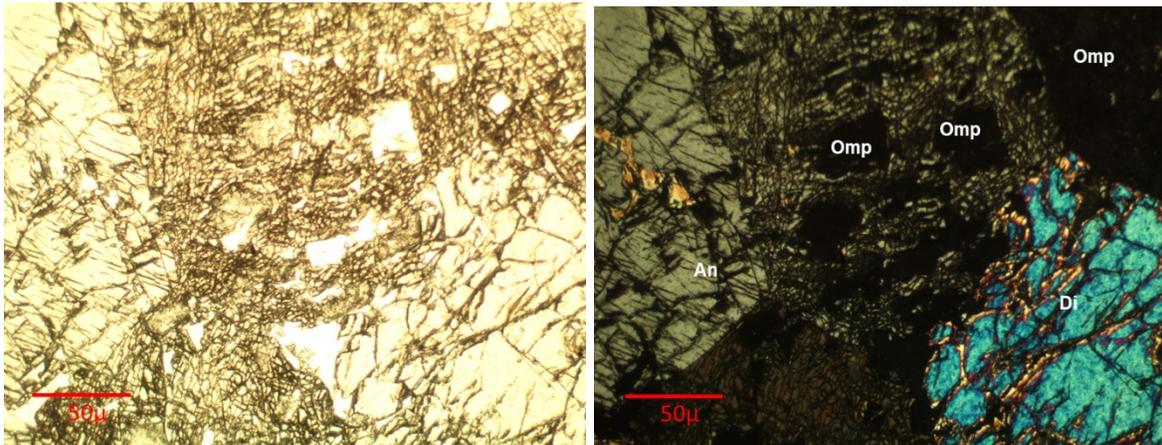
Muestra CO-10: (5X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada cristales subhedrales de color verde predominante ligeramente pleocroicos a verde claro; se aprecia claramente la foliación en dirección, FOV de los cuadrantes I-III aglutinados por una masa de cristales incoloros de bajo relieve. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia son mayoritariamente de primer orden: En la parte centro superior destaca un graoblasto de ortoclasa con intercrecimientos perititicos notorios con algo de extinción ondulante; la mayor componente cristalina es cuarzo-feldespática y representa la parte del leucosoma, mientras que la fracción de minerales del neosoma está conformada principalmente por ortopiroxenos (hiperstena) alterados por retrogresión a clinopiroxenos y anfíboles.

Fotomicrografía de la porción del melanosoma de la Migmatita El Catrín.



Muestra TL-10: (5X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada Cristales subhedrales de color verde predominante ligeramente pleocroicos a verde claro; se aprecia claramente la foliación en dirección, en el FOV, de los cuadrantes II-IV aglutinados por una masa de cristales incoloros de bajo relieve. **B.- CPL:** Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) los colores de interferencia de primer orden corresponden a plagioclasas de tipo labradorita-Bitownita; los colores de interferencia de segundo y tercer orden corresponden a clinopiroxenos y en menor proporción ortopiroxenos con presencia de olivino anhedral y sillimanita en la parte inferior del FOV.

Fotomicrografía de anortosita.



Muestra 4770 CO-2: (10X) A.- PPL: Vista en plano luz polarizada cristales anhedral, textura granoblástica y mineralogía muy fracturada; roca sometida a un régimen frágil; la porción central muestra cristales cúbicos muy bien desarrollados.

B.- CPL: Vista con polarizador y analizador a 90 (nícoles cruzados) En la porción central destaca un arreglo tipo “skeleton face” cuyos pseudocubos corresponden a granate tipo onfacita que se aprecia muy bien por su isotropía en el extremo superior derecho del FOV; con color azul de segundo orden destaca un cristal muy fracturado de diopsida (clinopiroxeno), mientras los colores de primer orden representan anortita anhedral muy fracturada.

Referencias

- Anenburg, M., Broom-Fendley, S., y Chen, W. (2021). Formation of Rare Earth Deposits in Carbonatites. *Elements. An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry and Petrology*, 17, 327-332.
- Aranha, M., Porwal, A., y González-Álvarez, I. (2022). Targeting REE deposits associated with carbonatite and alkaline complexes in northeast India. *Ore Geology Reviews*.
- ASGMI. (Septiembre de 2022). *MANUAL DE METODOLOGÍAS GEOQUÍMICAS DE PAÍSES IBEROAMERICANOS*. Obtenido de INGEMMET: [/https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/LIB-272.pdf](https://app.ingemmet.gob.pe/biblioteca/pdf/LIB-272.pdf)
- Balaram, V. (2019). Rare earth elements: A review of applications, occurrence, exploration, analysis, recycling, and environment impact. . *Geoscience Frontiers*, 1285-1303.
- Berger, V. S. (2009). *Carbonatites of the world, explored deposits of Nb and REE-database and grade and tonnage models*. . U.S. Geological Survey.
- Castro Mora, J., y Arceo Y Cabrilla, F. A. (1997). *Monografía geológico-minera del estado de Oaxaca*. Consejo de Recursos Minerales.
- Castro-Mora, J. (2002). Reconocimiento de los diferentes afloramientos de rocas metamórficas del Complejo Oaxaqueño; Tramo Nochixtlán-Telixtlahuaca, estado de Oaxaca. (C. d. Minerales, Ed.) *Boletín Técnico COREMI, Año VIII(48)*, 2-16.
- Deady, E. (2021). Global rare earth element (REE) mines, deposits and occurrences. British Geological Survey .
- Dostal, J. (2017). Rare Earth Element Deposits of Alkaline Igneous Rocks. *Resources*.

- Elias-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., e Iriondo, A. (2005). La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volúmen Conmemorativo del Centenario*, 83-109.
- Ferrusquía-Villafranca, I. (1976). *Estudios geológico paleontológicos en la región Mixteca, p1, Geología del área Tamazulapan, Teposcolula, Yanhuitlán, Mixteca Alta, estado de Oaxaca*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hernández-Cerda, M., Azpra-Romero, E., Aguilar-Zamora, V., Luna-Vega, I., Espinosa, D., y Contreras-Medina, R. (2016). *Condiciones climáticas en la Sierra Madre del Sur: Biodiversidad de la Sierra Madre del Sur: una síntesis preliminar*.
- INEGI. (2004). *Síntesis de información geográfica del estado de Oaxaca*.
- INEGI. (2016). *Anuario estadístico y geográfico de Oaxaca*. Aguascalientes. Ags.: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- Keppie, D. J., y Ortega-Gutierrez, F. (2010). 1.3-0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 21-27.
- Keppie, D., Dostal, J., Cameron, K., Solari, L., Ortega-Gutierrez, F., & Lopez, R. (2003). Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Research*, 120, 365-389.
- Keppie, D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., y Lopez, R. (2001). A Grenvillian arc of the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico. *Precambrian Research*, 165-181.
- Mariano, Anthony N. (1989). Economic geology of rare earth minerals. (T. M. America, Ed.) *Reviews in Mineralogy*, 21, 309-337.

- Martini, M. (2008). *Estratigrafía, deformación y magmatismo de la región comprendida entre Huatamo y Zihuatanejo (Michoacán-Guerrero): Implicaciones para la evolución tectónica del sur de México durante el Cretácico y Terciario temprano (Tesis doctorado)*. Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- McDonough, W., y Sun, S.-s. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 223-253.
- Mitchell, R. H. (2005). Carbonatites and carbonatites and carbonatites. *The Canadian Mineralogist*, 2049-2068.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., y Ortega-Gutierrez, F. (1995). Estructura interna de la falla Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad Cenozoica. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1-8.
- Ortega Gutierrez, F. (1981a). Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica Internacional*, 177-202.
- Ortega-Gutierrez, F. (1981b). La Evolución Tectónica Premisisipica del sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 140-157.
- Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., y Centeno-García, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology*, 23(12), 1127-1130.
- Pirajno, F. (2015). Intracontinental anorogenic alkaline magmatism and carbonatites, associated mineral systems and the mantle plume connection. *Gondwana Research*, 1181-1216.
- Ruiz-Castellanos, M. (1979). *Rubidium strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlán metamorphic areas of southern Mexico*. Dallas: University of Texas.
- Rzedowski, J. (1978). *Vegetación de México*. México, D.F. : Limusa.

- Sedlock, R. L., Ortega-Gutierrez, F., y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. En Geological Society of America, *Special Paper*.
- Shchepetilnikova, V. (2018). *Estudio petrológico y geocronológico de las pegmatitas proterozoicas del Complejo Oaxaqueño, Oaxaca, México*. Ciudad de México: Instituto de Geología, UNAM.
- Solari, L. A. (2001). *La porción norte del Complejo Oaxaqueño, estado de Oaxaca: estructuras, geocronología y tectónica*. Ciudad de México: Instituto de Geología, UNAM.
- Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutierrez, F., Cameron, K. L., y Lopez, R. (2004). ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 212-225.
- Solari, L., Keppie, D., Ortega-Gutierrez, F., Cameron, K., Lopez, R., y Hames, W. (2003). 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics*, 257-282.
- Subhash, J., Hoatson, D., y Mieozitis, Y. (2014). Geological setting and resources of the major rare-earth-element deposits in Australia. *Ore Geology Reviews*, 72-128.
- The Geological Society. (2011). *Rare Earth Elements. A briefing note by the Geological Society of London*.
- Toache-Pérez, A., Bolarín-Miró, A., Sánchez-De Jesús, F., y Lapidus-Lavine, G. (2022). Una perspectiva global de las tierras raras. *Tópicos de investigación en Ciencias de la Tierra y Materiales*, 9(9), 23-29.
- Tolson, G. (2005). La falla Chacalapa en el sur de Oaxaca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volúmen Conmemorativo del Centenario*, 111-122.

- Toselli, A. J. (2009). Capítulo 9. Petrología química II. Elementos trazar e isótopos. En A. J. Toselli, *Elementos básicos de petrología ígnea*. Instituto Superior de Correlación Geológica.
- Universidad de Burgos. (Marzo de 2022). *Espectrometría de Masas de Plasma (ICP-MS)*. Obtenido de Universidad de Burgos: <https://www.ubu.es/parque-cientifico-tecnologico/servicios-cientifico-tecnicos/espectrometria/espectrometria-de-masas-de-plasma-icp-ms>
- Van Gosen, B. S., Verplanck, P. L., Seal II, R. R., Long, K. R., y Gambogi, J. (2017). Rare-Earth Elements. En U. S. Geological Survey, *Critical Mineral Resources of the United States-Economic and Environmental Geology and Prospects for Future Supply*.
- Verplanck, P., y Van Gosen, B. (2011). *Carbonatite and Alkaline Intrusion-Related Rare Earth Element Deposit - A Deposit Model*. U.S. Geological Survey.
- Vladykin, N. V., y Pirajno, F. (2021). Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources. *Lithos*.
- Voncken, J. (2016). *The Rare Earth Elements. An Introduction*. The Netherlands: Springer.
- Wilson, R., Houseman, G., McCaffrey, K., Doré, A., & Buiter, S. (2019). Fifty Years of the Wilson Cycle Concept in Plate Tectonics. *GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, SPECIAL PUBLICATIONS*, 1-17.