



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Evolución petrogenética del cuerpo granítico de  
Guadalcázar, San Luis Potosí, México:  
Implicación en su origen y ambiente tectónico.**

Tesis que presenta

**Diego Adrián de León Hernández**

Para obtener el grado de

**Maestro en Geociencias Aplicadas**

**Director de la Tesis:**

**Dr. Sanjeet Kumar Verma**

San Luis Potosí, S.L.P., diciembre de 2021



## **Constancia de aprobación de la tesis**

La tesis “**Evolución petrogenética del cuerpo granítico de Guadalcázar, San Luis Potosí, México: Implicación en su origen y ambiente tectónico**” presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Diego Adrián de León Hernández** y aprobada el **día de mes de año** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

---

**Dr. Sanjeet Kumar Verma**  
Director de la tesis

---

**Dr. José Ramón Torres Hernández**  
Miembro del Comité Tutorial

---

**Dr. Aaron Martin**  
Miembro del Comité Tutorial

---

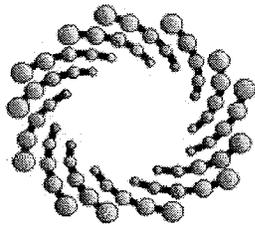
**Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geología Aplicada de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Sanjeet Kumar Verma

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (1007284) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



**IPICYT**

# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 075 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 17 días del mes de diciembre del año 2021, se reunió a las 11:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. Aaron James Martin</b> _	<b>Presidente</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dra. Sonia Alejandra Torres Sánchez</b>	<b>Secretaria</b>	<b>UASLP</b>
<b>Dr. José Ramón Torres Hernández</b>	<b>Sinodal externo</b>	<b>UASLP</b>
<b>Dr. Sanjeet Kumar Verma</b> _	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Diego Adrián de León Hernández**

sobre la Tesis intitulada:

***Evolución petrogenética del cuerpo granítico de Guadalcázar, San Luis Potosí, México:  
Implicación en su origen y ambiente tectónico***

que se desarrolló bajo la dirección de

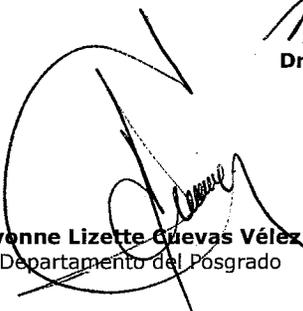
**Dr. Sanjeet Kumar Verma** \_

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 12:40 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

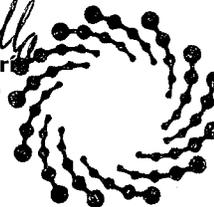
A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 17 días del mes de diciembre de 2021.



**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado



**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico



**IPICYT**  
SECRETARÍA ACADÉMICA  
INSTITUTO POTOSINO DE  
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA  
Y TECNOLÓGICA, A.C.

## Dedicatorias

*A mis padres que han estado apoyándome y alentándome durante mi formación académica,  
a mis hermanos que han sido participes en mi desarrollo como persona y como estudiante,  
a mis amigos y a todos mis seres queridos que sé que puedo contar con ellos cuando les necesite.*

## **Agradecimientos**

*Agradezco a mi familia por su apoyo invaluable durante el comienzo, desarrollo y conclusión de esta travesía que representó obtener concluir este proyecto de Tesis.*

*A mis amigos y compañeros de generación que a pesar de las adversidades ocasionadas durante la contingencia vivida en más de la mitad de la duración del posgrado estuvieron en comunicación conmigo apoyándome y animándome en lo que estuviera a su alcance: Josué, Claudia, Karla, Daniel, Ana y Davis. Especialmente a Josué que tuvo la gentileza de prestar su oído a mis ideas concernientes a este proyecto lo que me permitió reflexionar eficazmente y así avanzar en el escrito, mil gracias por tu apoyo.*

*Al Dr. Sanjeet Kumar Verma por buscar siempre la manera de apoyarme a distancia al estar al pendiente de la situación de este proyecto y asesorarme con sus conocimientos permitiendo el avance progresivo y la finalización de este proyecto a pesar de las dificultades ocasionadas por la contingencia sanitaria.*

*Al Dr. José Ramón Torres Hernández por darme la oportunidad de trabajar dentro parte de la zona que un día él le dedico su tiempo y dedicación en su tema de investigación de Grado de Maestría, por compartirme sus conocimientos y estar al pendiente de mis dudas en todo momento.*

*A Darío Torres Sánchez que fue parte elemental de este proyecto, acudiendo a mis llamados de ayuda cuando no lograba enfocar de manera precisa y correcta el análisis de mis resultados.*

*A la Dra. Sonia Torres Sánchez y a la Maestra en Ciencias de la Tierra Carolina Isabel Latorre Correa por su asesoramiento que hizo posible describir de manera eficaz y precisa mis láminas delgadas.*

*Al Dr. Aaron Martin por sus críticas constructivas que me hicieron mejorar mi trabajo de investigación.*

*Al estudiante de posgrado de la UASLP Helios Serna Bafún por su apoyo mostrándome los pasos necesarios para la preparación de mis muestras para análisis químico y para la obtención de circones.*

*A la Maestra en Ciencias Karla Rubí Hernández Martínez por su apoyo en parte de los trabajos de laboratorio, por su paciencia y calidez al transmitirme su conocimiento.*

*Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica por el uso de las instalaciones y los laboratorios.*

*A la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, por permitirme el uso de las instalaciones, en especial del laboratorio de Petrografía y Mineragrafía, dentro de la Facultad de Ingeniería donde se realizaron las láminas delgadas.*

# Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	ix
Anexos	xii
Resumen	xiii
Abstract	xiv
CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Introducción .....	1
1.2 Justificación .....	2
1.3 Objetivo .....	3
1.3.1 Objetivos Particulares .....	3
1.4 Hipótesis .....	3
1.5 Localización y vías de acceso.....	4
1.6 Fisiografía .....	5
CAPÍTULO 2 MARCO GEOLÓGICO .....	6
2.1 Geología Regional .....	6
2.1.1 Elementos estructurales de la Plataforma Valles San Luis Potosí.....	8
2.1.2 Estratigrafía .....	8
2.1.3 Actividad magmática de la PVSLP .....	10
2.2 Geología Local .....	12
2.2.1 Estratigrafía del área de estudio .....	13
CAPÍTULO 3 METODOLOGÍA.....	29
3.1 Geología de campo .....	29
3.2 Preparación de láminas delgadas .....	29
3.3 Técnicas analíticas.....	31
3.3.1 Preparación de muestras para análisis geoquímico .....	31

3.3.2 Elaboración de pastillas .....	33
3.3.3 Perdida por Ignición .....	33
3.3.4 Análisis geoquímico para elementos mayores.....	34
3.3.5 Incertidumbres .....	34
3.3.6 Análisis geoquímico para elementos trazas y tierra raras.....	35
3.3.7 Preparación de muestras para datación de circones mediante la técnica U-Pb. ..	35
3.3.8 Análisis de datación de circones.....	36
CAPITULO 4 RESULTADOS .....	38
4.1 Análisis Petrográfico .....	38
4.2 Análisis Geoquímico .....	42
4.2.1. Elementos mayores.....	43
4.2.2 Elementos de Tierras raras y elementos traza. ....	45
4.3 Geocronología .....	49
4.3.1 Datación U-Pb (LA-SF-ICP-MS) en circones.....	49
CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN .....	51
5.1 Eventos magmáticos .....	51
5.2 Afinidad del Granito de Guadalcázar al Tipo A.....	52
5.3 Procedencia del Magma.....	54
5.4 Proceso magmático.....	59
5.5 Ambiente Tectónico .....	60
5.6 Geodinámica.....	61
CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES .....	64
REFERENCIAS .....	67
ANEXOS .....	75

## Lista de figuras

Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El recuadro rojo muestra la ubicación al noreste de la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P. dentro del municipio de Guadalcázar, S.L.P.	4
Figura 2. Mapa de provincias fisiográficas. La ubicación de la zona de estudio está marcada en cuadro color rojo dentro de la Sierra Madre Oriental. Los datos vectoriales fueron obtenidos de INEGI.	5
Figura 3. Mapa de las provincias geológicas. La zona de estudio se encuentra dentro de la Plataforma Valles San Luis Potosí. Tomado y modificado de Ortega G. et al., (1991).	7
Figura 4. Columna Geológica (basada en información Carrillo-Bravo1971, Servicio Geológico Mexicano 1995-2006). Tomada de Rocha-Rocha, M, (2008).	11
Figura 5. Mapa Geológico de la zona de estudio en Guadalcázar, con base a la carta Geológica Minera Guadalcázar F14-A65 del Servicio Geológico Mexicano, y modificado con base en observaciones en campo de la extensión del intrusivo.	13
Figura 6. Cabalgadura de la Formación El Abra sobre la Formación Cárdenas en el área conocida como Aguaje de los García.	17
Figura 7. Interior de la gruta Las Candelas, donde es evidente el carácter multi-episódico del proceso de carsticidad, y el colapso del techo de las estructuras cársticas que explican la naturaleza de la brecha.	19
Figura 8. En las figuras se observa meteorización del tipo esferoidal que ha sufrido el cuerpo granítico de Guadalcázar, todas correspondientes al cuerpo morfológico Cerro Las Comadres (a y b corresponden a la parte sur, y c, a la parte norte del Cerro de Las Comadres).	21
Figura 9. La figura muestra algunos de los puntos de muestreo del Granito de Guadalcázar donde se observa su textura porfirítica predominante y su estado fresco.	22
Figura 10. Contacto entre la brecha calcárea (Formación El Realejo) y el intrusivo de Guadalcázar en donde es visible una zona de alteración por contacto (marmolización).	23
Figura 11. Diaclasamiento observado en campo presente en algunos puntos del Cerro San Cristóbal.	24
Figura 12. Banco de material de arena y grava con apreciable cantidad de cristales de fluorita, pirita y yeso.	26
Figura 13. Mapa de elevación de la zona de estudio. Realizado en el Sistema de Información Geográfica QGIS. Datos vectoriales obtenidos de INEGI.	27
Figura 14. Columna estratigráfica de la zona de estudio en Guadalcázar basada en información del Servicio Geológico Mexicano (1995-2006).	28
Figura 15. Muestras de mano a partir de las cuales se realizaron las láminas delgadas: a) GA-04, b) GA-08, c) GA-16, d) GA-12.	31
Figura 16. La figura a muestra la trituradora de mandíbulas BB 100 de la marca Retsch, la figura b muestra un juego de molienda de ágata y la figura c muestra	32

un molino de discos vibratorio RS 200 de la marca Restch.	
Figura 17. La figura muestra los objetos necesarios para realizar la separación manual de circones a la izquierda de la imagen es visible una placa de vidrio, en el centro una placa Petri montada sobre un Estereomicroscopio Leica y a la derecha unas pinzas de selección.	36
Figura 18. Diagrama QAPF mostrando la clasificación modal de las muestras sometidas a análisis petrográfico.	38
Figura 19. Microfotografías del granito de Guadalcázar en lámina delgada con nicoles cruzados tomadas con el objetivo 4X. A y B pertenecen a las muestras GA-04, C y D a la muestra GA-08. E y F pertenecen a microfotografías con nicoles cruzados tomadas con el objetivo 10X de las Biotitas.	40
Figura 20. Microfotografías del granito de Guadalcázar en lámina delgada con nicoles cruzados tomadas en el caso de a, b y d con el objetivo 10X, y en el de c con el objetivo 4X. A y B pertenecen a las muestras GA-04, y C y D a las muestras GA-08. Abreviaciones: FK (feldespato potásico)- Plg (plagioclasa)- Qz (cuarzo)- Bt (biotita)- Alt. Musc. (Alteración Moscovita).	42
Figura 21. Diagramas de Clasificación para las rocas del intrusivo de Guadalcázar: a) TAS (Le Bas et al., 1986), b) FeOT/(FeOT+MgO) vs. SiO <sub>2</sub> (Frost y Frost, 2008), c) Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO vs. SiO <sub>2</sub> (Frost y Frost, 2008) d) Alcalinidad-Aluminosidad (A/CNK vs A/NK; Maniar y Piccoli, 1989).	45
Figura 22. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) de las rocas del intrusivo de Guadalcázar.	47
Figura 23. Diagrama multi-elementos normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) de las rocas del intrusivo de Guadalcázar.	48
Figura 24. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) y BSE de los circones; b) Diagrama de concordia U-Pb; c) Edad media (promedio ponderado, edad 206 Pb/238 U) considerada como edad de cristalización del granito de Guadalcázar.	50
Figura 25. Distribución de edades del cuerpo plutónico de Guadalcázar. Edades previas fueron tomadas de <sup>1</sup> Tuta et al. (1988), <sup>2</sup> Chryssoulis y Rankin, (1988), <sup>3</sup> Diaz-Bravo et al. (2021), <sup>4</sup> Este trabajo.	52
Figura 26. Diagramas de discriminación para el granito de Guadalcázar: (a) Zr y (b) Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O vs 104 Gal/Al (Whalen et al., 1987), c y d diagramas ternarios representativos para distinguir los granitos entre los tipos A1 y A2, en ambos diagramas, la línea dentro del triángulo corresponde a la relación Y/Nb con valor igual a 1.2 (Eby, 1992).	54
Figura 27. Relaciones entre Y/Nb, Th/Nb, La/Nb y Ce/Pb en los tres grupos de roca del intrusivo de Guadalcázar. Valores de Normalización de McDonough y Sun (1995). Campos composicionales después de Moreno et al. (2016). Abreviaciones: A <sub>1</sub> , Granitos tipo A <sub>1</sub> ; A <sub>2</sub> , Granitos tipo A <sub>2</sub> ; CA, Arco Continental; CC, Corteza Continental; IA, Arco de Isla; OIB, Basalto de Isla Oceánica; Sh, Shoshonitas; Sub, suites magmáticas relacionadas a subducción.	56
Figura 28. Diagrama de discriminación Zr+Ce+Th vs Rb/Sr mostrando la composición del granito de Guadalcázar. La línea discontinua divide a los campos de los moderadamente a fuertemente peraluminosos granitos de tipo A y los granitos peraluminosos orogénicos, respectivamente.	57
Figura 29. Diagramas de variación geoquímica de las rocas del intrusivo de Guadalcázar. a) Ta/Yb vs. Th/Yb.; b) Nb/Yb vs. Th/Yb; c) (Eu/Eu)* vs	59

(Gd/Yb)<sub>N</sub>. UCC – Corteza Continental Superior; MCC – Corteza Continental Media; LCC – Corteza Continental Inferior; OIB – Ocean Island Basalts; E-MORB – Enriched Mid-Ocean-Ridge Basalts; N-MORB – Normal Mid-Ocean-Ridge Basalts.

Figura 30. Diagramas de variación. a) Zr-Zr/Nb, b) Ce/Yb-Ce y c) La/Sm-La ilustrando los efectos de fusión parcial y fraccionamiento en el origen del granito de Guadalcázar. 60

Figura 31. Diagramas de discriminación multi-dimensionales basados en funciones logarítmicas de elementos mayores y traza para rocas ácidas en este caso del intrusivo de Guadalcázar. (Verma et al., 2013). CR+OI: Rift Continental + Isla Oceánica; Col: colision; IA: Arco de Isla. 61

Figura. 32. Modelo esquemático termo-magmático mostrando la generación y ascenso de los magmas en la región de la Sierra de Guadalcázar (SG) durante el Oligoceno. Espesores de las capas corteza y manto aproximados con base en el modelo geofísico de la corteza del centro de México (Kerdan, 1992) modificado por Levresse et al., 2016 y en el modelo 2 del grosor de la corteza de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental (Rocha Peredo et al., 2021). 63

## Anexos

1. Tabla A1. Rango de valores de límite de detección para elementos traza y REE.	75
2. Tabla A.2 Composición modal de las rocas del grupo granito y sienita del intrusivo de Guadalcázar.	75
3. Tabla A3. Composiciones representativas de elementos mayores (en wt. %) de las rocas del intrusivo Guadalcázar. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 84, Z 14 N.	76
4. Tabla A.5 Elementos de Tierras raras y elementos traza (ppm) de las rocas del intrusivo Guadalcázar. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 84, Z 14 N.	79
5. Tabla A.5 Resultados de datación de circones mediante U-Pb de las rocas graníticas de Guadalcázar.	82

## Resumen

El granito de Guadalcázar se encuentra localizado al noreste de la ciudad de San Luis Potosí, ubicado entre las localidades de Guadalcázar y El Realejo. Este pertenece a la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), una provincia geológica conformada por rocas sedimentarias marinas formada durante el Mesozoico. El granito de Guadalcázar fue emplazado en parte de estas unidades sedimentarias (Fm, Guaxcamá, Fm. El Abra y Fm El Realejo) y es reconocido por dos elementos geomorfológicos prominentes conocidos como Cerro San Cristóbal y Cerro Las Comadres. El magmatismo de la PVSLP reportado es escaso y aislado. Sin embargo, este magmatismo ha sido relacionado con el magmatismo de la provincia Mesa Central la cual principalmente está compuesta por rocas volcánicas félsicas.

El granito de Guadalcázar esta principalmente compuesto por rocas plutónicas (viz. granito, granodiorita y sienita). Estas rocas son caracterizadas predominantemente por presentar textura inequigranular con un arreglo mineral principal de minerales esenciales tales como cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa, biotita, en algunos casos muscovita y minerales accesorios tales como el circón y opacos, minerales que son petrográficamente consistentes con un granito alcalino. Estas rocas muestran un alto contenido de sílice, riqueza en álcalis, composición peraluminosa y ferroan, así como bajos contenidos de  $\text{Ca}_2\text{O}$  y  $\text{MgO}$ . Además, muestran un evidente enriquecimiento de tierras raras “*rare earth elements*” (REE) y elementos incompatibles tales como Rb, Th, U, Nb; alto contenido de  $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ ; altas relaciones  $\text{Ga}/\text{Al}$ , y anomalías negativas en Ba, Nb, Sr, P, Ti y Eu. Estas características del granito de Guadalcázar son típicas de los granitos tipo A que son derivados de una fuente metasedimentaria evolucionada mediante cristalización fraccionada que probablemente fue subsecuente a una forma de recorrido polibárica. Las características geoquímicas además indican que la fuente metasedimentaria fue derivada de la corteza continental superior. Los diagramas de discriminación multidimensional muestran un escenario de rift continental o intraplaca. La datación de circón mediante Laser Ablation Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-SF-ICP-MS) muestra un emplazamiento ocurrido ca. 31 M.a para el granito de Guadalcázar.

Palabras clave: Geoquímica, granito, fuente de magma, San Luis Potosí, México, petrogénesis.

## **Abstract**

Guadalcázar granite is located northeast of the city of San Luis Potosí, lying between Guadalcázar and El Realejo localities. It belongs to Valles San Luis Potosí Platform (VSLPP), a geological province with sedimentary rocks formed during the Mesozoic. Guadalcázar granite was emplaced in part of these sedimentary units (Fm. Guaxcamá, Fm. El Abra, Fm El Realejo) and is recognized by two prominent geomorphological elements known as Cerro San Cristóbal and Cerro Las Comadres. VSLPP magmatism is reported to be scarce and isolated. However, this magmatism has been related to the magmatism of the Mesa Central province, which mainly composed of granitic rocks.

The Guadalcázar area is mainly composed of plutonic rocks (viz. granite, granodiorite, and syeno-granite). These rocks are characterized predominately to present inequigranular texture with a main mineralogical arrangement of essential minerals such as quartz, alkali feldspar, plagioclase, biotite, in some cases muscovite and accessories minerals such as zircon and opaques minerals that are petrographically consistent with an alkali granite. These rocks display high silica, alkali-rich, peraluminous and ferroan compositions as well as low MgO and Ca<sub>2</sub>O contents. Also, an evident enrichment in rare earth elements (REE) and incompatible elements such as Rb, Th, U, Nb, high Zr+Nb+Ce+Y content, high Ga/Al ratios, and depletion in Ba, Nb, Sr, P, Ti and Eu are defined in this granitic body. These features of Guadalcázar granite are typical of A-type granites that are derived from a metasedimentary source with evolved through the fractional crystallization that probably was subsequent by a polybaric pathway. Geochemical characteristics also indicate that the metasedimentary source was derived from upper continental crust. The multidimensional discrimination diagrams display a continental rift or within-plate setting. Laser Ablation Sector Field Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-SF-ICP-MS) zircon U-Pb dating shows an emplacement occurred ca. 31 Ma for the Guadalcázar granite.

**Key Words:** Geochemistry, granite, magma source, San Luis Potosí, México, petrogenesis.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Introducción

El área de estudio se localiza al noroeste del municipio de Guadalcázar, en la cual el intrusivo Guadalcázar objeto de interés de este trabajo es encontrado. El área de estudio forma parte de la Provincia Geológica conocida como la Plataforma Valles-San Luis Potosí la cual fue originada durante el Mesozoico por un proceso de transgresión marina (Carrillo-Bravo, 1971) siendo categorizada como el elemento más grande de un grupo de plataformas carbonatadas aisladas formadas durante el Cretácico Medio, la cual constituye un elemento paleogeográfico de gran importancia ubicado en la parte occidental del Golfo de México (Wilson y Ward, 1993). El registro estratigráfico Mesozoico en esta plataforma incluye rocas calcáreas de tipo arrecifal y post-arrecifal, del cretácico Medio y Superior, y margas, areniscas y lutitas del Cretácico superior (Carrillo Bravo, 1971).

El intrusivo de Guadalcázar se encuentra emplazado y cortando parte de las unidades sedimentarias pertenecientes a la PVSLP, como son evaporitas (Fm. Guaxcamá) y calizas (Fm. El Abra) del Cretácico, y una brecha calcárea (Fm. El Realejo) del Terciario (Torres-Hernández, 1994; Morales-Ávila, 2008). También en el área de estudio aflora una secuencia cretácica de lutitas arenosas y areniscas calcáreas (Fm. Cárdenas), un conglomerado oligomíctico, y una brecha polimíctica (Torres-Hernández, 1994). Morfológicamente el intrusivo de Guadalcázar está compuesto por dos cuerpos emplazados probablemente en tiempos diferentes, este supuesto con base en la diferencia que presenta en el grado de erosión y a la alteración hidrotermal, la cual es mucho más intensa en el Cerro de San Cristóbal, principalmente en sus bordes sur y oeste, diferente al cerro de las comadres donde es incipiente. Este intrusivo ha sido estudiado inicialmente con propósitos económicos debido a su alto contenido de estaño, zinc, mercurio y desarrollo de minas de plata en las zonas de Calaminas y Dolores (Tuta, 1988; Fries y Schmitter, 1948). Sin embargo, lo que concierne a su petrogénesis ha sido escasamente documentado a pesar de ser un ejemplo intrusivo que comparte en edad y algunas características significativas al vulcanismo de la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental emitida en esta región en un periodo muy estrecho de tiempo de entre 32 y 27 Ma. Las mayores exposiciones de

este magmatismo se encuentran en los complejos volcánicos de Santa María del Río, San Luis Potosí, Ahualulco, y La Repartición (Tristán-González et al., 2009) ubicados al sur del Realejo, los cuales comparten afinidad en edad, contenido de elementos mayores (Torres-Jurado, 2019; Chryssoulis Wilkinson, 1983), y mineralizaciones de estaño y flúor, sobre todo con los domos del campo volcánico de San Luis Potosí (Torres-Sánchez et al., 2019).

Estructuralmente la zona de estudio se encuentra en un anticlinal llamado Sierra de Guadalcázar, una gran estructura la cual evolutivamente es descrita por Torres-Hernández (1994). Estudios de datación han sido realizados en este intrusivo por diversos métodos, como son K-Ar por Mujica y Albarrán, (1983), Ar-Ar por Tuta (1988) y U-Pb por Díaz-Bravo (2021). Otros aspectos como la petrografía (Fries y Schmitter, 1948; Chryssoulis Wilkinson, 1983), análisis químico de elementos mayores (Chryssoulis Wilkinson, 1983) y la geotermometría (Chryssoulis Rankin, 1988) del granito han sido investigados, además estudios de inclusiones fluidas fueron realizados en los yacimientos de mercurio emplazados en rocas calcáreas que sirvieron como encajonantes del intrusivo, las cuales fueron afectadas por hidrotermalismo durante la fase tardía del emplazamiento del granito de Guadalcázar (Morales-Ávila, 2008). Sin embargo, la definición del ambiente tectónico del cuál procedió el magma que dio origen al granito y la petrogénesis de este mismo siguen sin formalizarse, por lo cual el presente trabajo tiene como finalidad la generación de información geoquímica, petrológica y geocronológica de este cuerpo intrusivo que permita la comprensión de la petrogénesis del magma granítico y su relación con un ambiente tectónico.

## **1.2 Justificación**

Diversos trabajos han sido desarrollados en el cuerpo granítico de Guadalcázar (p.ej. Fries y Schmitter, 1947; Chryssoulis W., 1983; Mujica y Albarran, 1983; Tuta, 1988), los cuales han sido enfocados principalmente en la descripción de características geológicas, mineralógicas, como también del potencial económico-minero.

Sin embargo, debido a la escasez en información geoquímica, geocronológica y petrográfica en la región, el origen, evolución y tiempo de generación del magmatismo en el área aún sigue siendo un tema de discusión.

### **1.3 Objetivo**

El presente trabajo muestra como objetivo, establecer la petrogénesis del intrusivo de Guadalcázar, y el posible diacronismo del denominado cerro Las comadres (las Piedras) y el muy citado cerro de San Cristóbal, donde se ha explorado y desarrollado actividad minera sobre todo en el borde sur (área de Calaminas).

#### **1.3.1 Objetivos Particulares**

- Conocer el tiempo de emplazamiento del cuerpo plutónico en el área de Guadalcázar mediante la datación de circones utilizando el método U-Pb.
- Evaluar de forma cualitativa y cuantitativa el proceso magmático que dio lugar a la generación del cuerpo intrusivo de Guadalcázar.
- Identificar el ambiente tectónico en el cual se generó el cuerpo granítico de Guadalcázar.

### **1.4 Hipótesis**

Dentro del presente trabajo se han considerado las siguientes hipótesis:

- El origen del cuerpo plutónico se relaciona a un proceso de fusión parcial cortical.
- La actividad magmática tuvo lugar durante el Eoceno-Oligoceno en un ambiente relacionado a extensión.

## 1.5 Localización y vías de acceso

El área de estudio, está limitada por las coordenadas  $22^{\circ} 43'$  y  $22^{\circ} 35'$  de latitud norte, y los meridianos  $100^{\circ} 29'$  y  $100^{\circ} 20'$  de longitud oeste, cubriendo aproximadamente 11 km de longitud. El área total de estudio es de aproximadamente  $165 \text{ km}^2$ , siendo ubicada dentro del municipio conocido como Guadalcázar. Dicho municipio se ubica en la parte norte del estado de San Luis Potosí a aproximadamente unos 81 km de la capital de dicho estado (Fig. 1).

Las vías de acceso, partiendo desde la capital de San Luis Potosí, es mediante el uso de la carretera Federal N° 57 México-Piedras Negras la cual atraviesa el estado de S.L.P de sur a norte, llegando a la sección comprendida por las ciudades de S.L.P y Matehuala, en el entronque al poblado de Guadalcázar, se ingresa y recorriendo aproximadamente 3 km se llega al área de estudio, la cual es reconocida por la morfología predominante de los cerros las Comadres y San Cristóbal.

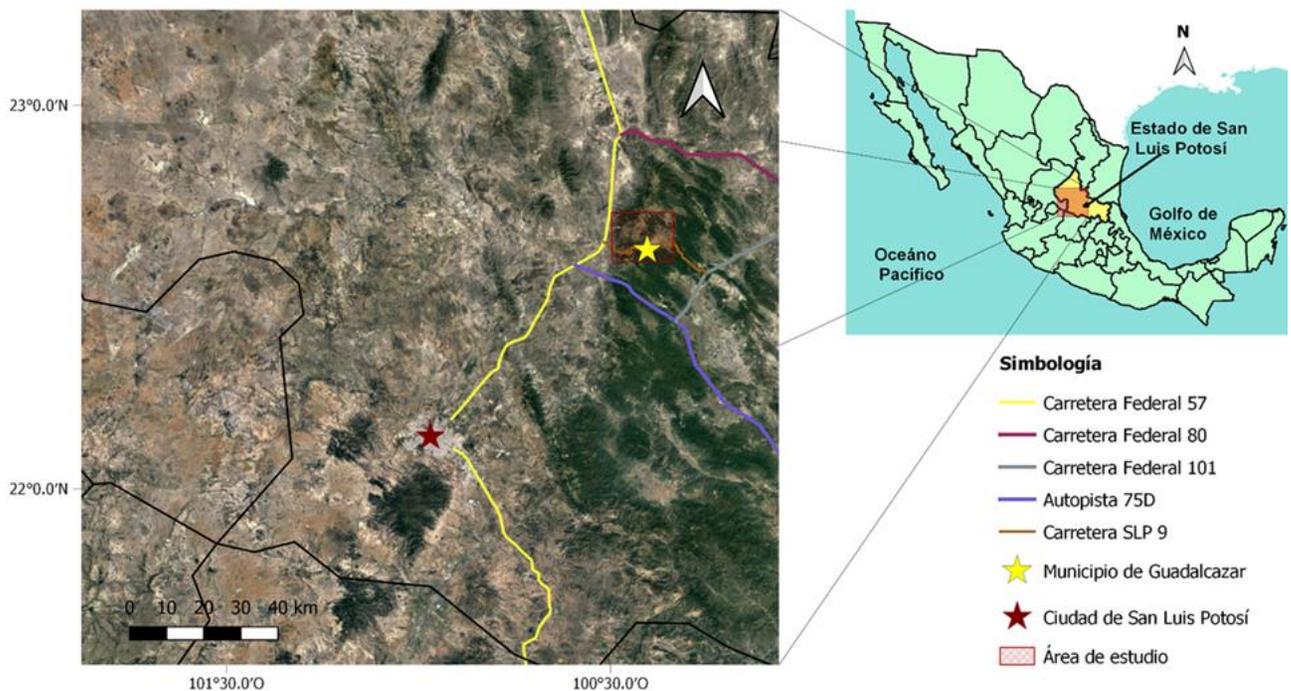


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio. El recuadro rojo muestra la ubicación al noreste de la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P. dentro del municipio de Guadalcázar, S.L.P.

## 1.6 Fisiografía

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, la cual se extiende en dirección noroeste-sureste, contando con cumbres que están por encima de los 2500 m, una longitud de 800 km y de 80 a 100 km de ancho, iniciando su recorrido en la parte sur del estado de Texas, teniendo una variación en su dirección en la parte norte de la Ciudad de Monterrey en el estado de Nuevo León en la cual esta presenta un giro (curvatura de Monterrey) continuando entonces su recorrido hacia el Sur hasta alcanzar a una de las provincias colindantes, el Eje Neovolcánico en el estado de Veracruz (Fig.2). La provincia Sierra Madre Oriental es el producto de la acción de la orogenia Laramide que causó el levantamiento y la deformación de rocas de edad mesozoica y del basamento cristalino (Dana, 1896; Campa y Coney, 1982).

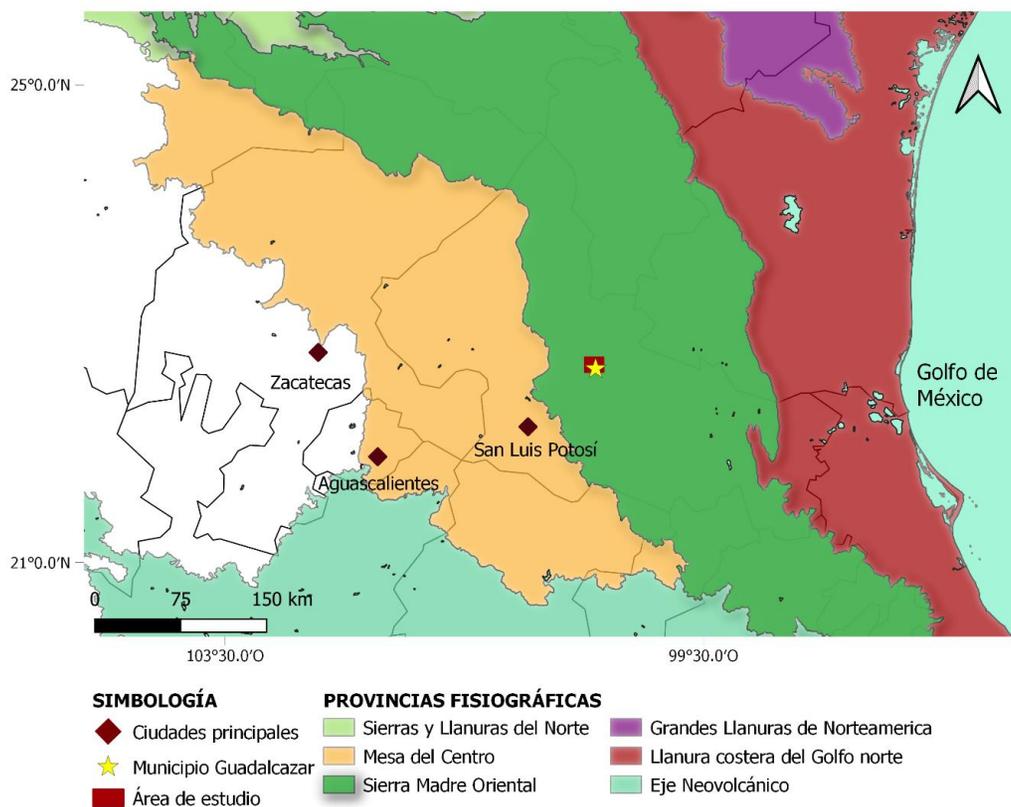


Figura 2. Mapa de provincias fisiográficas. Los datos vectoriales fueron obtenidos de INEGI.

## CAPÍTULO 2

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Geología Regional

La Plataforma Valles San Luis Potosí es definida por Ortega et al., (1992) como una provincia geológica, la cual cubre gran parte del territorio del estado de San Luis Potosí, y en menor extensión, a los estados de Tamaulipas, Querétaro, Hidalgo y Guanajuato. Esta plataforma forma parte de una serie de plataformas carbonatadas aisladas formadas durante el Cretácico Medio (Wilson y Ward, 1993). La PVSLP en conjunto con la Cuenca Mesozoica de México (CMM; Morán-Zenteno, 1994; Nieto-Samaniego et al.,2005) y el antiguo Golfo de México, son considerados importantes elementos paleogeográficos que controlaron la sedimentación marina durante el Cretácico (Carrillo Bravo,1971; Basañez-Loyola et al., 1993). A consecuencia de que en la PVSLP se desarrolló bajo el régimen de una sedimentación calcárea de baja profundidad (Formaciones El Abra), y en la Cuenca Mesozoica de México bajo uno de sedimentación profunda, fue producida entre ellas un contraste que se reconoce en su litología y espesor, que a su vez condiciona que, en ambas, las propiedades mecánicas de las unidades sedimentarias de estos difieran (Aranda-Gómez et al., 2020; Suter, 1984; Contreras-Pérez, 1993). La PVSLP es reconocida por estar conformada por una secuencia sedimentaria que incluye yesos que afloran en la región en forma de diapiros (Formación Guaxcamá), una gruesa secuencia de Calizas (>1000m) de estratificación gruesa (Formación El Abra), y lutitas y areniscas de la Formación Cárdenas. Esta secuencia registra desde una incipiente transgresión marina que cubrió parcialmente a la plataforma a principios del Jurásico Superior (Nieto-Samaniego et al.,2005) y propicio el depósito de sedimentos marinos de distintas facies formando las rocas antes mencionadas, logrando su mayor extensión y desarrollo en el Cretácico Medio (Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel, 2003). La actividad magmática dentro de la PVSLP se caracteriza principalmente en cuerpos plutónicos que se localizan en la parte suroccidente de la plataforma, donde rocas volcánicas solo se presentan de forma escasa y en áreas aisladas (Carrillo Bravo, 1971).

La unidad paleogeográfica denominada Plataforma Valles-San Luis Potosí se encuentra en la parte central de México (Fig. 3), sus límites son en su parte noroeste, la

provincia geológica Zacatecana, la cual es definida como un complejo de rocas de edad mesozoica, al suroeste por la Faja Ignimbrítica Mexicana, que consiste de estructuras volcánicas pertenecientes a lo que se ha definido como un arco magmático continental de edad cenozoica (Ortega, et al., 1992), en la parte restante que cubre parte del límite norte, este y sur, la limita la provincia geológica denominada Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras, la cual su rasgo característico es un conjunto de sedimentos marinos representando estructuras resultantes de la deformación provocada por esfuerzos tectónicos compresivos durante el proceso orogénico Laramídico de fines del Cretácico-inicio del Paleógeno.

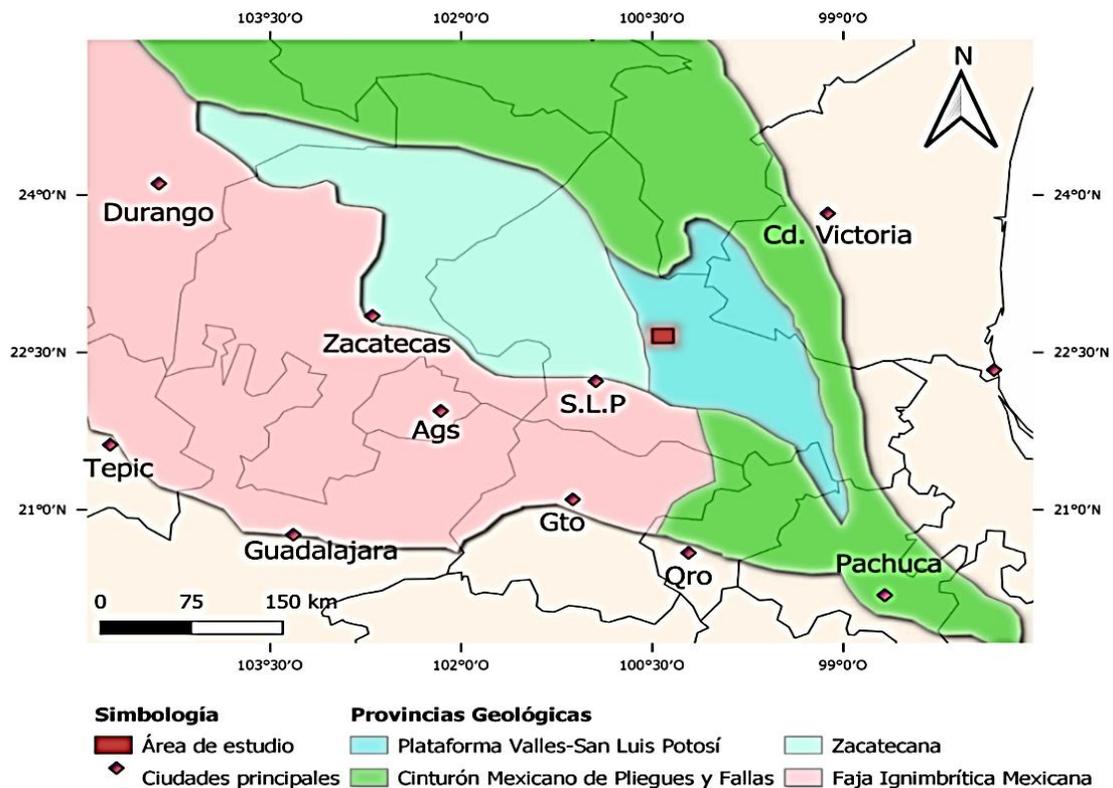


Figura 3. Mapa de las provincias geológicas. Tomado y modificado de Ortega G. et al., (1991).

### **2.1.1 Elementos estructurales de la Plataforma Valles San Luis Potosí**

Dentro de la porción de la PVSLP que fisiográficamente pertenece a la Sierra Madre Oriental, un sistema de estructuras anticlinales y sinclinales se orientan con una dirección que varía en dirección desde los 45° NW-SE hasta casi E-W (Carrillo Bravo, 1971), siendo las más relevantes los anticlinales de Guadalcázar, Nahola, Miquihuana y Gómez Farías, y los sinclinales Guaxcamá y Valle de Guadalupe.

Es señalado por Carrillo Bravo (1971) que, sobre la porción oeste de la PVSLP, donde está presente el anticlinal de la Sierra de Guadalcázar (SG), específicamente en la parte norte de esta estructura, existe una variación en la orientación de los ejes de los pliegues, pasando de la tendencia que tiene la mayoría de las estructuras NW-SE a N-S, variación que pudiera asociarse a la continuidad en esta región de la megacizalla de San Tiburcio propuesta por Mitre-Salazar (1989), la cual Tristán-González y Torres-Hernández (1994) reportan al norte de la sierra de Coronado, ubicada al NW de la de Guadalcázar. En cuanto a la SG, tiene una morfología anómala respecto de las que le rodean, destacándose un altiplano central el cual ocupa una extensa brecha calcárea, un cuerpo intrusivo granítico, y restringidos afloramientos de yesos en su borde oeste de la Sierra. Torres Hernández (1994) ha propuesto que esta morfología peculiar se generó por procesos de diapirismo asociado a emplazamiento forzado de los yesos o anhidritas de la Formación Guaxcamá, lo que modificó la estructura de la sierra, y generó sistemas de fracturas que indujeron procesos de carsticidad muy activos, provocando colapsos sucesivos y el desarrollo de un gran volumen de brecha en toda la parte central de esta estructura laramídica. En dicha brecha el intrusivo de Guadalcázar fue emplazado en forma de dos cuerpos principales conocidos como Las Comadres y San Cristóbal, así como numerosas apófisis menores.

### **2.1.2 Estratigrafía**

La secuencia estratigráfica aflorante en la PVSLP (Fig.4) se extiende desde rocas del Paleozoico hasta el Cenozoico (Rocha-Rocha, M., 2008). Esta secuencia estratigráfica es iniciada por rocas metamorizadas del Precámbrico y Paleozoico, las cuales discordantemente son sobreyacidas por sedimentos clásticos del Jurásico Inferior.

Cubriendo a estos sedimentos se encuentra una secuencia sedimentaria marina, secuencias de evaporitas y calizas del Cretácico (Barboza–Gudiño et al, 2008; Venegas–Rodríguez et al, 2009).

La parte occidental de la PVSLP presenta una secuencia estratigráfica diferente de la de la parte oriental, por lo que, para el presente trabajo de tesis, se documenta solo la información correspondiente al margen occidental. Sobre la porción occidente de la PVSLP, estratigráficamente la formación sedimentaria más antigua es la formación Guaxcamá, la cual solo aflora de manera reducida en la SG, pero de manera muy amplia, en las inmediaciones del poblado de Guaxcamá (Hoja Peutillos-F14-A65, INEGI), y anticlinal El Potrero (Hoja Santa Catarina- F14-A85, INEGI). La fm. Guaxcamá es una secuencia de evaporitas, principalmente compuesta de yeso, anhidrita y en menor medida por carbonatos y sulfuro nativo (Valencia-Islas y Villaseñor-Rojas, 1997).

La formación de mayor presencia en volumen y área es la formación El Abra, constituyendo la mayor parte de la secuencia de plataforma. Esta consiste de una gruesa secuencia calcárea con espesores de medianos (30-50 cm) a gruesos (>1m). Dichos estratos consisten de calizas de aguas someras, con abundante micro y macro fauna, tanto de facies arrecifales como lagunares, típicas de ambientes de plataforma. Al interior de la plataforma son encontrados parches arrecifales, los cuales estratigráficamente se encuentran mal definidos y rodeados por brechas calcáreas, producto de la acción del oleaje contra las estructuras de arrecife. Los estratos están irregularmente dolomitizados. Lateralmente, hacia el talud de la plataforma, la secuencia calcárea corresponde a facies que reflejan deformación pre-litificación, depósitos de avalanchas y algunos “*slums*” intercalados con depósitos turbidíticos (Fm. Tamabra). Más al oeste se presenta una unidad donde se mezclan calizas de cuenca con los componentes calcáreos de aguas someras (mixed facies según Heim, 1940) unidad que representa la zona de transición entre la PVSLP y la CMCM (López-Doncel, 2003). Las formaciones Soyatal y Tamasopo, que consisten de margas y lutitas, y carbonatos de aguas someras (Calizas), respectivamente, sobreyacen a la fm. El Abra a lo largo de la porción occidental de la plataforma; en el caso de la fm. Soyatal, de manera transicional y lateralmente (Galicia-Ovalle, 2005). La formación Cárdenas, una secuencia de arenisca intercalada con lutita se encuentra sobreyaciendo concordantemente a la formación Soyatal y Tamasopo. Estas rocas son cubiertas por un conglomerado

polimíctico, rocas volcánicas y derrames de origen volcánico del Terciario, así como por un conglomerado polimíctico y aluvión (INEGI, 1985; Carrillo Bravo, 1971) que cubre parcialmente e indistintamente la secuencia estratigráfica descrita.

### **2.1.3 Actividad magmática de la PVSLP**

Dentro de la PVSLP es reconocido que la presencia de cuerpos magmáticos es escasa y en pequeñas dimensiones, siendo localizada principalmente en la parte suroccidente de la plataforma. La mayoría de la actividad magmática en esta región se generó principalmente durante el Paleógeno, con excepción de algunos afloramientos pertenecientes al Jurásico-Triásico Superior (Carrillo Bravo, 1971; INEGI, 1985).

Cuerpos plutónicos del Cenozoico (Carrillo Bravo, 1971; INEGI, 1985) son encontrados dentro de la PVSLP los cuales presentan composiciones ácidas principalmente, así como también de composición granodiorítica-monzonítica que intrusionan a rocas de la secuencia sedimentaria. Las rocas volcánicas del Paleógeno son de tipo riolítico, andesítico y basáltico. Las andesitas cuentan con textura porfídica las cuales según Carrillo Bravo (1971) son posteriores a las riolitas, contemplando para estas una edad del Paleógeno superior. Los basaltos se distribuyen a través de la porción central y sur de la PVSLP la cual se presenta en forma de derrames lávicos (INEGI, 1985; Carrillo Bravo, 1971).

Las zonas de la PVSLP que poseen rocas no pertenecientes al Paleógeno se presentan en forma de coladas de lavas masivos de composición básica (basaltos) formando pequeños volcanes de edad Cuaternaria cubriendo discordantemente a rocas cretácicas y paleógenas (INEGI, 1985; Carrillo Bravo, 1971).

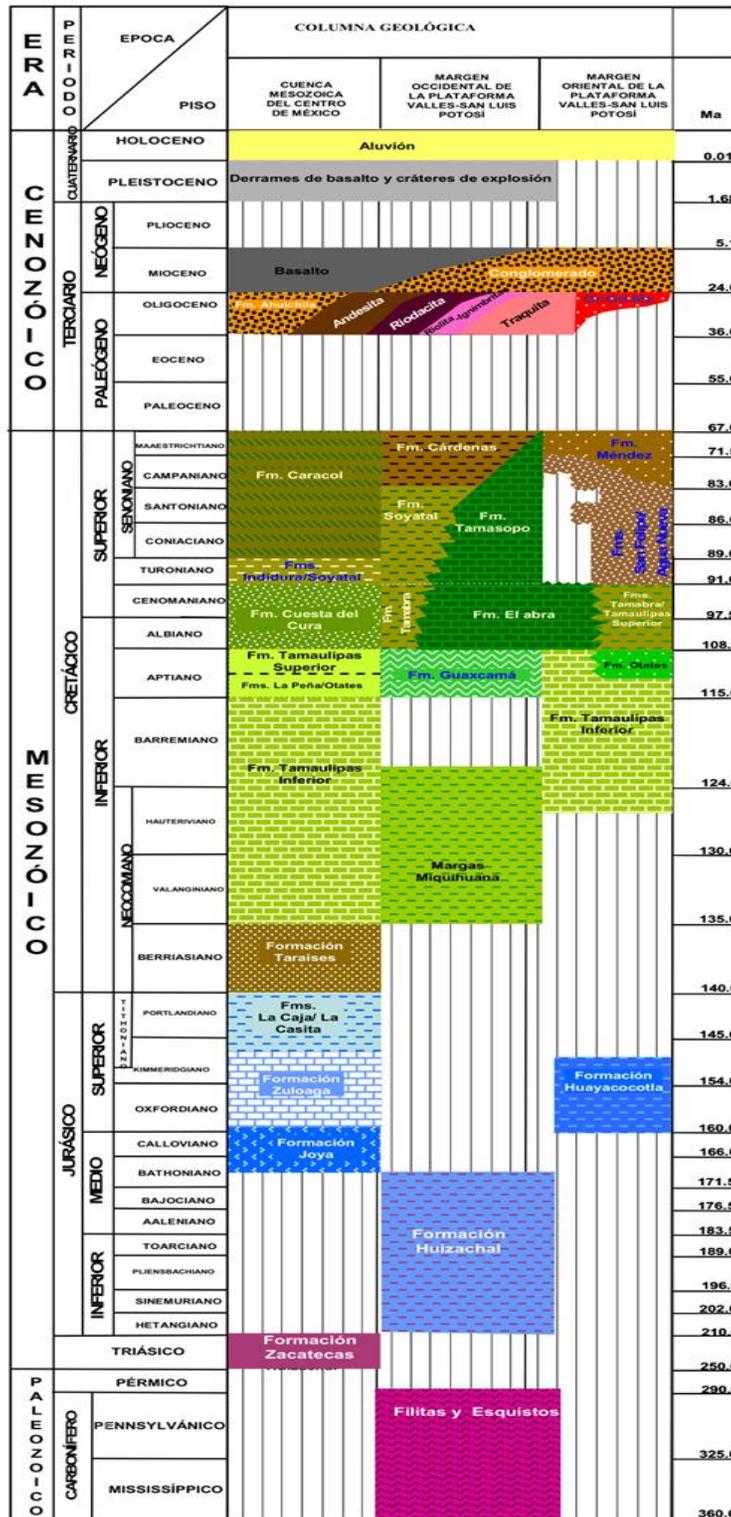


Figura 4. Columna Geológica (basada en información Carrillo-Bravo1971, Servicio Geológico Mexicano 1995-2006). Tomada de Rocha-Rocha, M, (2008).

## 2.2 Geología Local

La base de la columna estratigráfica del área de estudio está conformada por una secuencia de yesos y anhidritas del Aptiano denominada formación Guaxcamá, las cuales presentan intercalaciones de horizontes dolomíticos; dicha secuencia representa el inicio de la transgresión marina sobre la PVSLP ocurrida en el Mesozoico durante el Aptiano (Carrillo Bravo, 1971). El proceso transgresivo continuó de manera general hasta el Albiano donde los elementos positivos presentes fueron cubiertos precediendo un desbordamiento hacia la parte occidental de México (Rangin y Córdoba, 1976), lo cual permitió se reunieran las condiciones para el desarrollo de depósitos arrecifales, pre-arrecifales y post-arrecifales a lo largo del borde de la PVSLP (Carrillo Bravo, 1971), dicha formación fue nombrada por Carrillo Bravo (1971) como Formación El Abra, la cual tiene una gran extensión aflorante en el área de estudio. Posterior a estos eventos dentro del área estudiada está presente una secuencia de lutitas y areniscas que representa el arribo de terrígenos marcando el cambio de tipo de sedimentación, de carbonatada a terrígena, representada por la denominada formación Cárdenas. Los cuerpos plutónicos reconocidos dentro del área son de composición félsica, y, por edad, cercanía con otras unidades volcánicas (ignimbrita El Leocito) que comúnmente se han considerado (Labarthe-Hernández et al., 1982) asociadas a la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental, siendo los dos cuerpos del intrusivo de Guadalcázar que aquí se documenta, los de morfología y elevación más prominentes.

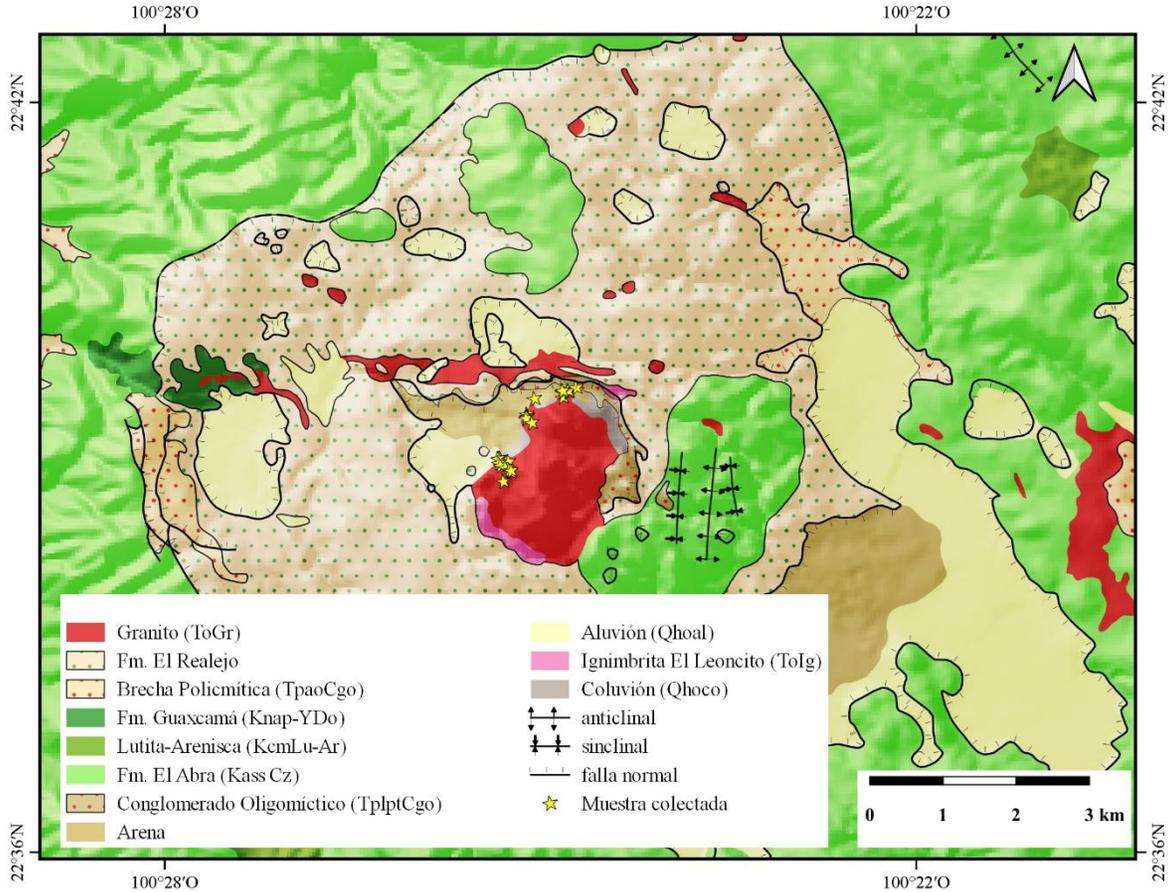


Figura 5. Mapa Geológico de la zona de estudio en Guadalcázar con base a la carta Geológica minera del Servicio Geológico Mexicano, Guadalcázar F14-A65 y modificado con base en observaciones de la extensión del intrusivo en campo.

## 2.2.1 Estratigrafía del área de estudio

### 2.2.1.1 Cretácico

Esta unidad fue primeramente descrita de manera informal por Martínez-Pérez (1965) como una secuencia de evaporitas, con algunas intercalaciones de dolomitas de apariencia sacaroide, de tonalidades que van del gris claro al oscuro, con bandeamientos finos que cuentan con material arcilloso, siendo la coloración consecuencia de contenido de material carbonoso (Carrillo Bravo, 1971). Las dolomitas se presentan en la parte superior de dicha secuencia en contacto subyaciendo a la formación El Abra. El espesor de la unidad no se ha podido establecer debido a que se presenta en forma de diapiros (Torres-Hernández y

Tristán-González, 1999), no obstante, personal de PEMEX (1988) mediante la perforación de pozos, determinó un espesor promedio de 2500 m, siendo este gran espesor aludido a que esta formación, durante su depósito, el piso marino en la plataforma presentó un proceso lento progresivo de subsidencia que se culminó hasta el Santoniano (Zapata-Zapata y Pérez-Venzor, 1979). Dentro del área de estudio esta formación es reconocida en la parte noroeste, en la zona yesífera conocida como Vía Láctea, donde Carrillo Bravo (1971) hizo la observación de que los estratos se encuentran con un fuerte plegamiento. La edad de esta formación ha sido determinada considerando la posición estratigráfica y contenido microfaunístico (Aguilar-Rodríguez, 1984; Carrillo Bravo, 1971; PEMEX, 1988) y con el uso de datos isotópicos de azufre (Valencia-Islas y Villaseñor-Rojas, 1997), presentando ambas determinaciones cierto grado de concordancia, considerándose para la formación una edad de Berriasiano-Aptiano.

### **Formación El Abra (KassCz)**

Las rocas que constituyen a esta formación fueron inicialmente propuestas como parte de la denominada Caliza Tamasopo por Böse (1906; en Smith, 1986), no obstante, varios autores concordaban que estas rocas carecían de correspondencia litológica y alcance estratigráfico con dicha unidad. El término Caliza el Abra fue usado por Garfias (1915) y aplicándose en primera instancia a las calizas dentro de los campos petroleros de la Faja de Oro (Power 1925; en Carrillo-Bravo 1971), formalizándose estas rocas como una formación hasta 1930 por Kellum, el cuál inicialmente las describe en dos facies: Miliolina y Taninul. Por su parte Muir (1936) aplicó los términos facies Taninul y facies El Abra ubicando las localidades tipo al oeste de la estación Taninul sobre la vía férrea Tampico-San Luis Potosí y a 9.4 km al oriente de Ciudad Valles, respectivamente.

Carrillo Bravo (1971) conceptualmente incluye a los carbonatos de la PVSLP y de la Faja de Oro de edad Albiano-Cenomaniano, definiendo que para la formación El Abra están presentes 3 facies (arrecifal, pre-arrecifal y post-arrecifal); a su vez, con base en la división tradicional usada (facies Taninul y El Abra) reconoce los rasgos característicos, describiendo a las facies Taninul como las de tipo de facie arrecifal, generalizada como una caliza masiva de coloración crema amarillento y gris crema, bioclástica esquelética,

compuesta principalmente de rudistas, foraminíferos y algas; y las facies El Abra del tipo post-arrecifal como una caliza de color gris claro rica en miliólidos y ostreidos (Omaña et al, 2019).

La Formación el Abra está ampliamente distribuida en toda el área de estudio (Figura 5) siendo esta interrumpida en la parte central por el resto de las unidades presentes, mayormente por la brecha calcárea (Fm. El Realejo), y en menor proporción por el cuerpo intrusivo de Guadalcázar, material aluvial, arenas, conglomerados y por las secuencias lutita-arenisca (Fm. Cárdenas) y yeso-dolomía (Fm. Guaxcamá). En esta área la fm. El Abra es de facies de arrecife, pre-arrecife y post-arrecife (Torres-Hernández, 1994), la descripción otorgada por Torres-Hernández (1994) ilustra que dentro del área la formación El Abra comienza en su base por un delgado horizonte de dolomías, teniendo un cambio transicional a unas calizas masivas que contienen abundancia en fósiles (radiolítidos), posterior a esa capa es reconocida una alternancia de estratos con ausencia de macrofauna con otras con alto contenido fosilífero; presenta además abundantes estilolitas abarcando la totalidad del espesor del estrato. En la parte superior de la secuencia los estratos con fósiles alternan con estratos que contienen lentes y nódulos de sílice con tonalidades que van desde el gris claro al morado oscuro, e incluso, llegando a tonalidades negras, entre los cuales horizontes arcillosos se encuentran intercalados. Prosiguiendo hacia la cima un estrato de mudstone calcáreo de grano muy fino es localizado, sobre este se vuelven a presentar capas con alto contenido fosilífero; en este caso, con una estratificación de gruesa a masiva que contienen fósiles de rudistas, y esporádicamente, algunos corales. En la cima de esta secuencia está presente una considerable cantidad de gasterópodos y algunos corales, y más próximo al contacto con la formación Cárdenas se encuentra un horizonte rico en ostreas. El límite entre estas dos formaciones es reconocido por la alternancia de terrígenos y rocas calcáreas. Es mencionado que al interior de la mina Norte Laguna Gerardo es visible mineralización de mercurio en fracturas ya que se encuentran rellenas de sulfuro de mercurio (cinabrio; Morales-Ávila, 2013). Los espesores reportados por Torres-Hernández (1994) para esta formación dentro del área de estudio son de 1200 m y de manera general los espesores reportados por diversos autores van desde 1100-2720m (Basañez et al.,1993). Esta formación sobreyace concordantemente a la formación Guaxcamá dentro del área de estudio.

## **Formación Cárdenas (Kcm Lu-Ar)**

La Formación Cárdenas fue primeramente descrita por Böse (1906), el cual le asigna el termino de división, siendo hasta 1944 que Imlay le da el reconocimiento de Formación, la cual se compone principalmente de sedimentos arcillo-calcáreos y areniscas del Cretácico. La descripción más completa de esta formación fue proporcionada por Carrillo Bravo (1971) en la cual hace uso de la división realizada por Myers (1968), el cual, en base a un estudio bioestratigráfico propuso tres miembros para la Formación, a la cual Carrillo Bravo añade un cuarto miembro en su descripción.

Localmente dentro del área de estudio, la formación Cárdenas fue documentada por Torres-Hernández (1994), quien señala que su mejor exposición está en el arroyo El Aguaje. Esta formación en su base presenta predominantemente material arcilloso y horizontes de arenisca delgados presentes de forma esporádica, y siguiendo hacia la cima se encuentran alternancias de lutitas y areniscas en forma cíclica (flysch). Estos estratos presentan espesores de 3 a 5 cm en las areniscas y de 7 a 10 cm en las lutitas, siendo predominante hacia la cima las areniscas, cuyo espesor varía de 10 a 15 cm según lo reportado por Torres-Hernández (1994). La Formación Cárdenas sobreyace concordantemente a la Formación El Abra y en algunas porciones dentro del área la formación El Abra cabalga sobre la formación Cárdenas (Figura 6). Aunque los espesores generales para esta formación reportados por Carrillo Bravo (1971) para cada uno de los miembros definidos en su descripción son muy variables, para el área del Aguaje de los García en el Aguaje, la formación alcanza un espesor máximo de 150m. La edad propuesta por Carrillo Bravo (1971) es de Campaniano-Maestrichtiano con base en su contenido fosilífero.



Figura 6. Cabalgadura de la Formación El Abra sobre la Formación Cárdenas en el área conocida como Aguaje de los García.

### 2.5.1.2. Paleógeno

#### Formación El Realejo (T<sub>pap</sub>Br<sub>p</sub>)

En la parte central del área de estudio (Parte central de la Sierra de Guadalcázar), la mayor parte del Altiplano El Realejo presenta una brecha calcárea en la cual no es apreciable estratificación alguna, siendo esta una mezcla de diferentes tamaños de bloques de caliza, travertino, y aisladamente, de yeso. Esta brecha tiene una exposición espectacular desde donde se desprende el camino asfaltado hacia el Realejo (a partir de la carretera hacia Guadalcázar), donde se pueden ver bloques pequeños, medianos y grandes de caliza y travertino; solo ocasionalmente se encuentran clastos de yeso (Torres Hernández, 1994).

Dado que se encuentra intrusionada por un cuerpo magmático de edad Oligocena, a esta brecha se le asignó una edad Paleoceno-Oligoceno. Al interior de la mina Los Yugos es reportado por Morales-Ávila (2008) presencia de mercurio diseminado en la brecha calcárea. El origen de esta brecha ha sido abordado por Torres Hernández (1994), donde a partir de la determinación y el análisis de 4 hipótesis concluyó que la más apropiada que explica las evidencias registradas en campo y por ende el origen de la brecha calcárea es la que involucra a un diapirismo ocurrido durante el Paleoceno-Oligoceno asociado a un emplazamiento forzado de los yesos o anhidritas de la formación Guaxcamá, lo cual modificó la estructura de la Sierra y generó sistemas de fracturas que indujeron procesos de carsticidad muy activos, colapsos sucesivos y el desarrollo de un gran volumen de brecha

en toda la parte central de la estructura laramídica (Sierra de Guadalcázar). Estas características son visibles al interior de la gruta Las Candelas (Figura 7) donde se aprecia la carsticidad intensa aparentemente multiepisódica, por el colapso sistemático del techo.

### **Conglomerado El Muerto**

Un conglomerado oligomítico fue desarrollado a partir de los clastos procedentes de la brecha calcárea conocido como El Muerto, siendo el tamaño de los clastos de unos pocos centímetros hasta bloques que de forma aislada alcanzan un tamaño de 40-50cm y un espesor que va desde los 60 hasta alcanzar 80m (Torres-Hernández,1999). Este conglomerado tiene presencia en la parte central del altiplano El Realejo, al norte-orientado de la periferia del intrusivo de Guadalcázar separando a este de la Formación El Realejo. Su edad no ha sido establecida con exactitud; se ha contemplado el Terciario temprano dada su relación con la brecha calcárea de la Formación El Realejo (Torres-Hernandez et al., 1999).

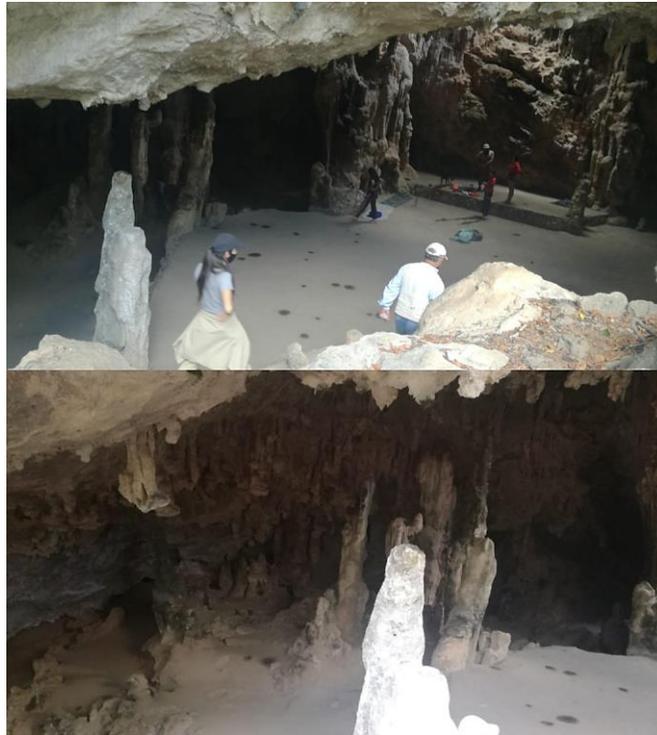


Figura 7. Interior de la gruta Las Candelas, donde es evidente el carácter multi-episódico del proceso de carsticidad, y el colapso del techo de las estructuras cársticas que explican la naturaleza de la brecha.

### **Intrusivo de Guadalcázar**

El intrusivo de Guadalcázar se localiza al noroeste del poblado de Guadalcázar. Este cuerpo fue descrito en primera instancia por Fries y Schmitter (1948), como un cuerpo de 2.4 km en longitud, aflorando en contacto casi vertical con rocas calcáreas. Estos autores lo describen como una roca granítica masiva de color claro grisáceo con textura porfirítica, en el cual los minerales predominantes son cuarzo, feldespatos potásicos, biotita y, en forma subordinada, plagioclasa. En cuanto a los minerales accesorios, estos están compuestos por el circón y la magnetita; y en forma diseminada, brookita, monacita, turmalina, topacio y fluorita, siendo el berilio y casiterita presentes localmente (Fries y Schmitter, 1948). La presencia de elementos característicos de rocas riolíticas, como lo son, contenido de fenocristales de cuarzo de forma bipirámidal y de sanidina, así como la textura porfirítica del granito, indican que la masa de magma fue emplazada no muy lejos de la superficie del suelo, donde el enfriamiento rápido evitó la formación de cristales de ortoclasa generándose

en su lugar cristales de sanidino (Fries y Schmitter, 1948). Alternativamente, Torres-Hernández (1994) propuso que dicho proceso de enfriamiento rápido pudo estar influenciado por que la roca encajonante es una brecha calcárea que cuenta con alta porosidad. Chryssoulis Wilkinson (1983) determinaron una profundidad de emplazamiento de 1.5-2 km para este granito de Guadalcázar. Estos autores clasificaron a este granitoide como de tipo alcalino (del tipo A) con base en estudios de inclusiones fluidas y petrográfico, así como por la determinación de elementos mayores. En la parte más externa del cuerpo granítico son encontrados una gran cantidad de diques aplíticos que cuentan con rango de grosor de 6 a 90 cm, inexistentes en la parte central. Los diques aplíticos cuentan principalmente por cuarzo y feldespatos con pequeñas cantidades de biotita, referido que, a diferencia del cuerpo granítico restante, estos no cuentan con circón, pero sí con una pequeña cantidad de magnetita y turmalina (Fries y Schmitter, 1948). Los diques pegmatíticos poseen un tamaño de grano más grande en comparación con las del granito. Los aplíticos no contienen circón, contienen en cambio muscovita, turmalina, topacio, y solo en algunos casos, berilio, molibdenita, scheelita y casiterita (Fries y Schmitter, 1948). Dentro de las fracturas presentes en el granito se encuentra incrustado mineral de turmalina en forma de rosetas. Fechamientos de este intrusivo de Guadalcázar han sido realizados por diferentes técnicas dando edades de  $31 \pm 2$  Ma (Mujica y Albarrán, 1983) y  $34.7 \pm 1.5$  Ma (Chryssoulis y Rankin, 1988) por K-Ar, 28 Ma (Tuta, 1988) por Ar-Ar, y más recientemente 29.7 Ma (Díaz Bravo et al., 2021) por U-Pb mediante el método LA-ICP-MS en circones.

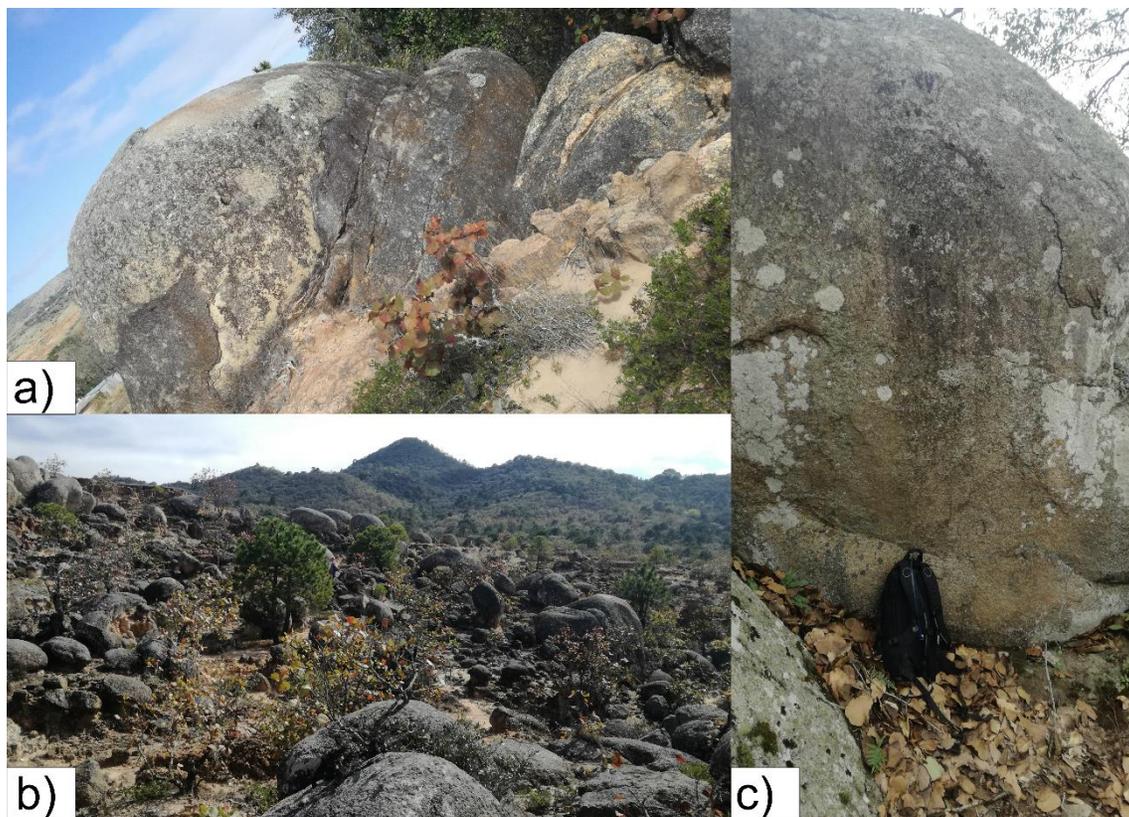


Figura 8. En las figuras se observa meteorización del tipo esferoidal que ha sufrido el cuerpo granítico de Guadalcázar, todas correspondientes al cuerpo morfológico Cerro Las Comadres (a y b corresponden a la parte sur, y c, a la parte norte del Cerro de Las Comadres).

Este cuerpo intrusivo dentro del área de estudio se encuentra cortando a las Formaciones Guaxcamá y El Realejo (Figura 10), así como al conglomerado El Muerto. Está presente más extensamente en los dos cuerpos morfológicos que presentan las mayores elevaciones dentro de la zona de estudio, conocidos como Cerro de las Comadres y Cerro San Cristóbal (Figura 13). En menor medida son reconocidos apófisis y diques localizados dentro de la Sierra de Guadalcázar intrusionando a la brecha (Fm. El Realejo), y yeso (Fm. Guaxcamá) o a la caliza (Fm El Abra). Su espesor ha sido inferido a unos 2500 de longitud en sección vertical (Torres-Hernández, 1994). En la periferia del Cerro de San Cristóbal es reconocido diaclasamiento en este cuerpo granítico (Figura 11) y solo en el área del Cerro de Las Comadres es visible que el granito ha sufrido meteorización del tipo esferoidal (Figura 8). Dados los registros de datación y estudios composicionales, este cuerpo es

presuntamente comagmático con algunas de las riolitas topacíferas de México (Aguillón, 1992; Burt y Sheridan, 1987). Torres Hernández et. al (1999), hacen el supuesto que este cuerpo intrusivo constituyó la cámara magmática que alimentó y generó centros volcánicos ya en el presente erosionados. Por su parte Tuta (1988) clasifica al distrito de Guadalcázar (representado mayormente por el intrusivo de Guadalcázar) como parte de los depósitos de estaño en los cuales están incluidos el distrito Cerro de los remedios, Durango; la mineralización de La Ochoa, Durango; y la mineralización del Sombrerete, Zacatecas.



Figura 9. La figura muestra algunos de los puntos de muestreo del Granito de Guadalcázar donde se observa su textura porfirítica predominante y su estado fresco.



Figura 10. Contacto entre la brecha calcárea (Formación El Realejo) y el intrusivo de Guadalcázar en donde es visible una zona de alteración por contacto (marmolización).

Es comentado que el stock de granito porfirítico (Granito de Guadalcázar) podría ser el equivalente intrusivo de los sistemas volcánicos que generaron los depósitos de riolita albergados en el cinturón de estaño o de los depósitos de flúor de los distritos de Zaragoza y Río verde, siendo los depósitos de estaño asociados a riolitas altamente evolucionadas (Huspeni et al., 1984), formadas aproximadamente hace 30 Ma. En trabajo reciente realizado por Díaz Bravo et al. (2021) se incluye al granito de Guadalcázar a un grupo denominado Granitoides del Este de la Mesa Central, donde los granitoides de este grupo afloran en la porción situada entre las ciudades de Santa María del Río y Matehuala dentro del estado de San Luis Potosí, describiendo que las edades similares obtenidas para los cuerpos de El Realejo, Palo Verde y la andesita Casita Blanca podría ser referido a una relación genética entre ellos (Díaz Bravo et al., 2021).



Figura 11. Diaclasamiento observado en campo presente en algunos puntos del Cerro San Cristóbal.

### **Ignimbrita El Leoncito**

Cercano a la zona estudiada, se encuentra una secuencia de ignimbritas de composición riolítica a las cuales Zapata-Zapata y Pérez-Venzor (1980) nombraron Ignimbrita Chiquihuitillo; posteriormente, Torres-Hernández et. al (1999), la denominaron Ignimbrita El Leoncito. Dentro de la zona de estudio, relictos de este derrame ignimbrítico se encuentra sobre la periferia sur del intrusivo de Guadalcázar, y en menor medida, sobre la Formación Guaxcamá. En general se muestra como un derrame de ceniza bien soldado que varía en coloración de un café grisáceo a rojizo, con porcentaje en contenido de fenocristales de cuarzo y sanidino casi en la misma proporción (10-15%), con tamaños de 2 a 3 mm, y algo de ferromagnesianos alterados; cuenta con una matriz desvitrificada; contiene líticos de basaltos, y areniscas-lutitas de la Formación Cárdenas. La edad asignada a esta unidad es, de forma tentativa, Oligocénica. Esto, basado en la correlación de similitudes entre esta con otras áreas de la región donde aflora vulcanismo Oligocénico *ligado a la provincia magmática de* la Sierra Madre Occidental, al cual se le relaciona derrames de lava riolítica que formaron domos y depósitos de productos piroclásticos.

### **2.5.1.3. Cuaternario**

#### **Conglomerado**

Depósitos de fragmentos caóticos y en algunas veces gradados, de tamaños de las arenas hasta bloques regulares (20-60cm) expuestos en zonas de Piamonte de los cerros calcáreos, y valles intermontanos, siendo estos considerados conglomerados mayormente del tipo oligomítico, porque se componen mayormente de fragmentos de caliza (95%). No obstante, de forma aislada son también incluidos fragmentos de rocas volcánicas, areniscas y lutitas, cementados mayormente por caliche y material limoso. Este tipo de depósitos es encontrado principalmente en la parte transicional arroyo-valle. Su edad supuesta varía desde la totalidad del Neógeno hasta parte del Cuaternario. Dentro de la zona de estudio se encuentra abarcando la porción nororiental sobre la Formación El Abra y la Formación El Realejo, y siendo cubierta por material Aluvial.

#### **Arenas San Cristóbal**

Los depósitos de fragmentos procedentes de la meteorización de este intrusivo, los cuales rellenan parcialmente los poljes de Guadalcázar, El Abrego, El Realejo y la Trinidad son conocidos como Arenas San Cristóbal (Torres-Hernández et al.,1999). El mayor depósito de estas arenas está en el Polje de Guadalcázar- El Abrego, en el cual se depositó como un abanico aluvial, donde desembocan los arroyos El Muerto y Las Papas (Fries y Schmitter, 1948; Torres Hernández et al., 1999). En la mayor parte del polje El Realejo y La Trinidad las arenas se encuentran cubriendo dichas estructuras cársticas. Es reconocida dentro del límite entre el granito y las arenas San Cristóbal un banco que contiene mayormente material de arena y grava, y en menor cantidad cristales de fluorita, pirita y yeso (Figura 12).



Figura 12. Banco de material de arena y grava con apreciable cantidad de cristales de fluorita, pirita y yeso.

### **Arenas, Gravas y Coluviones.**

Una serie de depósitos están presentes en zonas de Piamonte formadas en las bases de los cerros dentro del área de estudio; los más destacables se ubican hacia la ladera norte y nor-poniente del intrusivo Guadalcázar, distinguiendo un apilamiento de grandes bloques de granito acomodados uno contra otro, de los cuales algunos se encuentran empacados por arena procedente “insitu” del interperismo del granito (Torres-Hernández et. al, 1999).

### **Aluvión (Qhoal)**

Una serie de limos, arenas, gravas y suelos vegetales han sido definidos como depósito aluvial, distribuidos en la porción sur de la zona de estudio, donde se localiza la cabecera municipal del municipio de Guadalcázar, y en una amplia parte de la porción este. En menor extensión se presenta distribuido aisladamente en la zona de estudio en forma de depósitos en terrazas pequeñas en los márgenes de los arroyos, y de depósitos de una serie

de derivados de caliza. Ocasionalmente se presenta intercalado con material pumicítico que se aloja en depresiones cársticas, situados en la zona del Altiplano El Realejo.

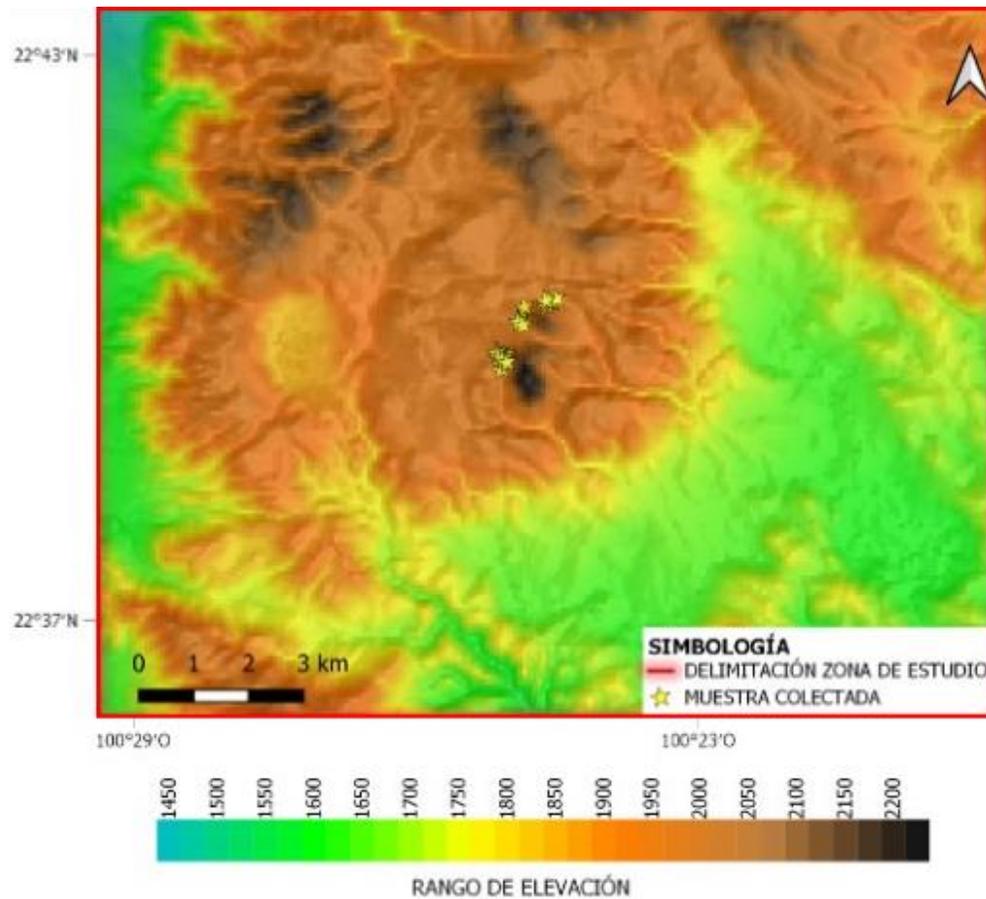


Figura 13. Mapa de elevación de la zona de estudio. Realizado en el Sistema de Información Geográfica QGIS. Datos vectoriales obtenidos de INEGI.

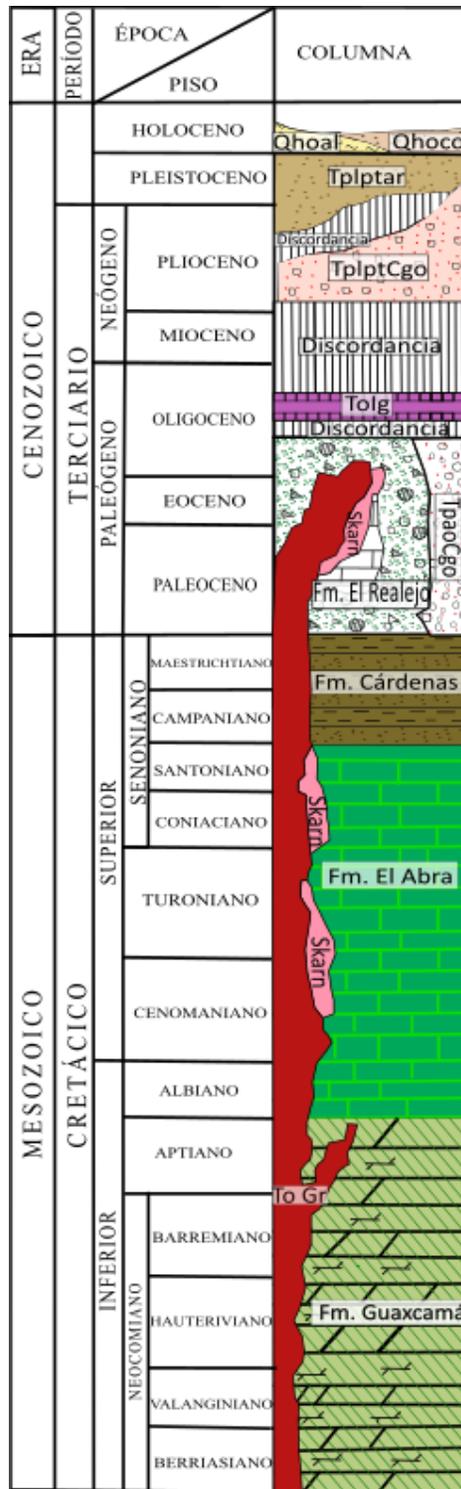


Figura 14. Columna estratigráfica de la zona de estudio en Guadalcázar basada en información del Servicio Geológico Mexicano (1995-2006).

## **CAPÍTULO 3**

### **METODOLOGÍA**

#### **3.1 Geología de campo**

En el presente estudio se colectaron 25 muestras. Trece muestras fueron recolectadas en la parte norte del granito dentro del área ocupada por el cerro de las Comadres, doce muestras pertenecen a la sección centro-oeste del afloramiento del intrusivo presente en el cerro de San Cristóbal. En el proceso de selección se evitaron afloramientos que presentaran firmas de alteración siendo estas reconocidas en toda la sección sur, centro en su porción este y noreste del intrusivo. Se requirió del uso de un SIG (Sistema de Información Geográfica) para representar los límites litológicos y estratigráficos, así como las estructuras presentes en el área del estudio mediante la generación de un mapa a escala de 1:50,000, en donde se realizó una pequeña modificación de la extensión del intrusivo a partir de coordenadas geográficas tomadas en campo de este cuerpo. En la figura 5 se muestra el área de estudio y la distribución de los puntos de muestreo. Las coordenadas geográficas (en formato UTM) de cada punto de muestreo se encuentran disponibles en las tablas A.2 y A.3.

#### **3.2 Preparación de láminas delgadas**

A partir de la elaboración de láminas delgadas se obtuvo la mineralogía presente en el cuerpo litológico de interés (Granito de Guadalcázar), para ello se seleccionaron cuatro muestras representativas de este granito (Figura 15) en los 2 cuerpos morfológicos de mayor extensión aflorante de dicho granito dentro del área de estudio, 2 de ellas recolectadas en el reconocido como cerro de Las comadres (GA-04 y GA-08) y 2 en el cerro de San Cristóbal (GA-12 y GA-16). La preparación de cada una de las cuatro muestras consistió en cuatro pasos realizados mediante el uso de cortadora, desbastadora y pulidora, todas de la marca Hillquist y el uso de resinas epóxicas. En el primer paso, se realiza el corte de la muestra colectada para obtener una parte de esta en forma de cubo, eligiendo una de sus caras que en apariencia podrá tener mejor respuesta a los pasos

siguientes y sea útil para el análisis bajo microscopio. Una vez elegida la mejor cara del cubo es aplicado el paso de pulido, el cual se realiza con ayuda de polvos abrasivos de carburo de silicio (Carborundum) de numeración 400, 600 y 800, en orden consecutivo de menor a mayor, haciendo que la cara quede totalmente lisa y pueda ser adherida a un portaobjetos, el cual debe también ser pulido, finalizando este paso con el secado la muestra y el portaobjetos. El pegado, paso siguiente de esta preparación consistió en colocar la cara pulida sobre el portaobjetos utilizando resina epóxica para pegar ambos objetos ejerciendo presión entre ellos para evitar la generación de burbujas. Finalmente, el paso llamado desbaste es realizado a la muestra mediante el uso de una desbastadora, con el cual se reduce el grosor de la muestra a  $\sim 3$  mm para después repetir el paso de pulido hasta que la muestra reduzca su espesor a  $\sim 30$   $\mu\text{m}$ , vigilando que se alcancé el espesor correcto para su análisis a través de la verificación de los colores de interferencia de los minerales observados bajo el microscopio petrográfico y una vez que estos se muestren correctamente se alcanzará el espesor necesario. Estos trabajos fueron realizados en los laboratorios de preparación y de microscopía del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP). El análisis de las láminas delgadas fue realizado en el área de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UASLP.

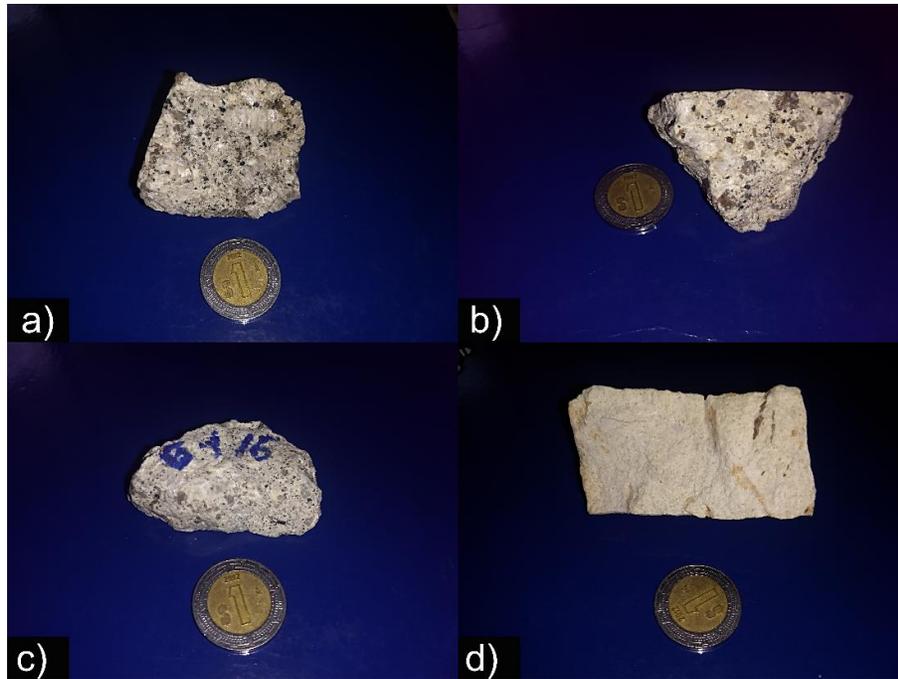


Figura 15. Muestras de mano a partir de las cuales se realizaron las láminas delgadas: a) GA-04, b) GA-08, c) GA-16, d) GA-12.

La composición modal de las diferentes muestras en lamina delgada fue establecida por medio de un conteo de aproximadamente 800-1000 puntos/muestra mediante el uso de un semi-contador PELCON ajustado a un microscopio petrográfico Leica.

### 3.3 Técnicas analíticas

El preparado de las muestras para el análisis geoquímico fue realizado en los laboratorios de preparación y de microscopía del Instituto de Geología de la UASLP.

#### 3.3.1 Preparación de muestras para análisis geoquímico

Las 25 muestras recolectadas dentro del área de estudio fueron procesadas por una trituradora de mandíbulas BB 100 de la marca Retsch (Figura 16.a) obteniendo una granulometría <4 mm, que en promedio arrojó 250 gramos en cantidad por muestra utilizados para continuar con el proceso de pulverización.

La pulverización de las muestras fue efectuada por un molino de discos vibratorio RS 200 de la marca Restch (Figura 16.c). Para ello las cantidades de cada muestra triturada fue colocada una por una dentro de un juego de molienda de ágata (Figura 16.b) considerado adecuado para rocas félsicas, el cual es fijado mediante un gancho a presión sobre un plato giratorio, una vez cerrada la puerta del molino es accionado el movimiento vibratorio a una velocidad de 700 rpm con una duración de 5 minutos. Este movimiento vibratorio provoca que las herramientas dentro del recipiente mantengan una constante presión, choque y fricción sobre el material contenido dentro del juego de molienda, obteniendo finalmente un polvo de roca con un tamaño aproximado de 75-38  $\mu\text{m}$  (malla 200-400). Un aproximado de 50 gramos de polvo de roca es recolectado dentro de frascos estériles y limpios previamente etiquetados con su clave de reconocimiento asignado durante la obtención de muestras en campo.

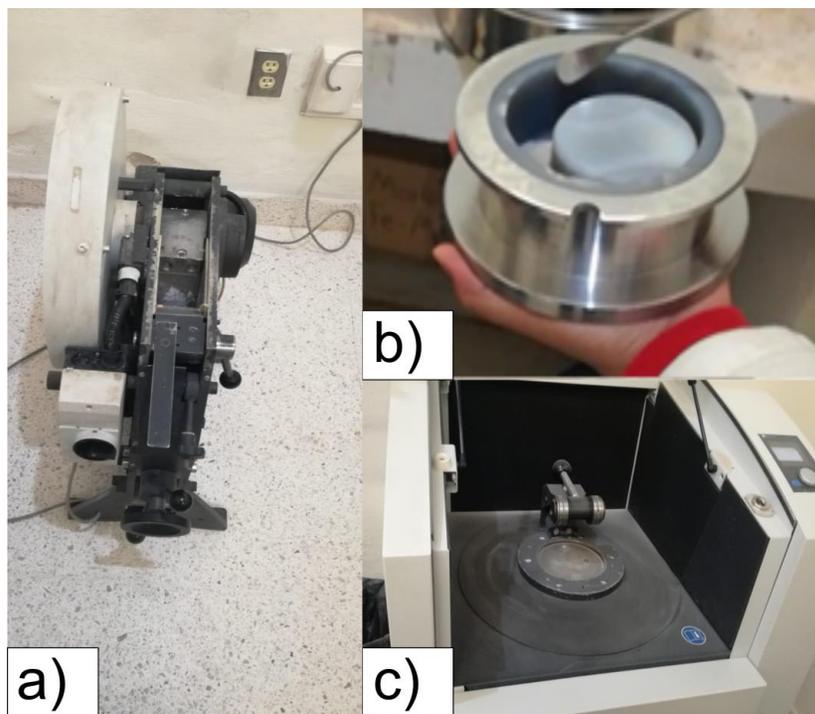


Figura 16. El inciso a muestra la trituradora de mandíbulas BB 100 de la marca Retsch, el inciso b muestra un juego de molienda de ágata y el inciso c muestra un molino de discos vibratorio RS 200 de la marca Restch.

### 3.3.2 Elaboración de pastillas

Para generar las pastillas es necesario someter una mezcla de muestra y cera a una presión de 18-19 toneladas durante un tiempo de entre 40-60 segundos. La mezcla consiste en 3.5 g de muestra y 3 g de cera (N,N'-ethylene bis(stearamide) beads), dicha cera funciona como aglutinante, por lo cual la mezcla tendrá un peso de 6.5 g, siendo para esta de gran importancia la exactitud en peso y la homogenización de sus dos constituyentes. Finalmente, cada una de las mezclas descritas son colocadas entre las placas y el molde de la prensa sometiéndolas a una acción de presión ejercida por la prensa, que al cumplir el tiempo estipulado se liberan de dicha presión y se obtienen las pastillas que servirán para la obtención de elementos mayores por medio de Fluorescencia de Rayos X las cuales se resguardan en bolsas limpias y etiquetadas.

### 3.3.3 Perdida por Ignición

Para realizar la evaluación de la pérdida por ignición es necesario aplicar una temperatura de 950°C a 1 g de polvo de cada una de las muestras colocadas en crisoles por separado por un intervalo de tiempo de 2 horas, esto con el uso de una mufla marca Cole-Parmer StableTemp, después de este tiempo los volátiles y la humedad contenidos desaparecen de las muestras. Para esto inicialmente se pesa la totalidad de crisoles por separado, para después agregarle un gramo de muestra al crisol y registrar ese peso, es muy importante tener la identificación de cuál muestra es depositada dentro de cada crisol, teniendo la totalidad de crisoles con un gramo de muestra son colocados dentro de una mufla que se calentara hasta 950°C, estos crisoles al cumplir 2 horas son transferidas de la mufla a un desecador, permitiendo así que reduzcan su temperatura a la del medio ambiente. Posteriormente cada uno de los crisoles con muestra es pesado nuevamente y una vez registrados los pesos se procede a calcular el valor de LOI, mediante la siguiente formula:

$$L.O.I \text{ (weight \%)} = 100 * \left( \frac{(n_2 - n_3)}{(n_2 - n_1)} \right)$$

Donde  $n_2$  es igual a el peso del crisol con muestra,  $n_3$  es igual a el peso del crisol con

muestra después de 950° y  $n_1$  es igual al peso del crisol.

### **3.3.4 Análisis geoquímico para elementos mayores**

La obtención de los valores de elementos mayores y menores de cada una de las muestras se realizó mediante un análisis en un espectrómetro de Fluorescencia de Rayos X (FRX), encontrado en el laboratorio LINAN (Laboratorio Nacional de Investigaciones en Nanociencias y Nanotecnología), dentro de las instalaciones del IPICYT, San Luis Potosí, México. Para dicho análisis fueron aplicados los procedimientos y condiciones descritos por Verma et al., 2018.

### **3.3.5 Incertidumbres**

Los valores de incertidumbre para el análisis de Fluorescencia de Rayos X son menores al 1% en los valores obtenidos de cada uno de los elementos mayores en las muestras analizadas por el espectrómetro. Tal incertidumbre es lograda mediante la calibración del espectrómetro mediante 2 modelos de regresión, llamados modelo de regresión lineal ordinaria (ORL) y modelo de regresión lineal ponderada basada en incertidumbre (UWLR) con base en materiales geoquímicos de referencia. Según Verma et al., (2018) el uso de la mayor cantidad de materiales de referencia permite reducir la cantidad de incertidumbre en este tipo de aparatos, por lo cual 59 materiales de referencia fueron usados en la obtención de los valores en porcentaje de la incertidumbre para cada una de las concentraciones media de los elementos analizados. Además, es necesario también que los valores de fluorescencia de rayos-Xnetos se corrijan por deriva y por matriz (absorción mejora y dispersión; Verma et al., 2019). Es comentado por Verma et. al (2018) que la calibración realizada por el modelo de regresión lineal ponderada basada en incertidumbre (UWLR) muestra mayor eficacia que el modelo de regresión ordinaria (ORL), la cual, aunque es menos usado en la actualidad muestra valores más bajos en incertidumbre. Entonces, por medio del espectrómetro ya calibrado es obtenido en % m/m (porcentaje de masa/masa) mediante el procesamiento por el programa MECUX los valores

de la concentración media de los diferentes elementos mayores y los valores de incertidumbre para cada una de las muestras analizadas.

### **3.3.6 Análisis geoquímico para elementos trazas y tierra raras**

La obtención de la composición de elementos traza y tierras raras fue realizado en los laboratorios Activation Laboratories Ltd. (Actlabs), Canada a partir de un instrumento ICP-MS usando el método FUS-MS, el cual es llevado a cabo mediante la fusión de borato de litio de la muestra antes de una disolución ácida y un análisis ICP-MS (para más detalles consultar: <https://actlabs.com/geochemistry/>). Los límites de detección reportados por los laboratorios Actlabs para elementos traza y tierras raras REE son mostrados en el apartado de anexos (Tabla A.1).

### **3.3.7 Preparación de muestras para datación de circones mediante la técnica U-Pb.**

Para realizar la datación del cuerpo intrusivo de Guadalcázar mediante el método U-Pb es necesaria la obtención circones de dicho cuerpo, para esto se seleccionó 1 muestra del área del Cerro de Las Comadres (GA-03). Aproximadamente 6 kg de muestra fue tratada para lograr obtener separar los cristales de circón de cada una de ellas usando una trituradora de mandíbulas convencional, molienda, tamizado (mallas 50 y 100), lavado con batea, separación magnética y métodos de líquidos pesados. Los circones fueron recolectados manualmente con la ayuda de unas pinzas metálicas, seleccionados acorde a su tamaño, color, y forma bajo un estereomicroscopio Leica mediante luz transmitida (Figura 17), y puestos sobre 25 mm de montaje epoxi (epoxy mounts). El proceso final consistió del pulido de sus superficies. Para observar características morfológicas y reconocer patrones de zonación en los granos del circón y tener una guía para el análisis geocronológico, imágenes de catodoluminiscencia y de electrones retrodispersados de granos individuales representativos de cada muestra fueron obtenidos para este estudio. El proceso de separación de circones fue realizado en los laboratorios de preparación y de microscopía del Instituto de Geología de la UASLP. Además, los granos de circón se estudiaron mediante imágenes de luminiscencia catódica (LC; Figura 23.c) en el Instituto

de Geociencias de la Universidad de Campinas (IG-UNICAMP), SP, Brasil. Adicionalmente, Verma et al. (2016) menciona los procedimientos a detalle.



Figura 17. La figura muestra los objetos necesarios para realizar la separación manual de circones a la izquierda de la imagen es visible una placa de vidrio, en el centro una placa Petri montada sobre un Estereomicroscopio Leica y a la derecha unas pinzas de selección.

### 3.3.8 Análisis de datación de circones

El análisis de los isótopos por el método U-Pb fue realizado usando un espectrómetro LA-ICP-MS Element XR (Thermo Scientific) en el Instituto de Geociencias de la Universidad de Campinas (IG-UNICAMP), SP, Brasil. Las relaciones y abundancias relativas de U-Th-Pb fueron determinadas en relación al estándar 91500 (Wiedenbeck et al., 1995). Los datos obtenidos fueron reducidos off-line, usando el software *lolyte* (versión 2.5) con base en el método descrito por Paton et al. (2010). El estándar de zircón Peixe (edad de  $564 \pm 4$  Ma por ID-TIMS; cf. Dickinson y Gehrels, 2003) fue usado para monitorear la calidad de los procedimientos de reducción. Todos los datos son reportados con 2 sigmas

de incertidumbre. Los datos LA-ICP-MS fueron usados para los cálculos de las edades y hacer su graficado sobre diagramas de concordia usando el software ISOPLLOT 3.75 (Ludwig, 2012).

## CAPITULO 4

### RESULTADOS

#### 4.1 Análisis Petrográfico

Se seleccionaron un total de 4 muestras del Granito de Guadalcázar para realizar el análisis petrográfico. En la descripción petrográfica se contempló la composición mineralógica, estructura y textura que predomina en cada una de las muestras. Las muestras seleccionadas se tomaron en dos de las unidades morfológicas de mayor amplitud presentes en el área de estudio conocidas como el Cerro Las Comadres y Cerro San Cristóbal.

Se realizaron 700-900 puntos de conteo, los datos se encuentran reportados en la Tabla A.3. Esta información fue graficada en el diagrama de Streckensen (Figura 18) obteniendo como resultado para las muestras del área de Guadalcázar una clasificación de granito de feldespato alcalino y granito.

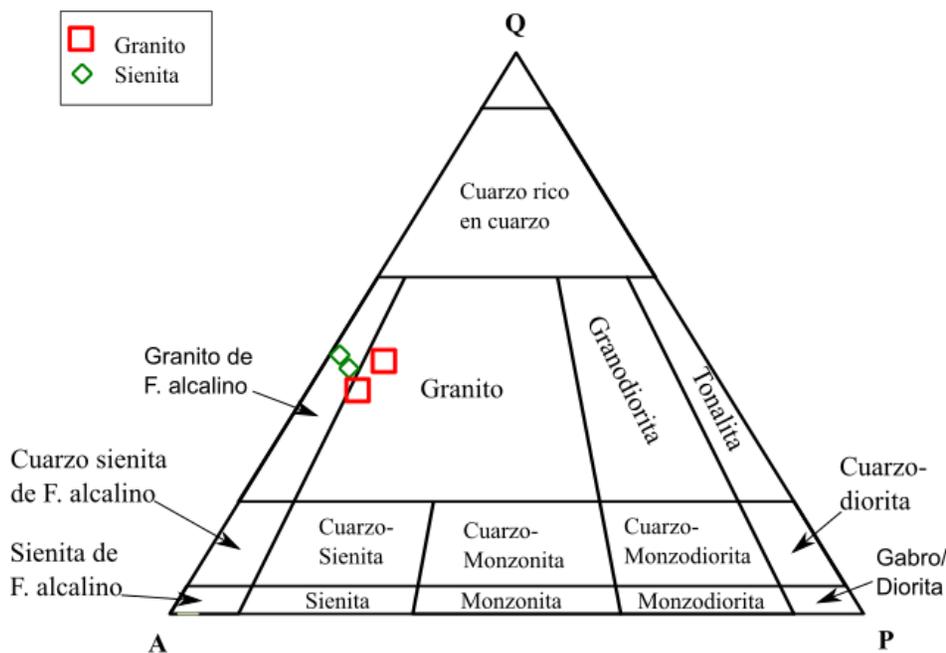


Figura 18. Diagrama QAPF (Streckensen y Le Maitre, 1979) mostrando la clasificación modal de las muestras sometidas a análisis petrográfico.

Las rocas de características de granito (GA-08 y GA-04) fueron obtenidas dentro del área ocupada por el Cerro Las Comadres, ambas muestran un patrón textural holocristalino, en muestra de mano se observan con un índice de color leucocrático y pertenecen al Grupo Sienitas.

La muestra GA-04 presenta una textura inequigranular con fenocristales que se constituyen por: feldespato potásico de formas euhedrales a subhedrales (48%), con tamaños aproximados de 1.2 a 5mm, en donde escasos fenocristales presentan textura de pertita (Figura 19.a); cuarzos subhedrales a anhedrales (37.4%) con diámetros de 0.8 a 2.6 mm ocasionalmente fracturados, algunos de ellos con la propiedad de extinción ondulante, plagioclasas de composición de albita (según los ángulos de extinción de Michel-Levy ; 15°) de formas subhedrales (5.8%) con un rango en tamaño de 1.3 a 2.4 mm presentando fracturamiento y maclado polisintético. Los microcristales se encuentran compuestos de minerales de cuarzo, feldespato alcalino, opacos y biotita que llegan a mostrar un rango de tamaño de 0.1mm hasta 0.5 mm. Los fenocristales de biotita en muestran presencia de halos pleocroicos (Figura 19.e y 19.f), así como en otros oxidada, y ocasionalmente alterada a clorita, regularmente es encontrada cercana a minerales opacos. De igual forma se observa textura poiquilítica en los feldespatos potásicos que incluyen dentro cristales de cuarzo, biotita y plagioclasa.

La muestra GA-08 muestra una textura inequigranular, los fenocristales se conforman por: feldespato potásico (39.3%) de forma anhedral a subhedral que cuentan con un rango de tamaño de 1 a 2.5 mm con textura de pertita y maclado Carlsbad (Figura 19.d); cuarzos subhedrales a anhedrales (39.3%) con tamaños de aproximadamente de 2.5 mm; plagioclasas de composición de Oligoclasas y albitas (según los ángulos de extinción de Michel-Levy; 6-15°) de formas subhedrales a euhedrales (6.6%) con macla polisintética variando en tamaño de 1.6 hasta 2.1 mm. Los microcristales se componen de cuarzo, feldespato potásico, biotita y minerales opacos los cuales varían de tamaño de 0.1 a 0.6 mm. Similar a la muestra GA-04, esta muestra presenta textura poiquilítica reflejada por ejemplo en ejemplares de feldespato potásico que incluye a una plagioclasa en apariencia alineada con su cara principal (Figura 19.d) e igualmente las biotitas de esta muestra contienen halos pleocroicos.

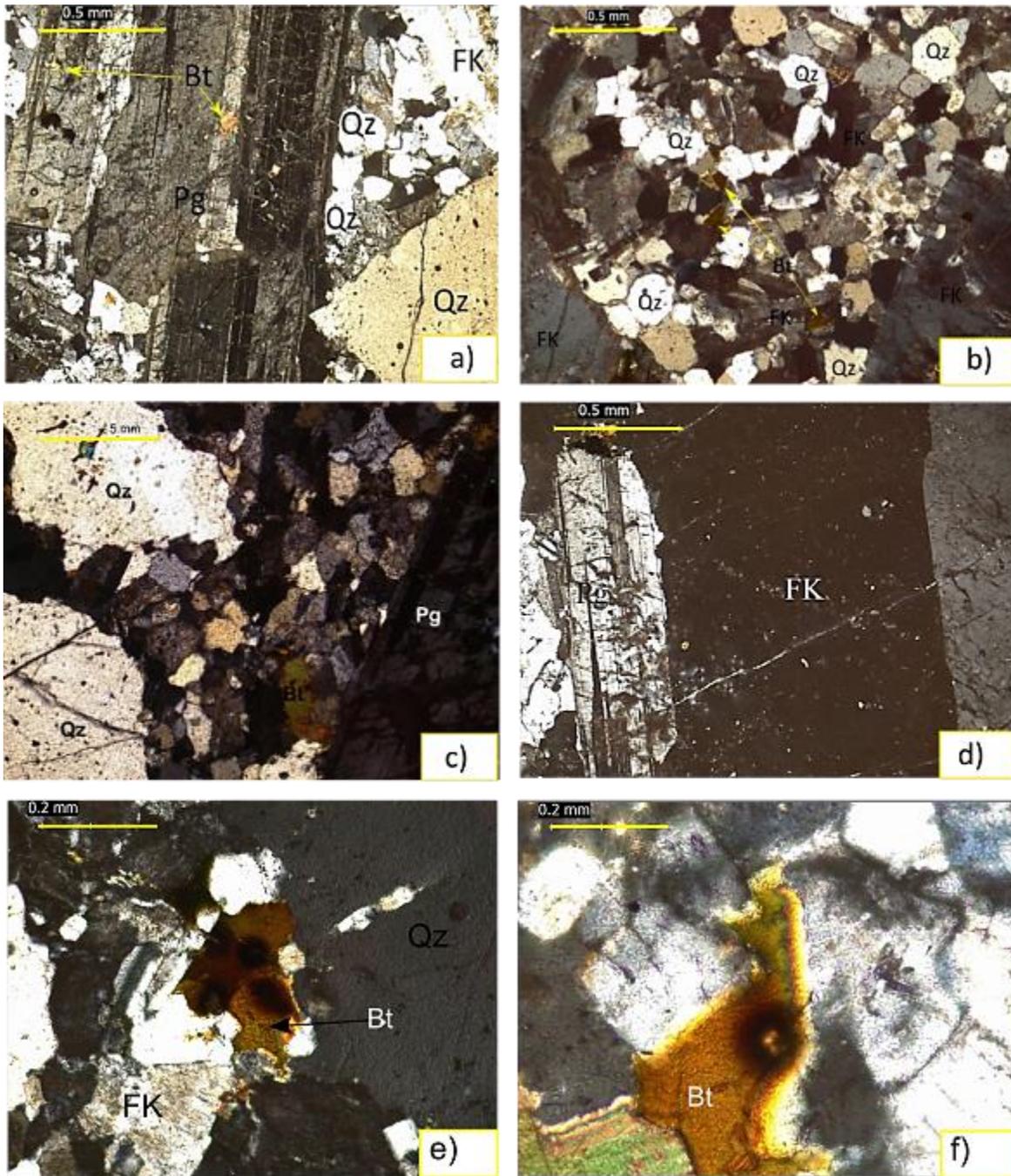


Figura 19. Microfotografías del granito de Guadalcázar en lámina delgada con nicols cruzados tomadas con el objetivo 4X. A y B pertenecen a las muestras GA-04, C y D a la muestra GA-08. E y F pertenecen a microfotografías con nicols cruzados tomadas con el objetivo 10X de la biotita.

La muestra GA-12 corresponde al grupo de granitos (Figs. 20.a y 20.b), se llegan a observar cristales con un rango de tamaño (textura equigranular) que varía de 0.04 a 0.3mm, compuesto por fenocristales de cuarzo (44.9%) redondeados; feldespatos potásicos (50%) subhedrales a anhedrales mostrando algunos de estos intercrecimientos de biotita, cuarzo, y esporádicos cristales de circón, así como sericita por reemplazamiento dentro de estos cristales y muscovitas de manera esporádica. En esta muestra es encontrado presencia de textura gráfica en forma esporádica

Los fenocristales de la lámina GA-16 (Figuras 20.c y 20.d) se componen por: feldespato alcalino (46.2%) de forma euhedral a subhedral ocasionalmente fracturado con mucha presencia de textura perítica con un rango de tamaño de 1.4 a 4.5 mm con maclado tipo Carlsbad, el cuál presenta inclusiones de cuarzo y biotita; cuarzoes (40%) altamente fracturados de tamaño de 1 a 1.75 mm y de forma subhedral a anhedral; plagioclasas de composición de Andesina (según los ángulos de extinción de Michel-Levy; 25°) que cuentan con un tamaño de aproximadamente 1mm con maclado polisintético. Los cristales de menor tamaño abarcan un rango de 0.05 a 0.8mm, estos son cuarzoes, feldespatos potásicos y biotitas. Esporádicamente cristales de circón fueron identificados (Figura 20.d).

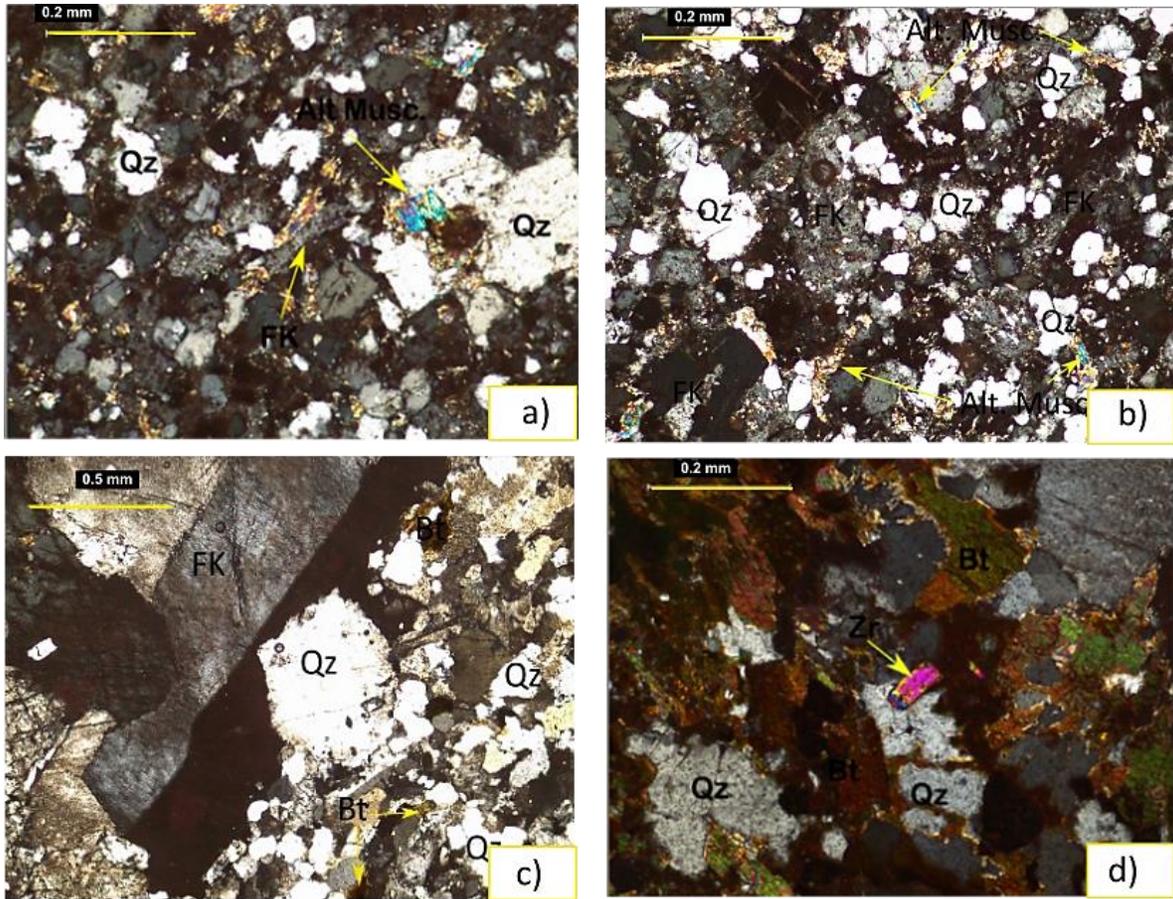


Figura 20. Microfotografías del granito de Guadalcázar en lámina delgada con nicoles cruzados tomadas en el caso de a, b y d con el objetivo 10X, y en el de c con el objetivo 4X. A y B pertenecen a las muestras GA-04, y C y D a las muestras GA-08. Abreviaciones: FK (feldespato potásico)- Plg (plagioclasa)- Qz (cuarzo)- Bt (biotita)- Alt. Musc. (Alteración Muscovita).

## 4.2 Análisis Geoquímico

La información de elementos mayores, traza y tierras raras se capturó en el paquete comercial StatSoft Inc versión 10 (STATISTICA 10). Los cálculos de la norma CIPW se llevó a cabo utilizando el software IgRoCS (Verma y Rivera, 2013) siguiendo el ajuste de relación  $\text{Fe}_2\text{O}$  y  $\text{FeO}$  propuesta por Middlemost (1989). La clasificación de las rocas se realizó con base al diagrama de sílice-alcalis totales propuesto por Le Bas et al. (1986) para rocas plutónicas (Figura 21.a).

Con base en los datos de elementos traza se realizaron diagramas normalizados a condrita y con base a los datos de tierras raras se realizaron diagramas normalizados a manto primitivo. Para la normalización de los datos fueron utilizados los valores propuestos por McDonough y Sun (1995). En la sección de apartados es encontrada la información concerniente a los elementos mayores en la Tabla A.2 y la de traza y tierras raras en la Tabla A.3.

#### 4.2.1. Elementos mayores

Los elementos ajustados  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{SiO}_2$  son utilizados para generar el diagrama TAS (Total Alkali vs Silica; Le Bas et. al, 1986) que clasifica químicamente cada muestra dentro de una tipología de roca acorde a su composición en porcentaje de peso total de los elementos antes mencionados. Dicha clasificación muestra una predominancia de composición granítica con una menor presencia de composiciones de sienita y granodiorita (Figura 21.a).

Las muestras del Grupo Sienitas muestran contenido alto de  $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = 64.2\text{-}68.6$  wt.%,  $(\text{Na}_2\text{O})_{\text{adj}} = 1.76\text{-}2.56$  wt.%,  $(\text{K}_2\text{O})_{\text{adj}} = 5.78\text{-}8.17$  wt.%,  $(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{adj}} = 18.6\text{-}25.7$  wt%, y bajos contenidos de  $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}} = 0.08\text{-}0.17$  wt%,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{adj}} = 0.25\text{-}0.68$  wt.%,  $(\text{MgO})_{\text{adj}} = 0.038\text{-}0.039$  wt.%,  $(\text{CaO})_{\text{adj}} = 0.29\text{-}1.17$  wt.% y  $(\text{P}_2\text{O}_5) = 0.01\text{-}0.03$  wt.%. Estas rocas muestran composición alcalina (MALI  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  por %adj) = 7.45-9.12), observada en la Figura 21.c, una composición peraluminosa ( $A/\text{CNK} = 1.77\text{-}3.04$  y  $A/\text{NK} = 1.99\text{-}3.16$ ) y una clara correspondencia a la composición ferroan ( $\text{Fe}\#$   $(\text{Feo}^{\text{t}}/(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{t}})_{\text{adj}}) > 0.9\text{wt.}\%$  (Figura 21.b)). Los valores normativos del Grupo Sienitas se establecen de  $\text{Qz} = 22.05\text{-}30.99\%$ ,  $\text{Or} = 34.20\text{-}48.3\%$ ,  $\text{Ab} = 14.96\text{-}21.68\%$ ,  $\text{An} = 1.37\text{-}5.64\%$ ,  $\text{C} = 5.01\text{-}14.67\%$ ,  $\text{Hy} = 0.7\text{-}1.97$ ,  $\text{Mt} = 0.36\text{-}0.99\%$ ,  $\text{Il} = 0.15\text{-}0.32\%$ , y  $\text{Ap} = 0.02\text{-}0.07\%$ .

Las muestras del Grupo Granodioritas muestran contenido alto de  $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = 65.74\text{-}69.31$  wt.%,  $(\text{Na}_2\text{O})_{\text{adj}} = 2.01\text{-}2.07$  wt.%,  $(\text{K}_2\text{O})_{\text{adj}} = 5.01\text{-}5.36$  wt.% y bajos contenidos de  $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}} = 0.1\text{-}0.17$  wt%,  $(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{adj}} = 20.95\text{-}24.96$  wt%,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{adj}} = 0.78\text{-}1.25$  wt.%,  $(\text{MgO})_{\text{adj}} = 0.038\text{-}0.039$  wt.%,  $(\text{CaO})_{\text{adj}} = 0.3\text{-}0.55$  wt.% y  $(\text{P}_2\text{O}_5)_{\text{adj}} = 0.009\text{-}0.02$  wt.%. Las granodioritas muestran una composición alcalina-cálcica (MALI  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}-$

$\text{CaO}_{\text{adj}} = 6.53-6.85 \text{ wt.}\%$ ; Figura 21.c), una composición peraluminosa ( $A/\text{CNK} = 2.62-3.32$  y  $A/\text{NK} = 2.82-3.55$ ), y una clara correspondencia a la composición ferroan ( $\text{Fe}\# (\text{Fe}^{\text{t}}/(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{t}})_{\text{adj}}) > 0.9\text{wt.}\%$  (Figura 21.b)). El Grupo Granodioritas se comprende por una constitución normativa de  $\text{Qz} = 33.14-36.63\%$ ,  $\text{Or} = 29.6-31.69$ ,  $\text{Ab} = 17.04-17.55\%$ ,  $\text{An} = 1.44-2.58\%$ ,  $\text{C} = 10.8-15.37\%$ ,  $\text{Hy} = 1.19-1.81$ ,  $\text{Mt} = 0.45-0.72\%$ ,  $\text{Il} = 0.19-0.32\%$ , y  $\text{Ap} = 0.02-0.05\%$ .

Por último las muestras del Grupo Granitos muestran contenido alto de  $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = 69.1-75.33 \text{ wt.}\%$ ,  $(\text{Na}_2\text{O})_{\text{adj}} = 1.87-3.07 \text{ wt.}\%$ ,  $(\text{K}_2\text{O})_{\text{adj}} = 4.23-6.16 \text{ wt.}\%$  y bajos contenidos de  $(\text{TiO}_2)_{\text{adj}} = 0.03-0.16 \text{ wt}\%$ ,  $(\text{Al}_2\text{O}_3)_{\text{adj}} = 14.88-21.67 \text{ wt}\%$ ,  $(\text{Fe}_2\text{O}_3)_{\text{adj}} = 0.23-1.51 \text{ wt}\%$ .,  $(\text{MgO})_{\text{adj}} = 0.036-0.04 \text{ wt.}\%$ ,  $(\text{CaO})_{\text{adj}} = 0.28-1.78 \text{ wt.}\%$  y  $(\text{P}_2\text{O}_5)_{\text{adj}} = 0.007-0.03 \text{ wt.}\%$ . Los granitos los granitos muestran mayormente dos composiciones una alcalina-cálcica ( $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})_{\text{adj}} = 6.94-8.08$  y otra cálcica alcalina ( $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})_{\text{adj}} = 6.44-6.87$ , y en solo una muestra una composición cálcica ( $\text{MALI} (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})_{\text{adj}} = 5.12$  Figura 21.c), una composición peraluminosa ( $A/\text{CNK} = 1.49-2.88$  y  $A/\text{NK} = 1.65-2.99$ ) y una clara correspondencia a la composición ferroan ( $\text{Fe}\# (\text{Fe}^{\text{t}}/(\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{t}})_{\text{adj}}) > 0.9\text{wt.}\%$  (Figura 21.b). El grupo Granitos se establece de valores normativos de  $\text{Qz} = 28.77-42\%$ ,  $\text{Or} = 25.05-36.45\%$ ,  $\text{Ab} = 15.83-26.05\%$ ,  $\text{An} = 1.34-8.81\%$ ,  $\text{C} = 1.74-12.23\%$ ,  $\text{Hy} = 0.33-2.26$ ,  $\text{Mt} = 0.16-1.09\%$ ,  $\text{Il} = 0.07-0.3\%$ , y  $\text{Ap} = 0.01-0.07\%$ .

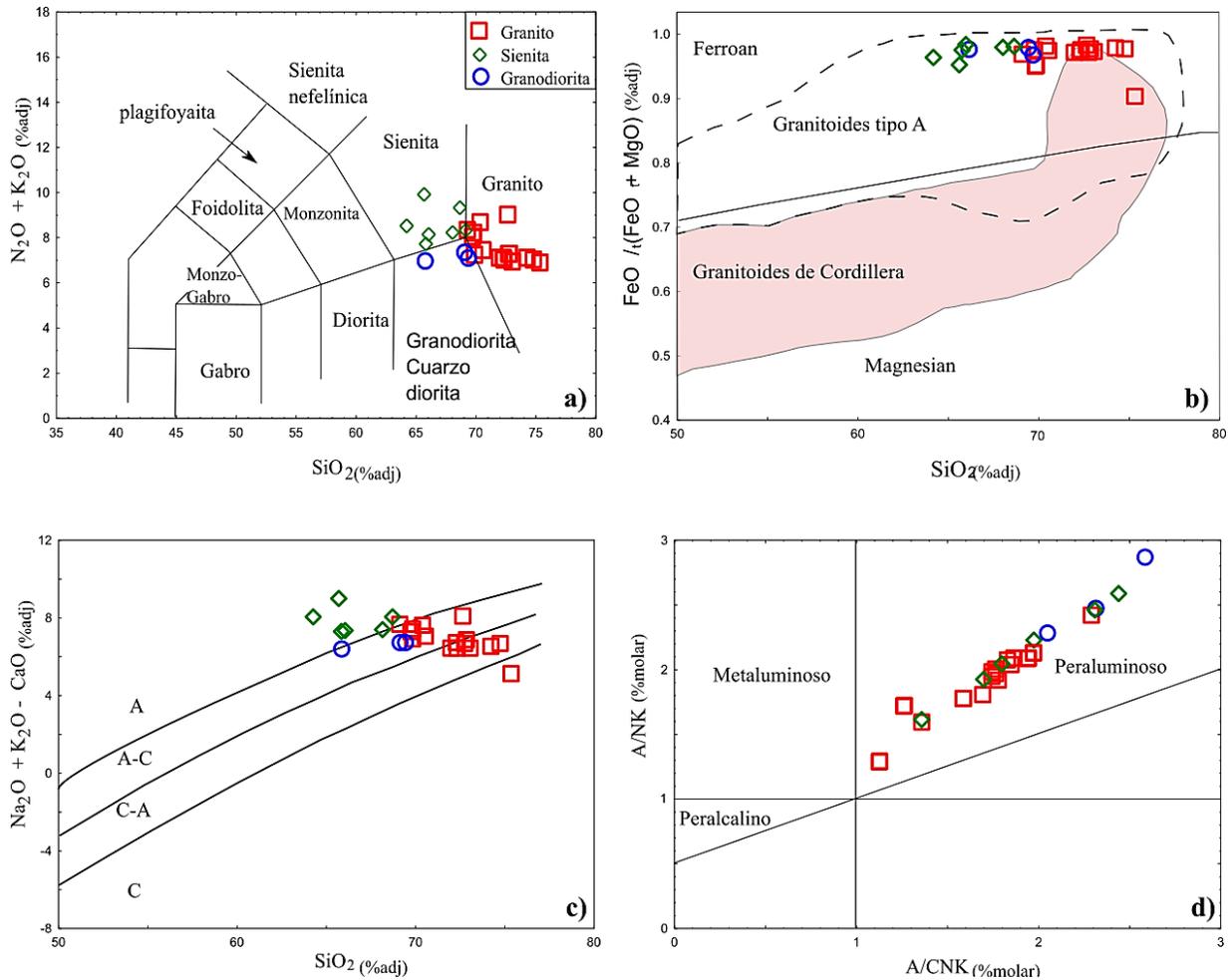


Figura 21. Diagramas de clasificación para las rocas del intrusivo de Guadalcazar: a) TAS (Le Bas et al., 1986), b)  $FeO/(FeO+MgO)$  vs.  $SiO_2$  (Frost y Frost, 2008), c)  $Na_2O+K_2O-CaO$  vs.  $SiO_2$  (Frost y Frost, 2008) d) Alcalinidad-Aluminosidad (A/CNK vs A/NK; Maniar y Piccoli, 1989).

#### 4.2.2 Elementos de Tierras raras y elementos traza.

Las muestras del intrusivo de Guadalcazar muestran en general tendencia de enriquecimiento en tierras raras ligeras mayormente en forma gradual en los 3 tipos de roca presentes que se va empobrecimiento hacia las tierras raras pesadas, que tiende a la horizontal (Figura 22). El enriquecimiento de las tierras raras ligeras con respecto a las tierras raras pesadas puede ser calculado con la relación (La/Yb), siendo esta entre un rango de 0.9825-27.55.

Las rocas sieníticas del intrusivo presentan anomalías negativas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.115-0.258$ ) reconociendo que estas son causa de fraccionamiento de plagioclasas, en este mismo grupo son encontradas en tres de sus muestras anomalías positivas de Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.14-1.71$ ) y mostrando el resto de las muestras un comportamiento gradual (Figura 22).

En las rocas granodioríticas del intrusivo son encontradas al igual que en el grupo anterior anomalías negativas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.054-0.189$ ) de las cuales solo una muestra ser más pronunciada al resto, también es encontrada una anomalía positiva de Cerio dentro de este grupo ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.13$ ) el resto visiblemente carente de dicha anomalía (Figura 22).

Las rocas graníticas del intrusivo muestran anomalías negativas de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.044-0.182$ ) visiblemente más pronunciadas a comparación con el resto de los grupos, siendo estas un indicio del fraccionamiento de mayor proporción de plagioclasas dentro del denominado intrusivo de Guadalcázar ya que están más remarcadas que en los grupos antes descritos. Este grupo también presenta anomalías negativas de Ce ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.21-0.67$ ) en algunas de sus muestras y solo una anomalía positiva de Cerio ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2.63$ ) como se ilustra en la Figura 22.

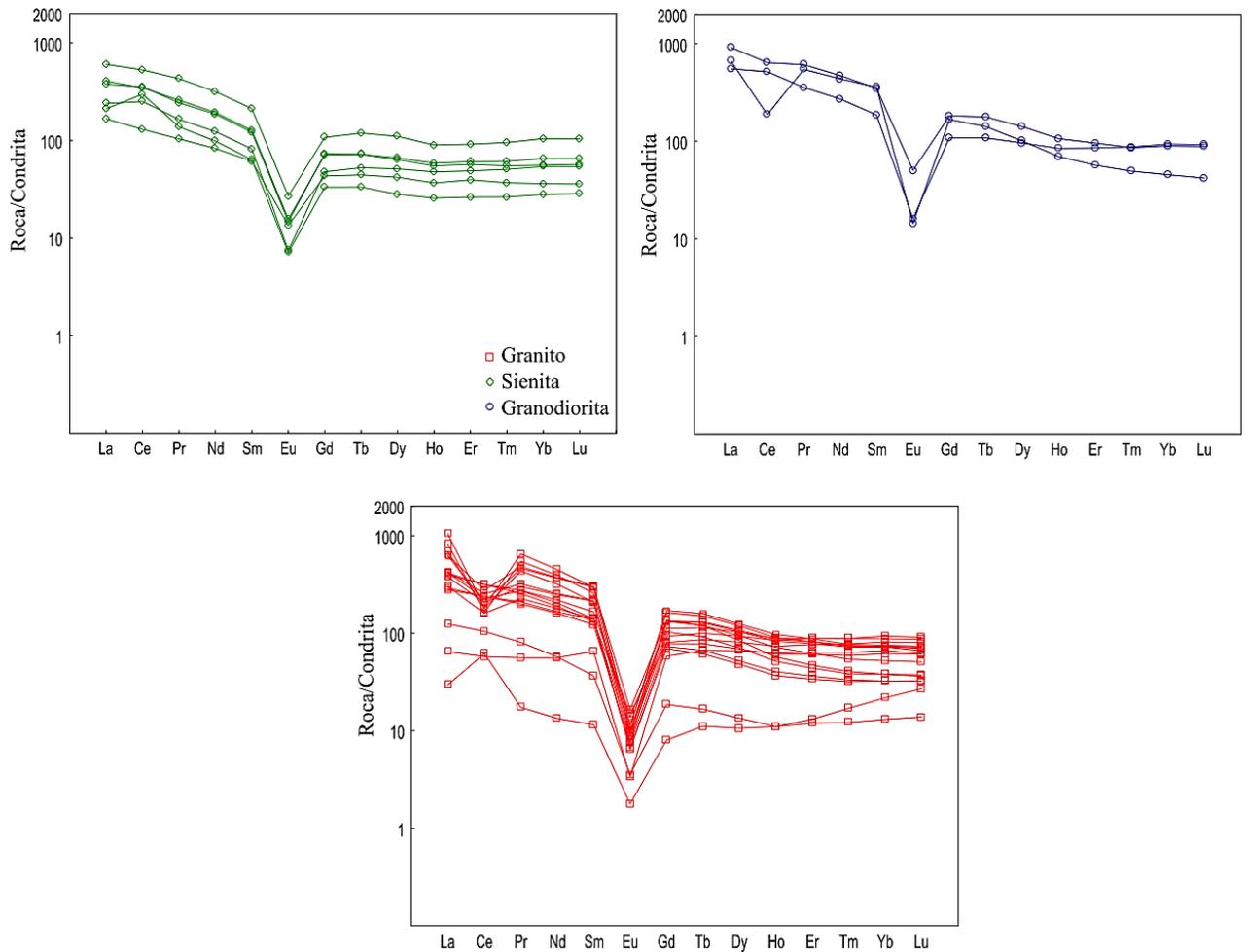


Figura 22. Diagramas de elementos de tierras raras normalizados a condrita (McDonough y Sun, 1995) de las rocas del intrusivo de Guadalcázar.

Los diagramas multi-elementos normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) de las rocas del intrusivo de Guadalcázar (Figura 23) esencialmente muestran un comportamiento similar en los tres grupos (sienita, granodiorita y granito) con una tendencia de enriquecimiento en los elementos incompatibles y un empobrecimiento en los elementos más compatibles observándose que este tiende a la horizontalidad.

Las anomalías negativas mostradas en el grupo sienitas son de Nb ( $Nb/Nb^* = 0.73 - 2.51$ ), Ta ( $Ta/Ta^* = 1.84 - 8.11$ ), Ba, Sr, P, Ti y Zr. Para las rocas granodioríticas son de Nb ( $Nb/Nb^* = 0.71-1.99$ ), Ta ( $Ta/Ta^* = 1.6 - 2.63$ ), Ba, Sr, P, Ti y Zr. Para las rocas graníticas son de Nb ( $Nb/Nb^* = 0.53 - 37.93$ ), ( $Ta/Ta^* = 1.3-106.64$ ), Ba, Sr, P, Ti y Zr (Figura 23).

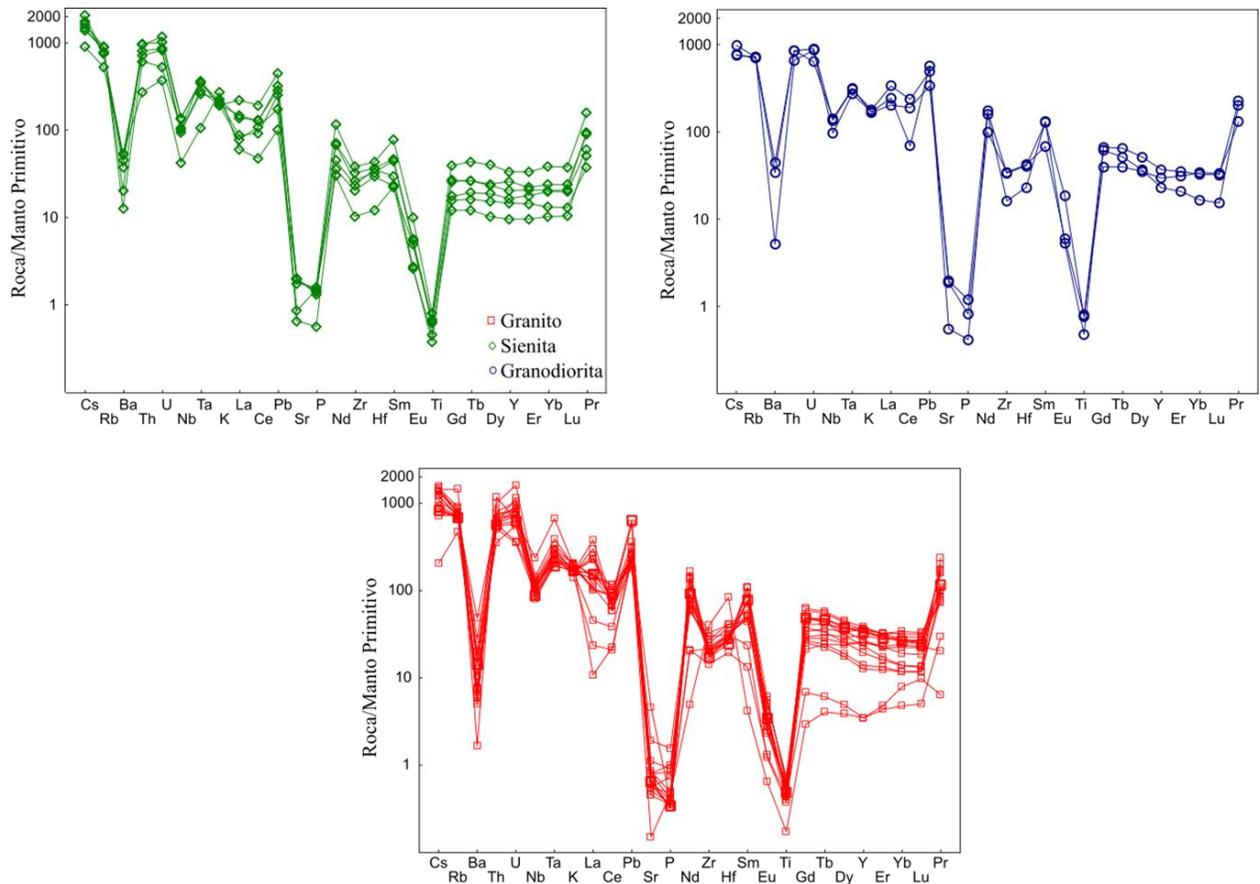


Figura 23. Diagrama multi-elementos normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun,1995) de las rocas del intrusivo de Guadalcázar.

## 4.3 Geocronología

### 4.3.1 Datación U-Pb (LA-SF-ICP-MS) en circones.

La muestra GA-03 fue seleccionada para la geocronología en circón mediante el método U-Pb. Las imágenes de catodoluminiscencia (Figura 24.a) muestran que los circones cuentan con un rango de tamaño de 130-240  $\mu\text{m}$ , una forma de medianamente a largamente prismática con terminación piramidal y zoneamiento concéntrico oscilatorio. Los circones muestran un aspecto incoloro a ligeramente café, en algunos casos notándose pequeñas e irregulares inclusiones. De los circones recolectados fueron analizados 9 de ellos por LA-ICP-SF-MS, y los resultados son graficados sobre el diagrama de concordia (Figura 24.a). Los valores de la datación U-Pb son encontrados en la Tabla A.5. Los 9 puntos analizados arrojaron una regresión con un intercepto inferior de  $31.7 \pm 0.50$  Ma (MSWD = 1.7) con una edad media ponderada  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  para la mayoría de los circones concordantes de  $31.4 \pm 2.1$  Ma (MSWD = 3.5, probabilidad de ajuste = 0.031; Fig. 24.c).

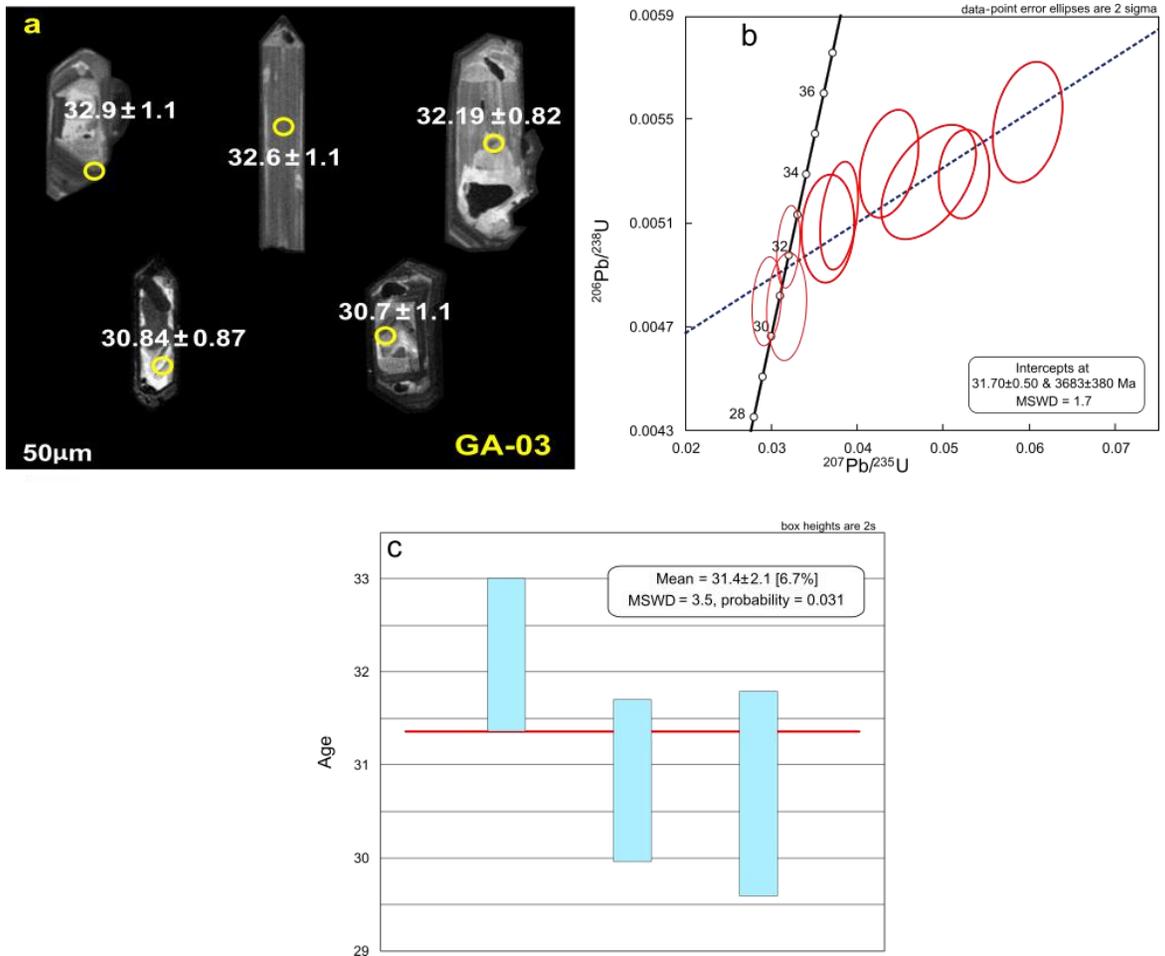


Figura 24. a) Imágenes de catodoluminiscencia (CL) y BSE de los circones; b) Diagrama de concordia U-Pb; c) Edad media (promedio ponderado, edad  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ).

## CAPÍTULO 5

### DISCUSIÓN

#### 5.1 Eventos magmáticos

Las características físicas observadas en los circones (forma y zonación oscilatoria) así como los valores de relación Th/U ( $> 0.2$ ; Griffin et al., 2004; Hoskin and Black, 2000) indican un origen magmático. La datación obtenida en este trabajo por U-Pb sugieren una edad de cristalización para el granito de  $31.70 \pm 0.50$  Ma. Adicionalmente, aportaciones previas de edad para el cuerpo granítico de Guadalcazar han sido realizadas por diferentes métodos como lo son: una por K-Ar (Chryssoulis y Rankin, 1988), cuatro por Ar-Ar (Tuta, 1988) y una por U-Pb (Díaz Bravo et al., 2021) que en conjunto con la generada en este trabajo nos permiten ilustrar un magmatismo que se presentó desde 34.7 a 28.3 Ma (Figura 25). Esta información de geocronología puede establecer una relación del emplazamiento del granito de Guadalcazar con el magmatismo de la MC, en la cual cuerpos intrusivos fueron emplazados durante el Eoceno tardío y Oligoceno, así como grandes volúmenes de magmas volcánicos félsicos tuvieron lugar en la parte sur de la región de la MC en diferentes condiciones: tales como lo son procesos magmáticos y fuente principal de granitos (Torres-Sánchez et al., 2020; Tristán-González et al., 2009).

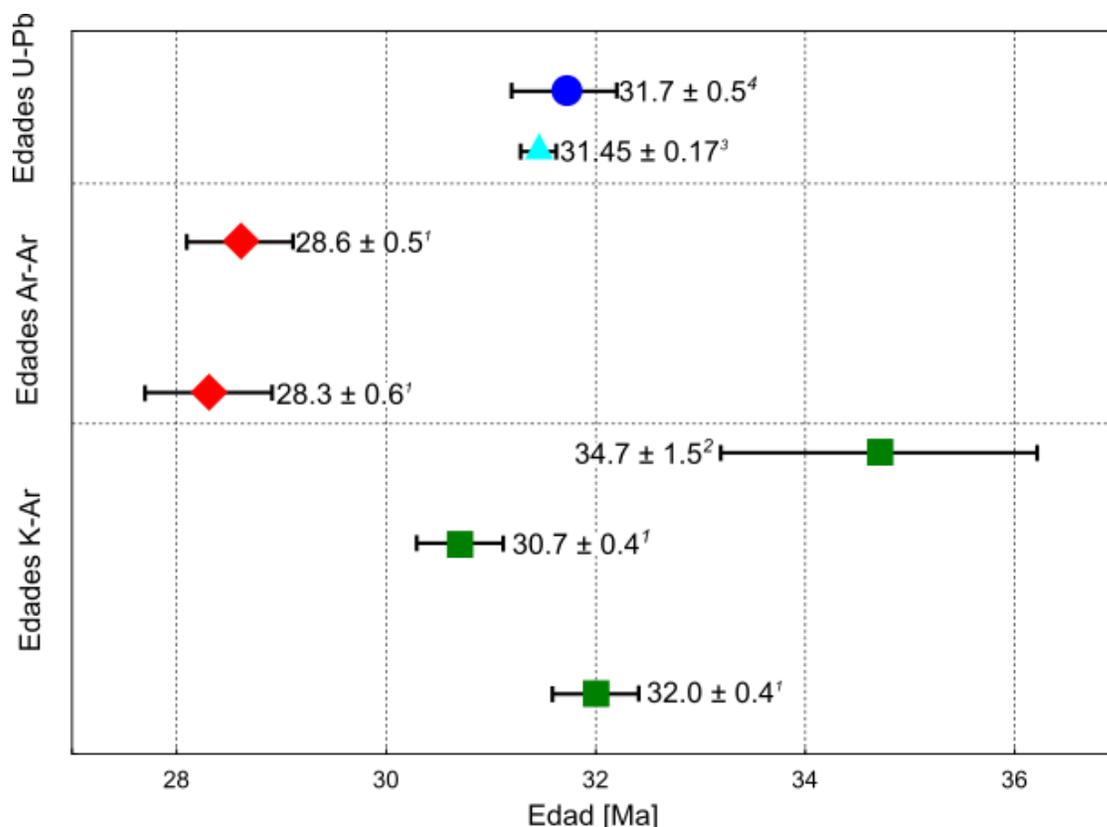


Figura 25. Distribución de edades del cuerpo plutónico de Guadalcázar. Edades previas fueron tomadas de <sup>1</sup>Tuta et al. (1988), <sup>2</sup>Chryssoulis y Rankin, (1988), <sup>3</sup>Diaz-Bravo et al. (2021), <sup>4</sup>Este trabajo.

## 5.2 Afinidad del Granito de Guadalcázar al Tipo A.

Químicamente el Granito de Guadalcázar muestra relativamente alta abundancia de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$ ) y bajo contenido en  $\text{CaO}$  y  $\text{MgO}$  lo cual según diversos autores (Bowden y Kinnaird 1984; Collins et al. 1982; Eby 1990; Whalen et al. 1987) reportan una afinidad de granitoide de tipo A. Además de estas características, aspectos como el presentar alto contenido en HFSE ( $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} = 279\text{-}997$ ) y alto contenido total de REE (132-1017 ppm) exceptuando a la muestra GA-19 (63.59) así como alta relación  $\text{Ga}/\text{Al}$  ( $10,000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$ ) de 2.26-5.49 (Figuras 26.a y 26.b) refuerzan la aseveración de un granito de tipo A. Los diagramas de relaciones entre  $10000 \cdot \text{Ga}/\text{Al}$  vs  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{Zr}$  (Fig. 24.a y 24.b) muestran algunas de las características antes mencionada ilustrando la afinidad de granito tipo A solo una muestra alcanzo el rango I y S.

El origen y diversidad de rocas que conforman los granitos tipo A aún es tema altamente debatible (e.g., Bonin, 2007; Frost & Frost, 2011; Gao et al., 2020; Morales Cámara et al., 2020; Patillo Douce, 1997). El tipo de granito A puede dividirse en 2 subgrupos químicos propuestos por Eby (1992) como A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>. El subgrupo A<sub>1</sub> comparte características similares con los que se observan en los basaltos de isla oceánica (OIB) que se derivan del manto con ambiente tectónico de intraplaca, mientras que el subgrupo A<sub>2</sub> comparte sus características con rocas de corteza continental o arco de isla formado en márgenes de placa convergente (Eby, 1992). Las muestras del granito de Guadalcazar presentan características de ambos subtipos del granito tipo A reconocidos por los diagramas ternarios Y-Nb-3\*Ga e Y-Nb-Ce (Eby,1992) donde es reconocido el predominante comportamiento químico del granito tipo A<sub>2</sub> con una menor pero considerable presencia de granito tipo A<sub>1</sub>, para lo cual, de las tres tipologías de roca del intrusivo de Guadalcazar sólo el grupo granodiorita presenta una tendencia a un tipo de granito (A<sub>2</sub>) para el resto (Grupo granito y sienita) es observada una tendencia de ambos tipos de granito siendo menor para el A<sub>1</sub> en comparación al A<sub>2</sub> (Figuras 26.c y 26.d).

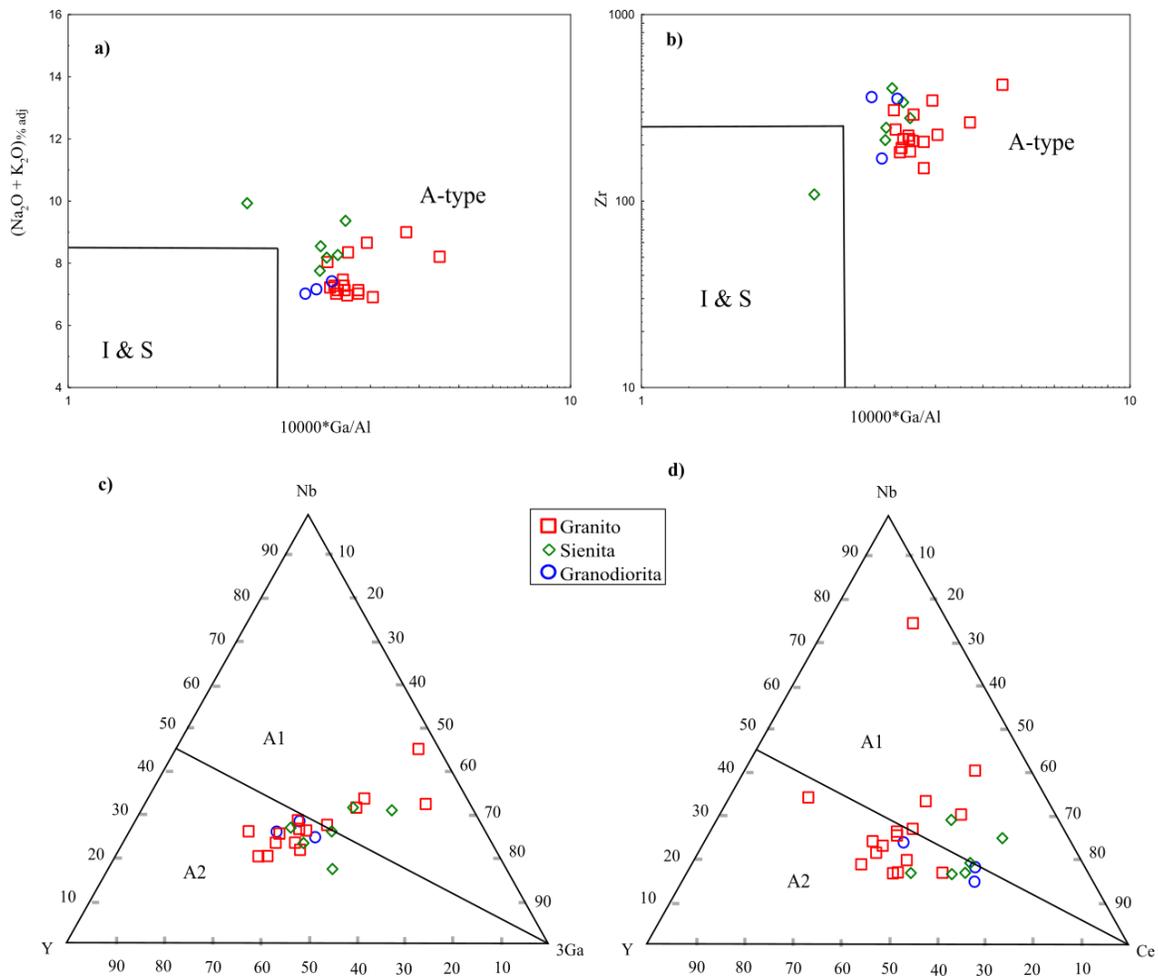


Figura 26. Diagramas de discriminación para el granito de Guadalcázar: (a) Zr y (b)  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  vs  $104 \text{ Ga}/\text{Al}$  (Whalen et al., 1987), c y d diagramas ternarios representativos para distinguir los granitos entre los tipos A1 y A2, en ambos diagramas, la línea dentro del triángulo corresponde a la relación  $Y/\text{Nb}$  con valor igual a 1.2 (Eby, 1992).

### 5.3 Procedencia del Magma

Las relaciones  $(Y/\text{Nb})$ ,  $(\text{Th}/\text{Nb})$ ,  $(\text{La}/\text{Nb})$  y  $(\text{Ce}/\text{Pb})$  fueron utilizadas en este trabajo para conocer el comportamiento de la fuente de magma ya que estas relaciones muestran sensibilidad a fuentes de manto y corteza (Moreno et al., 2014, 2016, y referencias dentro). De acuerdo a estas relaciones se puede corroborar la predominancia de afinidad de tipo A<sub>2</sub> (Figura 27.a) y sugirieren mayormente una fuente cortical (Figura 27 a-d). No obstante, como se dijo anteriormente existen algunas muestras de los grupos granito y sienita que se relacionan con una afinidad de tipo A<sub>1</sub> (Figura 27.a), lo cual corresponde a fuente de manto

OIB (e. g. Eby, 1990). Como se indicó en el apartado de afinidad del granito las subdivisiones de  $A_1$  y  $A_2$  comúnmente son usadas para indicar la diversidad en fuentes de magma y ambiente tectónico de los granitos tipo A, siendo el de fuente de manto enriquecido tipo OIB asociado a escenario anorogénico de intraplaca y el de fuente predominantemente de corteza a escenario post-orogénico o post-colisional (Eby 1990, 1992). A consideración de los hallazgos encontrados en este estudio en conjunto con los reportados por diversos autores, principalmente los de datación, relación de elementos traza y relación de K/Rb (Díaz-Bravo et. al, 2021; Chryssoulis y Rankin, 1988) se propone que las anomalías de Ce tanto negativas como positivas reportadas en el capítulo anterior sugieren la remoción de REE e Y a excepción del Ce en condiciones oxidantes cerca de la superficie y la deposición de las REE e Y removidas en condiciones menos oxidantes (Sanematsu, 2009), esto podría explicar el comportamiento de granito tipo  $A_1$  de las muestras (GA-12, GA-19, GA-9, GA-18, GA-15, GA-7) ya que la mayoría de estas cuentan con anomalía positiva de Ce y a su vez muestran los valores más bajos de REE e Y total en cada tipo de roca (Granito, sienita y granodiorita) y al usarse valores como el Y, Ce y La pueden indicar una clasificación errónea como de tipo  $A_1$  a causa del bajo contenido de estos elementos en relación al contenido del resto de las muestras. Dado que el periodo de rifting se encontraba en etapa temprana, la evolución del magma pudo haber sido controlada por fraccionamiento polibárico, en la cual el magma puede pausarse experimentando una cristalización significativa a presiones variables (Vandi et. al, 2020), provocando el fuerte empobrecimiento del MgO, CaO y  $TiO_2$  lo cual concuerda con lo reportado en este trabajo. Es importante añadir a lo antes mencionado que la generación del magma que dio origen al intrusivo de Guadalcázar ocurrió entre la corteza media y la corteza superior (Figuras 29.a y 29.b) esto con base en los diagramas de Ta/Yb vs Th/Yb y Nb/Yb vs Th/Yb y los valores promedios de corteza propuestos por Rudnick y Gao (2003) así como los valores del manto de McDonough y Sun (1989). Niveles de corteza donde los magmas formadores de granitos tipo A comúnmente provienen, siendo zonas de presiones bajas (e. g. Siegel et al, 2018), además de esto es observado que el diagrama  $(Gd/Yb)_N$  vs  $(Eu/Eu)^*$  sugiere que este intrusivo derivó de fuentes félsicas en la corteza continental superior (Figura 29.c).

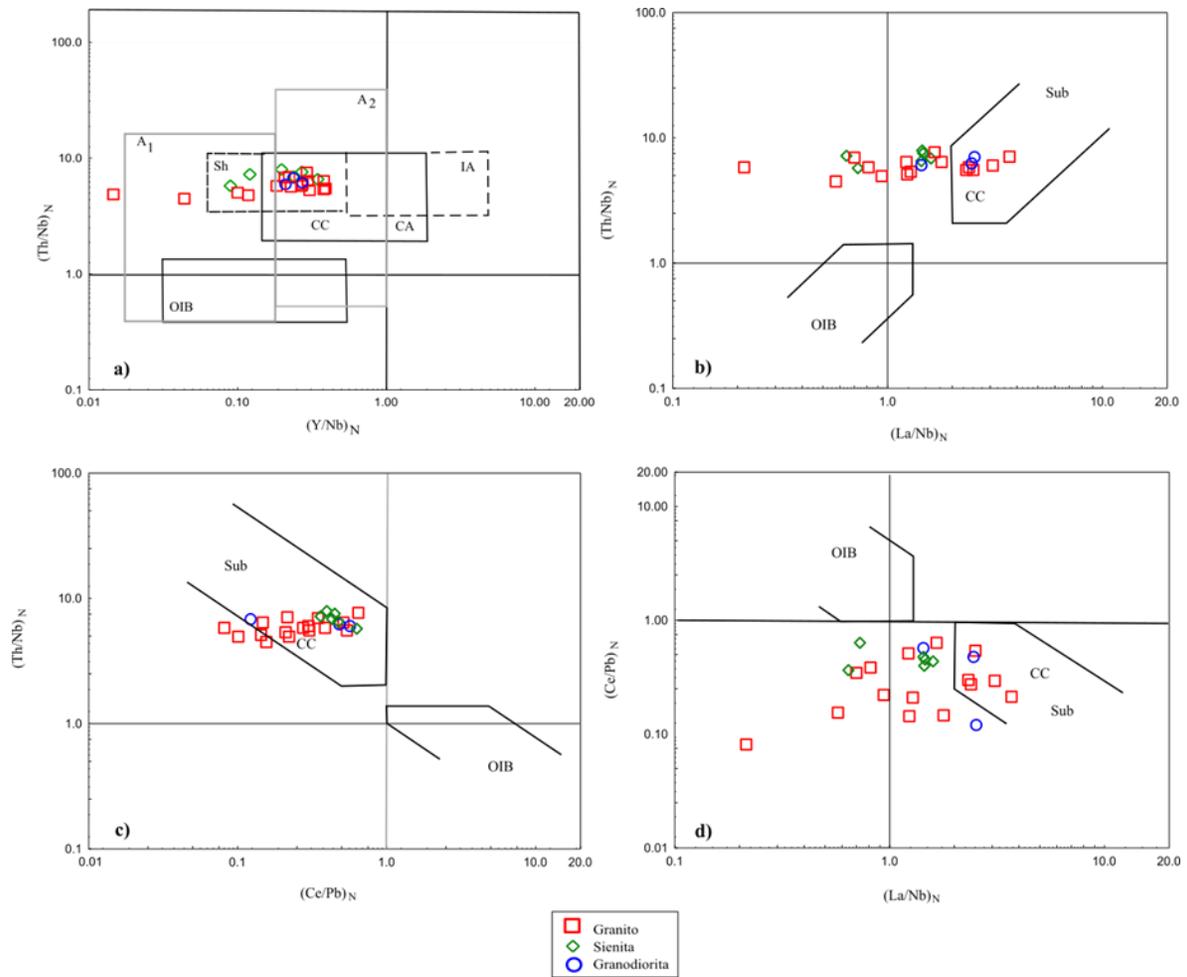


Figura 27. Relaciones entre Y/Nb, Th/Nb, La/Nb y Ce/Pb en los tres grupos de roca del intrusivo de Guadalcázar. Valores de Normalización de McDonough y Sun (1995). Campos composicionales después de Moreno et al. (2016). Abreviaciones: A<sub>1</sub>, Granitos tipo A<sub>1</sub>; A<sub>2</sub>, Granitos tipo A<sub>2</sub>; CA, Arco Continental; CC, Corteza Continental; IA, Arco de Isla; OIB, Basalto de Isla Oceánica; Sh, Shoshonitas; Sub, conjuntos magmáticos relacionadas a subducción.

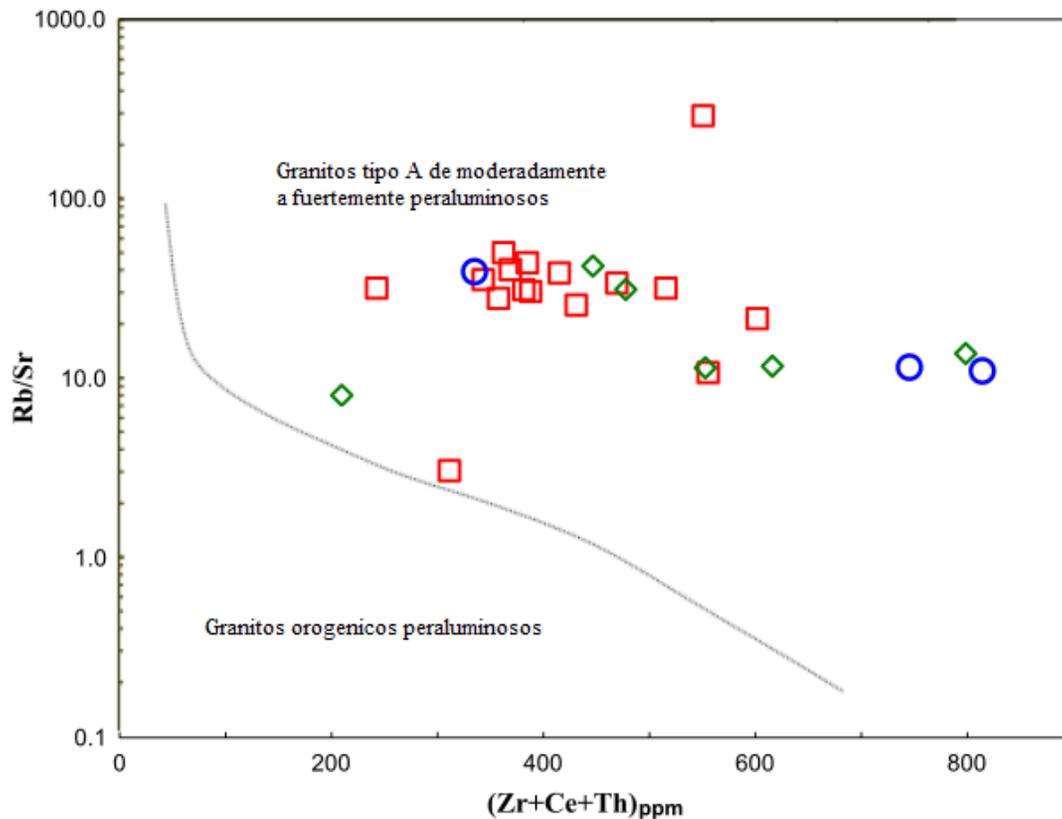


Figura 28. Diagrama de discriminación Zr+Ce+Th vs Rb/Sr mostrando la composición del granito de Guadalcázar. La línea discontinua divide a los campos de los moderadamente a fuertemente peraluminosos granitos de tipo A y los granitos peraluminosos orogénicos, respectivamente.

Las relaciones (Nb/Ta) de los tres grupos de roca del intrusivo de Guadalcázar presentan un rango de 5.4 a 8.8, reafirmando entonces un fundido derivado principalmente de corteza. Linnen y Keppler (1997) hablan de que esta baja relación Nb/Ta por debajo del rango promedio de corteza (11-13) se debe a que las fases accesorias en los granitos subaluminosos a peraluminosos preferentemente incorporan Nb sobre el Ta explicando entonces el enriquecimiento de Ta en relación al Nb observado en rocas graníticas altamente fraccionadas así como en la corteza en general como las estudiadas que conforman el intrusivo de este trabajo, por su parte Dostal (2000) sugiere que la variación de esa relación depende de la correlación positiva del Ta con Rb, Li y F siendo el Ta

enriquecido en estas rocas evolucionadas, contemplando que la adición de fluidos mineralizantes y el fraccionamiento de fluido juegan un papel clave en esa variación en rocas con relaciones  $K/Rb < 150$  para la cual en este estudio las muestras cumplen dicha relación al estar por debajo del valor mencionado (solo una muestra presenta un valor  $>150$ ) así como la correlación positiva del Ta con Rb, por otra parte carecemos de los valores de Li y F, no obstante Fries y Schmitter (1948) reconocen la existencia de apreciable presencia de Flúor en el área de estudio. Hofmann (1988) representa las bajas relaciones de Nb/Ta en los granitos de biotita peraluminosos como una contribución significativa de la corteza. La composición peraluminosa además es corroborada por los valores de Rb/Sr y  $Zr+Ce+Th$  de las rocas estudiadas (Figura 28), ilustrando que estos se agrupan en el campo de granitos peraluminosos de tipo A y no en el de granitos peraluminosos orogénicos.

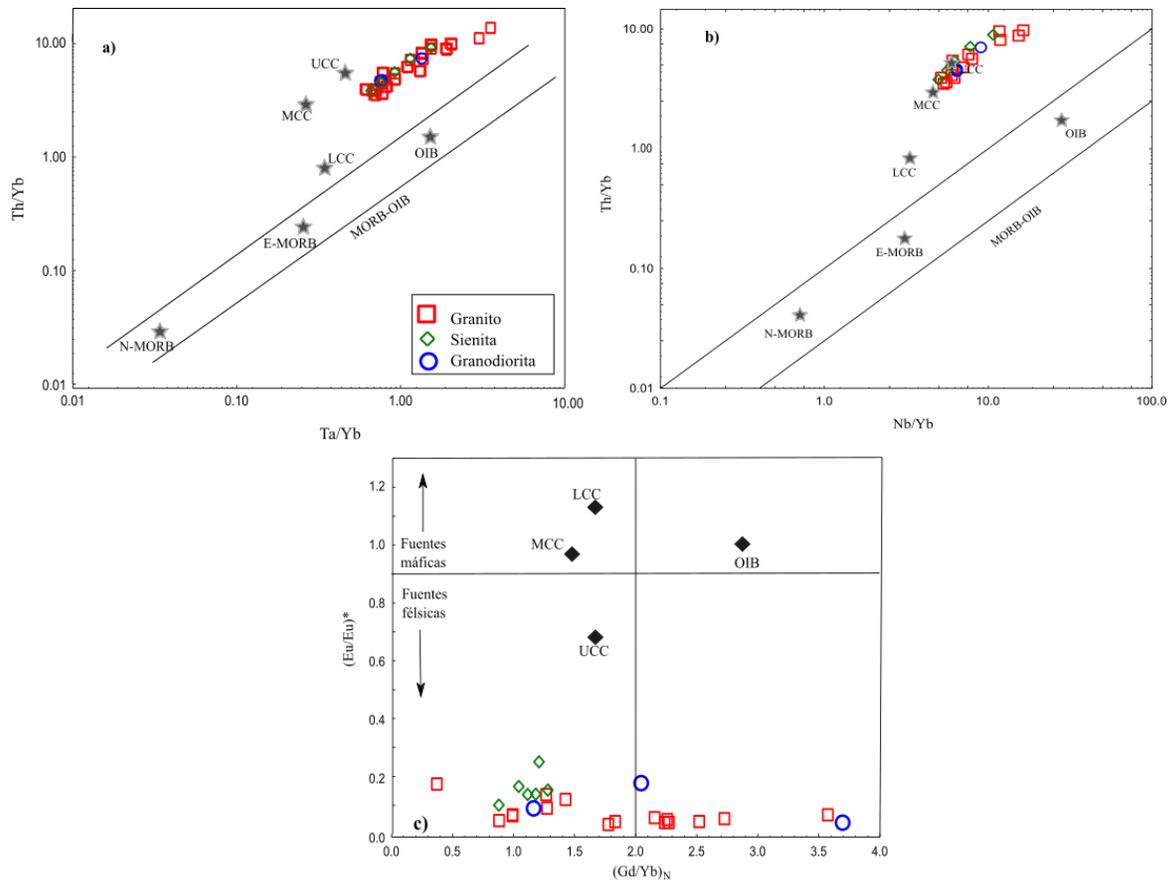


Figura 29. Diagramas de variación geoquímica de las rocas del intrusivo de Guadalcázar. a) Ta/Yb vs. Th/Yb.; b) Nb/Yb vs. Th/Yb; c) (Eu/Eu)\* vs (Gd/Yb)<sub>N</sub>. UCC – Corteza Continental Superior; MCC – Corteza Continental Media; LCC – Corteza Continental Inferior; OIB – Ocean Island Basalts; E-MORB – Enriched Mid-Ocean-Ridge Basalts; N-MORB – Normal Mid-Ocean-Ridge Basalts.

## 5.4 Proceso magmático

Para una mejor comprensión de los procesos magmáticos que tuvieron lugar en la generación de las rocas del intrusivo de Guadalcázar se analizaron los datos en diagramas de variación de relaciones de elementos traza (Zr) vs (Zr/Nb), (La/Sm) vs (La) y (Ce/Yb) vs (Ce), donde se muestra una tendencia hacia el proceso de cristalización fraccionada (Fig. 27.a-c) en lugar del de fusión parcial como proceso principal que controló la evolución del granito de Guadalcázar (Figura 30.a-c)

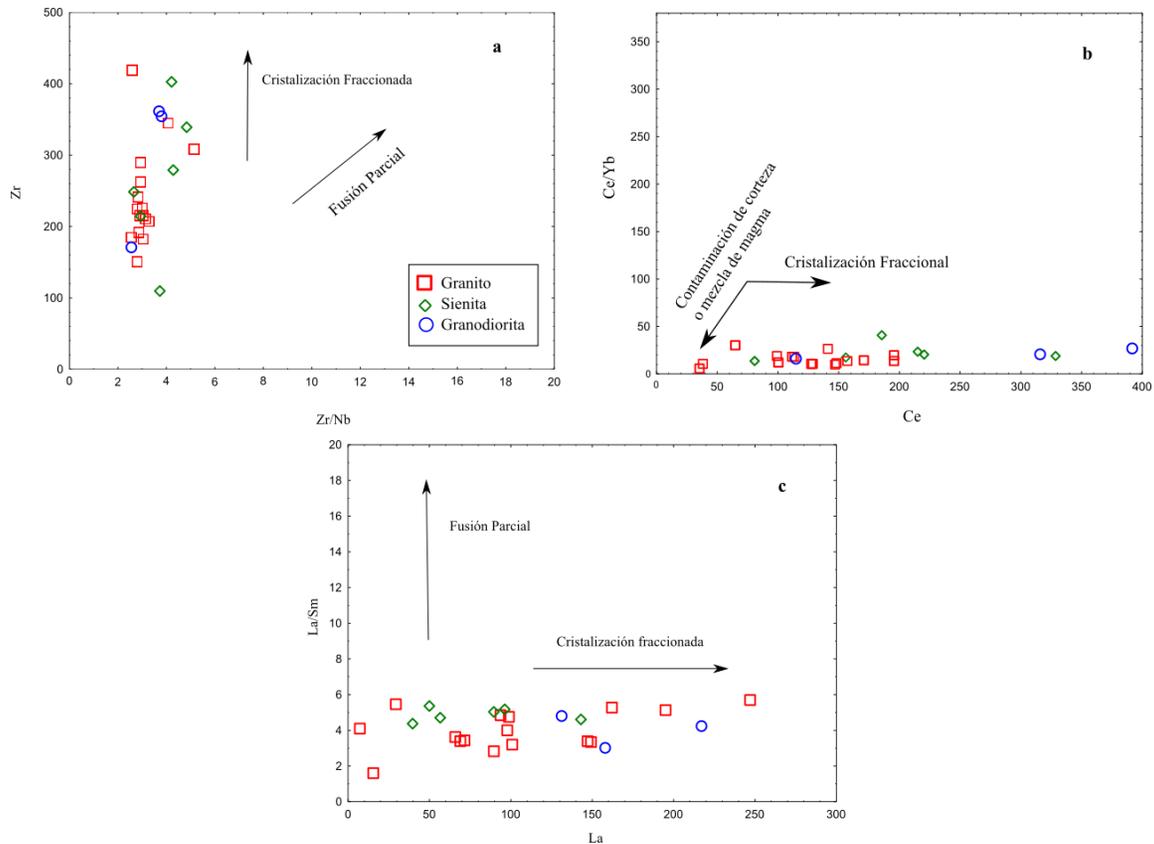


Figura 30. Diagramas de variación. a) Zr-Zr/Nb, b) Ce/Yb-Ce y c) La/Sm-La ilustrando los efectos de fusión parcial y fraccionamiento en el origen del granito de Guadalcázar.

## 5.5 Ambiente Tectónico

Las rocas del intrusivo de Guadalcázar, indican ambientes de formación relacionados a magmatismo de rift continental y de isla oceánica (Figura 31), esto de acuerdo a los diagramas multidimensionales aplicables a rocas félsicas propuestos por Verma et al. (2013) confirmando una afinidad de la edad obtenida en la muestra GA-03 con lo reportado por autores como Moreno et al. (2021), Chryssoulis (1988) que indican que el granito de Guadalcázar está relacionado a los granitos de tipo post-colisional y anorogénicos, sugiriendo así que las rocas que conforman al denominado intrusivo de Guadalcázar se asocian a un ambiente de tipo extensional. Este hallazgo puede ser además consistente con la evidencia geológica del área que está relacionada a un régimen de etapas extensionales tempranas de la provincia de la Mesa Central, considerando que futuros

estudios de rocas máficas tanto volcánicas como plutónicas y rocas de los subyacentes manto y corteza son requeridos para presentar un modelo petrogenético y tectónico integral.

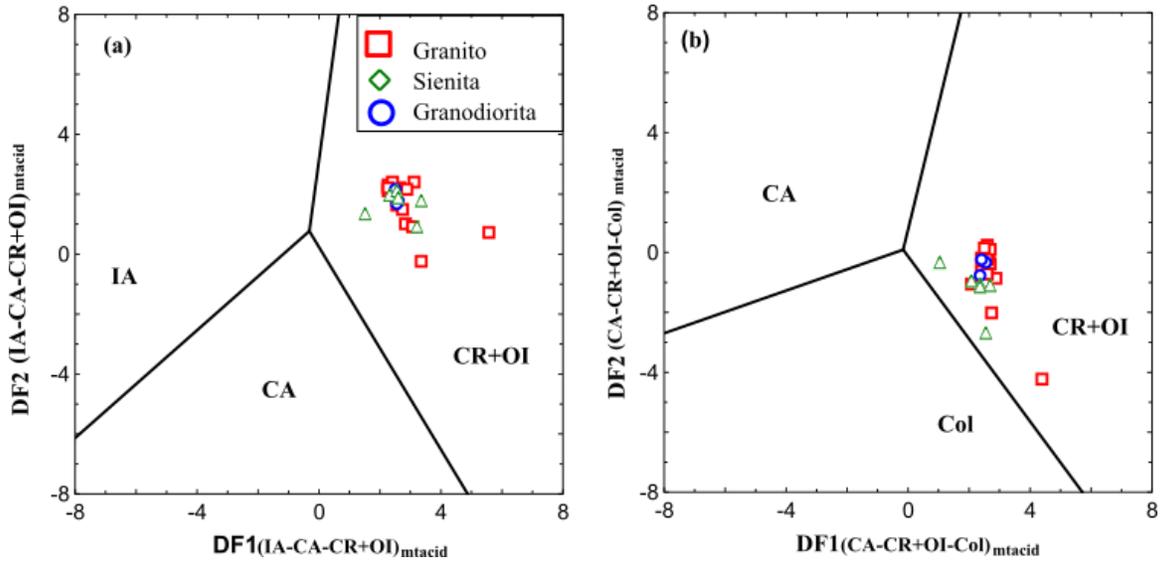


Figura 31. Diagramas de discriminación multi-dimensionales basados en funciones logarítmicas de elementos mayores y traza para rocas ácidas en este caso del intrusivo de Guadalcázar. (Verma et al., 2013). CR+OI: Rift Continental + Isla Oceánica; Col: colision; IA: Arco de Isla.

## 5.6 Geodinámica

Las observaciones petrológicas, geoquímicas y geocronológicas indican que el intrusivo de Guadalcázar se emplazó durante el Oligoceno (34 a 20 Ma) en un tiempo similar al emplazamiento de diferentes unidades litológicas de composición félsica del Campo Volcánico de San Luis Potosí (~33 a 27 Ma; Tristán-González et al., 2009; Aguillón-Robles et al., 2014; Torres-Sánchez et al., 2020). Ha sido bien documentado que un régimen extensional dominó a la región sur de la MC durante el Cenozoico (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1993; Nieto-Samaniego et al., 1997; Aranda-Gómez et al. 2000). En la región sur de la MC un amplio rango composicional de rocas volcánicas félsicas fue emplazado, lo cual puede apoyar un rol importante de fusión parcial de la corteza continental ocurrida con la combinación de diferentes procesos magmáticos tales como cristalización fraccionada y asimilación en distintas partes de la región sur de la MC.

Por lo tanto, los resultados y modelos obtenidos en el presente trabajo indican que el granito de Guadalcázar derivó de un proceso de cristalización fraccionada de una fuente metasedimentaria la cual fue enriquecida por contribuciones de la corteza continental. Otro factor a considerar en el magmatismo tanto de la región sur de la MC como de la Sierra de Guadalcázar es el alto contenido de flúor y/o estaño, ya que esto puede indicar una evidencia de contribuciones de rocas félsicas de la corteza. (Tuta et al., 1988).

La evolución termo-dinámica del intrusivo de Guadalcázar está asociada a un régimen extensional desarrollado durante el Oligoceno (figura 32). Este magmatismo fue influenciado principalmente por un proceso de extensión que indujo el adelgazamiento de la corteza hacia la parte oeste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Una deformación de la astenosfera en respuesta a estos procesos favoreció al desarrollo de magmatismo fuertemente influenciado por la corteza continental debido a la fusión parcial donde ocurre un emplazamiento intrusivo con un alto contenido de mineralización de flúor y / o estaño.

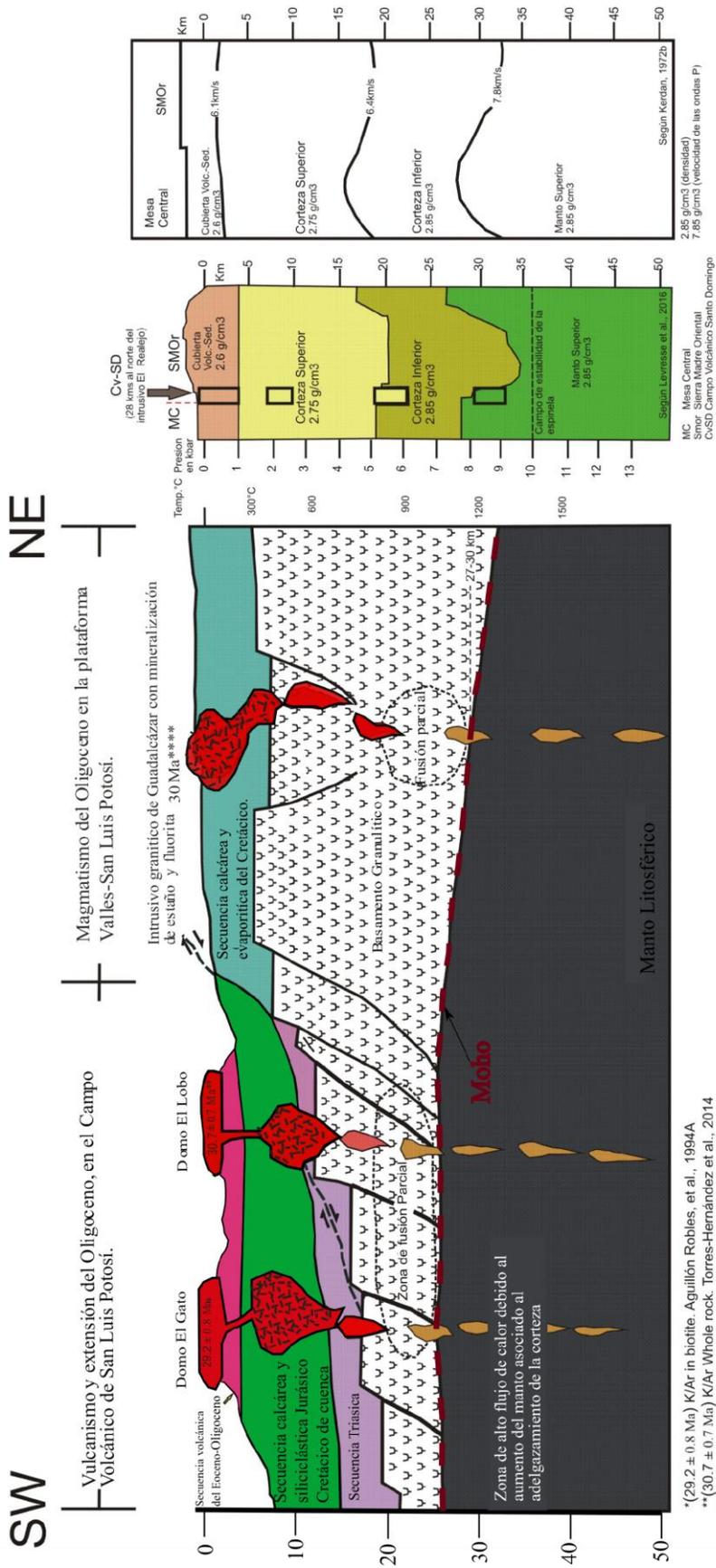


Figura. 32. Modelo esquemático termo-magmático mostrando la generación y ascenso de los magmas en la región de la Sierra de Guadalcázar (SG) durante el Oligoceno. Espesores de las capas corteza y manto aproximados con base en el modelo geofísico de la corteza del centro de México (Kerdan, 1992) modificado por Levrèse et al., 2016 y en el modelo 2 del grosor de la corteza de la Mesa Central y Sierra Madre Oriental (Rocha Peredo et al., 2021).

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSIONES

El intrusivo de Guadalcázar corresponde a dos cuerpos morfológicos de gran elevación conocidos como Cerro las Comadres y Cerro San Cristóbal encontrados al NW de la cabecera del municipio de Guadalcázar. Este intrusivo muestra rocas de composición ácida siendo clasificadas como granito, sienita y granodiorita. El emplazamiento y formación de estas rocas fue a partir de un magma originado en un ambiente post-colisional de extensión cortical con una edad de cristalización U-Pb de  $31.4 \pm 2.1$  Ma.

El análisis petrográfico de las rocas de este intrusivo nos indica la presencia de cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasas, biotita y muscovita, así como de minerales accesorios tales como el circón y minerales opacos. La composición de las plagioclasas es dominada por la de albita, oligoclasa y andesina. La presencia de alteración a sericita por reemplazamiento en los feldespatos, así como la cloritización de biotitas pueden sugerir alteración hidrotermal para este cuerpo granítico. Estas características de ensamblaje mineral muestran una tendencia a una clasificación petrográfica de granito de feldespato alcalino.

Los análisis geoquímicos nos revelan el carácter peraluminoso de los tres tipos de roca encontrados en el intrusivo de Guadalcázar, lo que supone para las rocas del intrusivo estudiado una alta evolución confirmada por la relación  $K/Rb < 150$ .

En cuanto al comportamiento del contenido de lantánidos, pueden apreciarse anomalías negativas y positivas de cerio sugieren la remoción de REE e Y a excepción del Ce en zonas más oxidantes cercanas a la superficie y depositación de las antes removidas REE en condiciones menos oxidantes. La mayoría de las muestras tienen un patrón de concentración de REE e Y similar, el cual se enriquece hacia las tierras raras ligeras y mantiene un comportamiento horizontal hacia las tierras raras pesadas el cual llega a tener en pocas muestras un ligero enriquecimiento o empobrecimiento de estas, notándose entonces con base en el argumento anterior un menor contenido total de REE e Y en las muestras con anomalía positiva de Ce. Las anomalías en los lantánidos corresponden a la anomalía de Eu y Ce, la primer nombrada correspondería a un fraccionamiento de

plagioclasas observándose un mayor pronunciamiento en las muestras del grupo granito en relación a los dos grupos restantes (sienita y granodiorita), la segunda anomalía presente en los tres grupos de roca (mayormente en el grupo granito) esta sugerida relacionarse a la atenuación de condiciones oxidantes formando la posible acumulación mineral cerianita secundaria (Ce)  $[Ce(IV)O_2]$  y/o algún otro mineral de Cerio (e.g. monacita).

Los elementos traza, en los tres grupos muestran significativo empobrecimientos en Ba, Sr que en conjunto con la ya descrita anomalía de Eu nos representan el fraccionamiento de feldespatos potásicos y plagioclasas. Por otro lado, los valores pobres de P y Ti podrían indicar el fraccionamiento de óxidos de Fe y Ti.

El intrusivo de Guadalcázar muestra características químicas (e. g. alto contenido de álcalis, de HFSE y de relación Ga/Al) de afinidad de granito tipo A el cual se subdivide en 2 subgrupos que de acuerdo a los hallazgos en este estudio las muestras con aparente comportamiento del tipo A<sub>1</sub> puede deberse a la modificación de contenido total de REE debido a intemperización en su parte más superficial dejando como evidencia la permanencia del Cerio detectada como una anomalía positiva en dichas muestras sometidas a un más largo tiempo de exposición a intemperismo que el resto de muestras, sugiriendo entonces un carácter real de granito tipo A<sub>2</sub> que pertenecen a aquellos granitos tipo A de origen cortical para el intrusivo de Guadalcázar.

La procedencia del magma formador de estas rocas se asocia a la corteza media-superior, originado principalmente por el proceso de cristalización fraccionada evidenciado por sus características químicas (e.g. pronunciadas anomalías negativas de Eu, Sr, Ba y Ti) a partir de una fuente metasedimentaria en un régimen extensional. La evolución del magma probablemente siguió un estilo de recorrido polibárico que pudo haber comenzado en la corteza media-superior, donde se produjo un fraccionamiento significativo de las fases de alta presión como el olivino y el piroxeno (e.g. Bonin, 2007) a causa de la ausencia de grietas de gran magnitud durante el emplazamiento del intrusivo de Guadalcázar, escenario sugerido por los muy bajos contenidos de CaO y MgO reportados en este trabajo.

## **Hipótesis**

1. El origen del cuerpo plutónico se relaciona a un proceso de fusión parcial cortical.
2. La actividad magmática tuvo lugar durante el Eoceno-Oligoceno en un ambiente relacionado a extensión.

## **Prueba de Hipótesis**

1. No, los datos geoquímicos en combinación con los datos en literatura muestran una cristalización fraccionada en lugar de una fusión parcial como el proceso petrogenético dominante.
2. Sí, la datación de circones mediante U-Pb en este estudio en conjunto con las dataciones reportadas en la literatura muestran que este granito fue emplazado en un lapso de tiempo que abarca desde el Eoceno hasta el Oligoceno el cuál en sustento por las evidencias geoquímicas y geológicas fue originado en un ambiente tectónico de extensión.

## REFERENCIAS

- Aguilar, A. R., 1984. Integración Geológica-Geoquímica para determinar posibles áreas de generación de hidrocarburos en la porción centro-oriental de la Zona Norte: México, D.F., División de Estudio de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 229 pp.
- Aguillón-Robles, A., 1992. Características geológicas y ambiente tectónico de un complejo de domos riolíticos del Terciario medio en la porción meridional de San Luis Potosí: México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 137pp.
- Aguillón-Robles, A., Tristán-González, M., de Jesús Aguirre-Díaz, G., López-Doncel, R. A., Bellon, H., Martínez-Esparza, G. 2014. Eocene to Quaternary mafic-intermediate volcanism in San Luis Potosí, central Mexico: The transition from Farallon plate subduction to intra-plate continental magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 152–172.
- Aranda-Gómez, J.J., Torres-Hernández, J.R., Carrasco-Núñez, G., Aguillón-Robles, A. 2000. Contrasting styles of Laramide folding across the West-Central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí carbonate platform. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17, 97–111.
- Aranda-Gómez, J. J., Henry, C. D., Luhr, J. F. 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras. México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 59–71.
- Barboza-Gudiño, J. R., Orozco-Esquivel, M. T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A. 2008. The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 25, 49–63.
- Basáñez-Loyola, M. A., Fernández-Turner, R., Rosales-Domínguez, C. 1993. Cretaceous Platform of Valles-San Luis Potosi, Northeastern Central Mexico En J. A. Toni Simo, J.A., Robert W. Scott, R.W., Masse, J-P eds., *Cretaceous Carbonate Platforms*. American Association of Petroleum Geologists, 59, <https://doi.org/10.1306/M56578C5>.
- Böse, E. 1906., La fauna de moluscos del Senoniano de Cárdenas, San Luis Potosí, México: Instituto Geológico de México, *Boletín* 24, 91 p.
- Bowden, P., Kinnaird, J. A., 1984. Geology and Mineralization of the Nigerian Anorogenic-Ring Complexes. (*Geologisches Jahrbuch Reihe B (Hannover)*, 56, 3–65.
- Burt D.M., Sheridan M.F., 1987. Types of mineralization related to fluorine-rich silicic lava flow and domes. En Fink, J.H ed., *The Emplacement of Silicic Domes and Lava Flows*. Geological Society of America, 212, <https://doi.org/10.1130/SPE212-p103>.

- Campa, M. F., Coney, P. J., 1982. Los Terrenos Tectonoestratigráficos y La Metalogénesis en México: Sociedad Geológica Mexicana, 6a Convención Nacional.
- Carrillo-Bravo, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23, 1–102.
- Chryssoulis, S. L., Rankin, A. H., 1988. Decrepitometry of fluid inclusions in quartz from the Guadalcázar granite of Mexico; Principles and application to mineral exploration. *Mineralium Deposita*, 23, 42–49.
- Chryssoulis, S., Wilkinson, N., 1983. High silver content of fluid inclusions in quartz from Guadalcázar granite, San Luis Potosi, Mexico; a contribution to ore-genesis theory. *Economic Geology*, 78, 302–318.
- Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R., Chappell, B. W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189–200.
- Contreras-Pérez, J., 1993. Distribución de esfuerzos y estabilidad mecánica de márgenes de plataformas carbonatadas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Unidad Académica de los ciclos Profesional y de posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades (Doctoral dissertation, MSc thesis, 56 p. (Unpublished)).
- Dana, J. D., 1895. *Manual of Geology*, 4th edition. American Book Company, New York, 1088 p.
- Díaz-Bravo, B. A., Barboza-Gudiño, J. R., Ortega-Obregón, C., Morales-Gámez, M., 2021. Late Cretaceous to Oligocene overlapping plutonic magmatism episodes in the eastern Mesa Central province of Mexico. *International Geology Review*, en prensa, <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1871866>.
- Doncel, R. L., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 1–19.
- Dostal, J., Chatterjee, A. K., 2000. Contrasting behaviour of Nb/Ta and Zr/Hf ratios in a peraluminous granitic pluton (Nova Scotia, Canada). *Chemical Geology*, 163, 207–218.
- Dostal, J., Kontak, D. J., Karl, S. M., 2014. The Early Jurassic Bokan Mountain peralkaline granitic complex (southeastern Alaska): Geochemistry, petrogenesis and rare-metal mineralization. *Lithos*, 202, 395–412.
- Eby, G. N., 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115–134.
- Eby, G. N., 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644.

- Fries, C., Schmitter, E., 1948. Tin-bearing placers near Guadalcázar, state of San Luis Potosi, Mexico. U.S. Geological Survey Bulletin 990-D, p. 109–149.
- Frost, B. R., Frost, C. D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955–1969.
- Galicia Ovalle, R., 2005. Estudio estratigráfico-estructural del área San Antonio del Rul, Mpio. de Moctezúma, SLP.
- GARFIAS, V., 1915. General Notes on Mexican Oilfields. *Geol. and Mining Soc. Amer. Universities, Year Book and Directory*, 2, 15-17.
- Griffin, W.L., Belousova, E.A., Shee, S. R., Pearson, N. J., O'reilly, S. Y., 2004. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons. *Precambrian Research*, 131, 231–282
- Heim, A., 1940. The front ranges of the Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 33, 313–352.
- Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90, 297–314.
- Hoskin, P.W.O., Black, L.P., 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of metamorphic Geology*, 18, 423–439.
- Huspeni, J. R., Kesler, S. E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J. F., Jones, L. M., 1984. Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico. *Economic Geology*, 79, 87–105.
- Imlay, R. W., Cepeda, E., Alvarez, M., Diaz, T., 1948. Stratigraphic relations of certain Jurassic formations in eastern Mexico. *AAPG Bulletin*, 32, 1750–1761.
- Kellum, L. B., 1930. Similarity of surface geology in front range of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields. *AAPG Bulletin*, 14, 73–91.
- Kerdan, T.P., 1992. Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cancer desde Baja California hasta el Golfo de México. Unpublished Master Thesis Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México, México, p. 346.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L. S., 1993. Geología del domo Cerro Grande. Sierra de San Miguelito, SLP: San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 117, 22.

- Le Bas, M., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks base on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Levresse, G., Cervantes-de la Cruz, K. E., Aranda-Gómez, J. J., Dávalos-Elizondo, M. G., Jimenez-Sandoval, S., Rodriguez-Melgarejo, F., & Alba-Aldave, L. A., 2016. CO<sub>2</sub> fluid inclusion barometry in mantle xenoliths from central Mexico: A detailed record of magma ascent. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 72-88.
- Linnen, R. L., Keppler, H., 1997. Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 128, 213–227.
- Ludwig, K. R., 2012. User's Manual for Isoplot/Ex, Version 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Berkeley, California, Special Publication, 5.
- Maniar, P. D., Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America bulletin*, 101, 635–643.
- Martínez, P.J., 1965. Exploración geológica del área San Francisco - El Estribo, S. L. P., Petróleos Mexicanos, Zona Norte. Informe Geológico. No 516, inédito.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 120, 223–253.
- Middlemost, E. A., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77, 19–26.
- Mitre-Salazar, L. M., 1989. La megafalla laramídica de San Tiburcio. Estado de Zacatecas: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 8, 47–51.
- Morales Ávila, V. R. D. J., 2008. Estudio de inclusiones fluidas de los yacimientos de mercurio en el área de Guadalcázar SLP.
- Moreno, J. A., Molina, J. F., Montero, P., Anbar, M. A., Scarrow, J. H., Cambeses, A., Bea, F., 2014. Unraveling sources of A-type magmas in juvenile continental crust: constraints from compositionally diverse Ediacaran post-collisional granitoids in the Katerina Ring Complex, southern Sinai, Egypt. *Lithos*, 192, 56–85.
- Moreno, J. A., Molina, J. F., Bea, F., Anbar, M. A., Montero, P., 2016. Th-REE-and Nb-Ta-accessory minerals in post-collisional Ediacaran felsic rocks from the Katerina Ring Complex (S. Sinai, Egypt): An assessment for the fractionation of Y/Nb, Th/Nb, La/Nb and Ce/Pb in highly evolved A-type granites. *Lithos*, 258, 173–196.
- Muir, J. M., 1936. Geology of the Tampico Region, Mexico. *Nature*, 143, 185.

- Mújica-Mondragón, R., Albarrán, J. J., 1983. Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: Instituto Mexicano del Petróleo. Subdirección Técnica de Exploración, Proyecto C-1156 (reporte interno).
- Myers, R. L., 1968. Biostratigraphy of the Cárdenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosi, Mexico: *Paleontología Mexicana*, 24, 8–31.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí í Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica mexicana*, 57, 285–318.
- Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Camprubí, A., 2007. Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution. En Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F eds., *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico*. Geological Society of America, 422, [https://doi.org/10.1130/2007.2422\(02\)](https://doi.org/10.1130/2007.2422(02)).
- Omaña, L., López-Doncel, R., Torres, J. R., Alencaster, G., López-Caballero, I., 2019. Mid-late Cenomanian larger benthic foraminifers from the El Abra Formation W Valles-San Luis Potosi Platform, central-eastern Mexico: Taxonomy, biostratigraphy and paleoenvironmental implications. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 71, 691–725.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S. A, Nieto-Samaniego, Á. F., 1992. Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana escala 1:2'000,000: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y SEMIP Consejo de Recursos Minerales.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Hergt, J. M., Greig, A., Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11.
- Petróleos Mexicanos (PEMEX), 1988. Estratigrafía de la República Mexicana, Mesozoico: México, D.F., Subdirección de Producción Primaria, Coordinación ejecutiva de Exploración, Informe inédito, 216 p.
- Rangin, C., & Cordoba, D. A., 1976. Extensión de la cuenca Cretácica Chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones: Memoria del Tercer Congreso Latinoamericana de Geología.
- Peredo, C. R., Yutsis, V., Martin, A. J., & Aranda-Gómez, J. J., 2021. Crustal structure and Curie point depth in central Mexico inferred from the spectral analysis and forward modeling of potential field data. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103565.
- Rocha Rocha, M., 2008. Yacimientos de Celestina en la Plataforma Valles-San Luis Potosí. REPOSITORIO NACIONAL CONACYT.

- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on Geochemistry. The Crust*, Elsevier-Pergamon, Oxford, 1–64.
- Sanematsu, K., Murakami, H., Watanabe, Y., Duangsurigna, S., Siphandone, V., 2009. Enrichment of rare earth elements (REE) in granitic rocks and their weathered crusts in central and southern Laos. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 60, 527–558.
- Siegel, K., Vasyukova, O. V., Williams-Jones, A. E., 2018. Magmatic evolution and controls on rare metal-enrichment of the Strange Lake A-type peralkaline granitic pluton, Québec-Labrador. *Lithos*, 308, 34–52.
- Streckeisen, A., Le Maitre, R. W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks: *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, 136, 169–206.
- Suter, M., 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles–San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95, 1387–1397.
- Torres-Hernández, J. R., 1994. Evolución Estructural de la Sierra de Guadalcázar San Luis Potosí: Tesis, Univ. Aut. De México, Facultad de Ingeniería, Div. Est. De Postgrado, pp. 1-73.
- Torres-Hernández R. y Tristán-Hernández M., 1999. Informe de la Carta Geológica Minera y Geoquímica, Carta Guadalcázar F14-A65 escala 1:50, 000; Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología UASLP.
- Torres-Jurado, E., 2019. Análisis geoquímico, petrográfico y estructural de los intrusivos de Guadalcázar y su relación con los yacimientos minerales tipo greisen-skarn. [undergraduated thesis]: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S.K., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., Torres-Hernández, J.R., 2019. Petrogenetic and tectonic implications of Oligocene-Miocene volcanic rocks from the Sierra de San Miguelito complex, central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102311.
- Torres-Sánchez, D., Verma, S.K., Barry, T.L., Verma, S.P., Torres-Hernández, J.R., 2020.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology and petrogenesis of the Sierra de San Miguelito Volcanic Complex, Mesa Central, Mexico. *Lithos*, 370–371, 105613.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Torres-Hernández, J.R., Bellon, H., López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009. Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61, 287–303.

- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1999. Carta Geológico-Minera, Santa Isabel, F14-A44, escala 1:50 000. Edo. de San Luis Potosí; Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología UASLP.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J. R., 1994. Geología de la Sierra de Charcas. Estado de San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 117–138.
- Tuta, Z.H., Sutter, J.F., Kesler, S.E., Ruiz, J., 1988. Geochronology of mercury, tin, and fluorite mineralization in northern Mexico. *Economic Geology*, 83, 1931–1942.
- Valencia-Islas, J.J., Villaseñor-Rojas, P.E., 1997. Implicaciones geodinámicas de los resultados de la geoquímica de rocas e isótopos de azufre de la Formación Guaxcamá: *Actas INAGEQ*, 3, 1–11.
- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J. R., López-Doncel, R. A., 2009. Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26, 466–481.
- Verma, S.P., Rivera-Gómez, M.A., 2013. Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes* 36, 115–124.
- Verma, S.K., Verma, S.P., Oliveira, E.P., Singh, V.K., Moreno, J.A., 2016. LA-SF-ICP-MS zircon U-Pb geochronology of granitic rocks from the central Bundelkhand greenstone complex, Bundelkhand craton, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 118, 125–137.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Verma, S.K., Agrawal, S. 2013. Fifteen new discriminant function- based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks. *Lithos*, 168–169, 113–123.
- Verma, S.P., Verma, S.K., Rivera-Gómez, M.A., Torres-Sánchez, D., Díaz-González, L., Amezcua-Valdez, A., Rivera-Escoto, B.A., Rosales-Rivera, M., Armstrong-Altrin, J.S., López-Loera, H., Velasco-Tapia, F., Pandarinath, K., 2018. Statistically coherent calibration of X-ray fluorescence spectrometry for major elements in rocks and minerals. *Journal of Spectroscopy*, 1–13.
- Wiedenbeck, M.A.P.C., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F.V., Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards newsletter*, 19, 1–23.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to mineralogy and petrology*, 95, 407-419.
- Wilson, J. L., Ward, W. C., 1993. Early Cretaceous carbonate platforms of northeastern and east-central Mexico: Chapter 4.

Zapata-Zapata, J.L., Pérez-Venzor, J.A., 1979. Cartografía Geológica (de la) Hoja Peotillos, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico No. 63, 30 p.

Zenteno, D. J. M., 1985. Geología de la República Mexicana: México, 1984. Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática.

## ANEXOS

**Tabla A1. Rango de valores de límite de detección para elementos traza y REE.**

Elemento	Rango de límite de detección (ppm)	Elemento	Rango de límite de detección (ppm)
Ag	0.5-100	Nd	0.1-2,000
As	5-2,000	Ni	20-10,000
Ba	3-500,000	Pb	5-10,000
Bi	0.4-2,000	Pr	0.05-1,000
Ce	0.1-3000	Rb	2-1,000
Co	1-1,000	Sb	0.5-200
Cr	20-10,000	Sm	0.1-1,000
Cs	0.5-1,000	Sn	1-1,000
Cu	10-10,000	Sr	2-10,000
Dy	0.1-1,000	Ta	0.1-500
Er	0.1-1,000	Tb	0.1-1000
Eu	0.05-1,000	Th	0.1-2,000
Ga	1-500	Tl	0.1-1,000
Gd	0.1-1,000	Tm	0.05-1,000
Ge	1-500	U	0.1-1,000
Hf	0.2-1,000	V	5-10,000
Ho	0.1-1,000	W	1-5,000
In	0.2-200	Y	1-10,000
La	0.1-2,000	Yb	0.1-1,000
Lu	0.01-1,000	Zn	30-10,000
Mo	2-100	Zr	5-10,000
Nb	1-1,000		

**Tabla A.2 Composición modal de las rocas del grupo granito y sienita del intrusivo de Guadalcázar.**

Muestra	Roca	Coord. X (UTM)	Coord. Y (UTM)	Textura	Mineralogía						
					FK	Plag	Qz	Bt	Op	Musc.	Circón
GA-04	Sienita	354493	2507292	Inequi.	48	5.8	37.4	7.3	0.6	0	0.9
GA-08	Sienita	354029	2507182	Inequi.	39.6	6.6	39	10	2.7	1.2	0.8
GA-12	Granito	353912	2506894	Equi.	50	0.3	44.9	0	0	4.3	0.5
GA-16	Granito	353557	2506307	Inequi.	44.9	3.4	41.7	4	1.1	1.4	0.2

Representación modal en porcentajes (%) de las rocas del grupo granito y sienita del intrusivo de Guadalcázar. Mineralogía: FK: feldespato potásico; Plag: plagioclasas; Qz: cuarzo; Bt: biotita; Op: opacos; Musc: muscovita.

Tabla A3. Composiciones representativas de elementos mayores (en wt. %) de las rocas del intrusivo Guadalcazar. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 84, Z 14 N.

<b>Muestr</b>	<b>GA-01</b>	<b>GA-02</b>	<b>GA-03</b>	<b>GA-04</b>	<b>GA-05</b>	<b>GA-06</b>	<b>GA-07</b>	<b>GA-08</b>	<b>GA-09</b>	<b>GA-10</b>
<b>a</b>										
<b>Roca</b>	<b>Granito</b>	<b>Sienita</b>	<b>Granito</b>	<b>Sienita</b>	<b>Sienita</b>	<b>Granito</b>	<b>Sienita</b>	<b>Sienita</b>	<b>Sienita</b>	<b>Granodio- rita</b>
<b>Coord.</b>										
<b>X</b>										
<b>(UTM)</b>	354418	354490	354498	354493	354604	354604	354415	354029	353927	353932
<b>Coord.</b>										
<b>Y</b>										
<b>(UTM)</b>	2507262	2507273	2507286	2507292	2507340	2507296	2507277	2507182	2506956	2506922
<b>SiO<sub>2</sub></b>	72.158	68.192	69.828	65.257	65.439	68.673	63.840	67.608	65.312	64.984
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.117	0.145	0.159	0.134	0.172	0.087	0.081	0.139	0.097	0.171
<b>Al<sub>2</sub>O</b>	14.783	18.526	17.174	22.455	22.469	20.350	25.552	20.818	24.346	24.674
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup></b>	2.397	1.901	2.422	0.801	2.200	1.284	1.033	1.794	1.498	1.614
<b>MnO</b>	0.127	0.128	0.101	0.063	0.112	0.046	0.056	0.060	0.058	0.035
<b>MgO</b>	0.038	0.039	0.041	0.039	0.039	0.038	0.038	0.038	0.038	0.039
<b>Ca</b>	0.922	1.169	1.038	0.816	0.691	0.666	0.355	0.748	0.291	0.488
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.059	2.545	2.602	1.759	2.325	2.606	2.141	2.328	1.950	1.991
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5.893	6.751	6.003	8.126	5.790	5.692	6.354	5.881	5.745	4.952
<b>P<sub>2</sub>O</b>	0.018	0.030	0.020	0.031	0.034	0.022	0.032	0.029	0.012	0.018
<b>LOI</b>	0.016	0.085	0.121	0.032	0.213	0.053	0.034	0.069	0.136	0.440
<b>Sum</b>	99.528	99.511	99.508	99.512	99.484	99.517	99.516	99.512	99.482	99.405
<b>Valores ajustados</b>										
<b>(SiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub></b>	72.632	68.676	70.378	65.635	66.021	69.105	64.219	68.072	65.810	65.742
<b>(TiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub></b>	0.118	0.146	0.161	0.134	0.174	0.088	0.082	0.140	0.098	0.173
<b>(Al<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	14.880	18.657	17.309	22.585	22.668	20.478	25.704	20.960	24.532	24.962
<b>(Fe<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	0.749	0.594	0.758	0.250	0.689	0.401	0.322	0.561	0.468	0.432
<b>(FeO)<sub>adj</sub></b>	1.497	1.188	1.515	0.500	1.377	0.802	0.645	1.121	0.937	1.080
<b>(MnO)<sub>adj</sub></b>	0.128	0.129	0.102	0.063	0.113	0.046	0.056	0.061	0.059	0.036
<b>(MgO)<sub>adj</sub></b>	0.038	0.040	0.041	0.039	0.039	0.038	0.038	0.038	0.038	0.040
<b>(Ca)<sub>adj</sub></b>	0.928	1.177	1.046	0.820	0.697	0.670	0.357	0.753	0.293	0.493
<b>(Na<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	3.079	2.563	2.622	1.769	2.346	2.622	2.153	2.344	1.964	2.014
<b>(K<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	5.932	6.799	6.050	8.173	5.842	5.728	6.392	5.922	5.789	5.010
<b>(P<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	0.018	0.030	0.020	0.031	0.034	0.022	0.032	0.029	0.012	0.018
	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	
	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100.000
<b>Norma CIPW</b>										
<b>Q</b>	29.033	24.482	28.779	22.059	27.706	30.007	26.097	29.512	30.996	33.146
<b>Or</b>	35.054	40.178	35.752	48.301	34.523	33.849	37.771	34.995	34.208	29.608
<b>Ab</b>	26.057	21.689	22.187	14.970	19.849	22.188	18.221	19.833	16.623	17.042
<b>An</b>	4.488	5.641	5.059	3.867	3.232	3.182	1.558	3.549	1.374	2.331
<b>C</b>	1.749	5.014	4.593	9.410	11.301	8.798	14.672	9.394	14.531	15.371
<b>Hy-Mg</b>	0.096	0.099	0.102	0.098	0.098	0.095	0.095	0.096	0.095	0.099
<b>Hy-Fe</b>	2.172	1.689	2.079	0.606	1.882	1.083	0.887	1.477	1.280	1.407
<b>Mt</b>	1.085	0.861	1.098	0.362	0.998	0.581	0.467	0.813	0.679	0.627
<b>Il</b>	0.224	0.278	0.305	0.255	0.330	0.166	0.155	0.265	0.185	0.329
<b>Ap</b>	0.042	0.070	0.046	0.072	0.080	0.050	0.075	0.067	0.028	0.041

Continuación de la Tabla A.3

<b>Muestra</b>	<b>GA-11</b>	<b>GA-12</b>	<b>GA-13</b>	<b>GA-14</b>	<b>GA-15</b>	<b>GA-16</b>	<b>GA-17</b>	<b>GA-18</b>	<b>GA-19</b>	<b>GA-20</b>
<b>Roca</b>	<b>Granodiorita</b>	<b>Granito</b>								
<b>Coord. X (UTM)</b>	353927	353912	353991	353593	353668	353557	353542	353692	353525	353535
<b>Coord. Y (UTM)</b>	2506910	2506894	2506826	2505964	2506253	2506307	2506305	2506098	2506302	2506236
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68.353	69.333	69.263	74.877	69.876	72.294	73.618	69.189	74.191	71.711
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.162	0.037	0.145	0.082	0.137	0.126	0.109	0.129	0.093	0.104
<b>Al<sub>2</sub>O</b>	20.756	20.178	19.441	15.374	19.674	17.513	15.878	21.475	15.889	18.531
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup></b>	1.876	0.781	1.703	0.370	1.562	1.713	1.891	0.791	1.730	1.434
<b>MnO</b>	0.053	0.048	0.083	0.029	0.058	0.069	0.088	0.037	0.103	0.066
<b>MgO</b>	0.039	0.037	0.038	0.036	0.038	0.037	0.038	0.037	0.037	0.037
<b>Ca</b>	0.549	0.773	0.743	1.776	0.406	0.398	0.609	0.282	0.325	0.370
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.047	2.384	1.859	2.656	2.144	2.304	2.210	1.992	2.181	2.139
<b>K<sub>2</sub>O</b>	5.311	5.773	6.127	4.214	5.260	4.921	4.870	5.167	4.801	4.936
<b>P<sub>2</sub>O</b>	0.026	0.010	0.034	0.008	0.016	0.008	0.011	0.011	0.008	0.007
<b>LOI</b>	0.280	0.377	0.068	0.093	0.276	0.117	0.169	0.311	0.134	0.149
<b>Sum</b>	99.451	99.731	99.504	99.515	99.447	99.500	99.491	99.421	99.494	99.485

**Valores ajustados**

<b>(SiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub></b>	69.020	69.822	69.738	75.332	70.536	72.830	74.218	69.848	74.759	72.262
<b>(TiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub></b>	0.164	0.038	0.146	0.082	0.138	0.127	0.110	0.130	0.094	0.105
<b>(Al<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	20.959	20.320	19.575	15.467	19.860	17.643	16.008	21.679	16.011	18.673
<b>(Fe<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	0.501	0.244	0.532	0.115	0.489	0.536	0.591	0.248	0.541	0.448
<b>(FeO)<sub>adj</sub></b>	1.253	0.488	1.064	0.231	0.979	1.071	1.183	0.496	1.082	0.897
<b>(MnO)<sub>adj</sub></b>	0.054	0.048	0.083	0.029	0.059	0.069	0.089	0.037	0.103	0.067
<b>(MgO)<sub>adj</sub></b>	0.039	0.038	0.038	0.037	0.039	0.038	0.038	0.038	0.037	0.037
<b>(Ca)<sub>adj</sub></b>	0.555	0.778	0.748	1.787	0.410	0.401	0.614	0.285	0.328	0.373
<b>(Na<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	2.067	2.401	1.872	2.672	2.164	2.321	2.228	2.011	2.198	2.156
<b>(K<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	5.363	5.814	6.169	4.239	5.309	4.957	4.909	5.216	4.838	4.974
<b>(P<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	0.026	0.010	0.034	0.009	0.016	0.008	0.011	0.011	0.009	0.007
<b>Total</b>	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

**Norma CIPW**

<b>Q</b>	34.518	31.583	33.028	39.593	36.158	38.807	40.367	37.294	42.005	39.292
<b>Or</b>	31.693	34.359	36.455	25.053	31.376	29.296	29.013	30.824	28.592	29.396
<b>Ab</b>	17.488	20.313	15.838	22.609	18.311	19.639	18.853	17.020	18.600	18.242
<b>An</b>	2.582	3.794	3.487	8.810	1.930	1.937	2.977	1.344	1.571	1.803
<b>C</b>	10.807	8.687	8.540	3.254	9.846	7.749	5.937	12.232	6.582	9.081
<b>Hy-Mg</b>	0.097	0.094	0.096	0.091	0.097	0.094	0.095	0.094	0.093	0.093
<b>Hy-Fe</b>	1.716	0.721	1.427	0.247	1.274	1.443	1.666	0.560	1.575	1.226
<b>Mt</b>	0.727	0.353	0.771	0.167	0.709	0.776	0.857	0.359	0.784	0.650
<b>Il</b>	0.311	0.071	0.278	0.156	0.262	0.241	0.209	0.247	0.179	0.200
<b>Ap</b>	0.060	0.024	0.079	0.020	0.037	0.019	0.025	0.025	0.020	0.017

Continuación Tabla A.3

Muestra	GA-21	GA-22	GA-23	GA-24	GA-25
<b>Roca</b>	<b>Granito</b>	<b>Granito</b>	<b>Granito</b>	<b>Granito</b>	<b>Granodiorita</b>
<b>Coord. X</b> (UTM)	353557	353624	353677	353702	353688
<b>Coord. Y</b> (UTM)	2506200	2506168	2506133	2506121	2506112
<b>SiO<sub>2</sub></b>	72.447	71.752	71.355	72.203	68.620
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.105	0.094	0.108	0.104	0.103
<b>Al<sub>2</sub>O</b>	17.726	18.179	18.567	17.767	21.704
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>t</sup></b>	1.484	1.639	1.364	1.374	1.171
<b>MnO</b>	0.058	0.082	0.059	0.069	0.051
<b>MgO</b>	0.037	0.037	0.038	0.037	0.038
<b>Ca</b>	0.492	0.575	0.673	0.590	0.299
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.153	2.056	2.263	2.122	2.054
<b>K<sub>2</sub>O</b>	4.751	4.916	4.812	5.106	5.028
<b>P<sub>2</sub>O</b>	0.009	0.008	0.007	0.007	0.009
<b>LOI</b>	0.206	0.140	0.217	0.113	0.324
<b>Sum</b>	99.467	99.479	99.462	99.494	99.401
<b>Valores ajustados</b>					
<b>(SiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub></b>	73.061	72.312	71.966	72.723	69.320
<b>(TiO<sub>2</sub>)<sub>adj</sub></b>	0.106	0.095	0.109	0.105	0.104
<b>(Al<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	17.877	18.321	18.726	17.895	21.926
<b>(Fe<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	0.464	0.513	0.427	0.430	0.313
<b>(FeO)<sub>adj</sub></b>	0.929	1.025	0.854	0.859	0.783
<b>(MnO)<sub>adj</sub></b>	0.059	0.083	0.059	0.070	0.051
<b>(MgO)<sub>adj</sub></b>	0.038	0.038	0.038	0.038	0.038
<b>(Ca)<sub>adj</sub></b>	0.496	0.579	0.679	0.595	0.302
<b>(Na<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	2.171	2.073	2.283	2.137	2.075
<b>(K<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	4.791	4.955	4.853	5.143	5.079
<b>(P<sub>2</sub>O)<sub>adj</sub></b>	0.009	0.008	0.007	0.007	0.009
<b>Total</b>	100	100	100	100	100
<b>Norma CIPW</b>					
<b>Q</b>	40.432	39.356	38.103	38.763	36.632
<b>Or</b>	28.313	29.280	28.679	30.390	30.016
<b>Ab</b>	18.371	17.537	19.316	18.085	17.555
<b>An</b>	2.401	2.824	3.321	2.902	1.441
<b>C</b>	8.239	8.514	8.501	7.749	12.487
<b>Hy-Mg</b>	0.094	0.093	0.094	0.093	0.096
<b>Hy-Fe</b>	1.255	1.455	1.144	1.179	1.102
<b>Mt</b>	0.673	0.743	0.619	0.623	0.454
<b>Il</b>	0.201	0.180	0.207	0.199	0.197
<b>Ap</b>	0.021	0.018	0.016	0.017	0.021

Tabla A.4 Elementos de Tierras raras y elementos traza (ppm) de las rocas del intrusivo Guadalcazar. Las coordenadas se encuentran en datum WGS 84, Z 14 N.

<b>Muestra</b>	<b>GA-01</b>	<b>GA-02</b>	<b>GA-03</b>	<b>GA-04</b>	<b>GA-05</b>	<b>GA-06</b>	<b>GA-07</b>	<b>GA-08</b>	<b>GA-09</b>	<b>GA-10</b>
<b>Roca</b>	<b>Granito</b>	<b>Sienita</b>	<b>Granito</b>	<b>Sienita</b>	<b>Sienita</b>	<b>Granito</b>	<b>Sienita</b>	<b>Sienita</b>	<b>Sienita</b>	<b>Granodiorita</b>
<b>Coord.</b>										
<b>X (UTM)</b>	354418	354490	354498	354493	354604	354604	354415	354029	353927	353932.9
<b>Coord.</b>										
<b>Y (UTM)</b>	2507262	2507273	2507286	2507292	2507340	2507296	2507277	2507182	2506956	2506922.3
<b>La</b>	69	89.5	97.8	39.4	143	65.7	56.7	96.1	50	131
<b>Ce</b>	145	217	193	79.7	324	146	154	212	183	316
<b>Pr</b>	19.4	22.6	25.4	9.62	39.8	18.5	15.2	24	12.8	33
<b>Nd</b>	75.3	84.8	99.8	37.7	145	72.8	56.4	88.1	44.9	124
<b>Sm</b>	20.3	18	24.4	9.1	31.4	18	12.1	18.8	9.4	27.5
<b>Eu</b>	0.49	0.83	0.78	0.76	1.52	0.42	0.42	0.88	0.4	0.91
<b>Gd</b>	18.4	14.5	22.2	8.6	21.4	16	9.5	14.1	6.6	21.6
<b>Tb</b>	3.6	2.6	4.1	1.6	4.3	3.1	1.9	2.6	1.2	3.9
<b>Dy</b>	22.9	16.3	25.2	10.3	27.1	19.9	12.6	15.6	6.9	23.6
<b>Ho</b>	4.6	3.2	4.8	2	4.9	4	2.6	3	1.4	4.6
<b>Er</b>	14.2	9.7	14.1	6.3	14.6	12.2	7.8	9.1	4.2	13.6
<b>Tm</b>	2.18	1.51	2.17	0.91	2.35	1.92	1.25	1.36	0.65	2.16
<b>Yb</b>	15	10.5	14.1	5.8	16.8	13.1	8.7	9	4.5	15
<b>Lu</b>	2.23	1.61	2.13	0.88	2.56	1.98	1.33	1.4	0.7	2.26
<b>Ba</b>	131	352	183	354	249	99	135	298	84	224
<b>Co</b>	1	1	1	2	2			1	1	1
<b>Cr</b>	30			20						
<b>Cs</b>	31.1	43.6	28.2	19.1	31.6	28.8	29.2	37	34.5	16
<b>Cu</b>				60						
<b>Ga</b>	37	35	36	27	39	39	43	38	41	39
<b>Hf</b>	10.6	9.3	11.4	3.4	12.2	11.6	10	10.4	8.3	11.9
<b>Nb</b>	90	65	85	29	95	99	93	70	73	97
<b>Pb</b>	34	43	34	15	67	38	38	48	26	50
<b>Rb</b>	549	455	475	317	476	514	526	458	543	416
<b>Sb</b>	0.5	0.5		0.9	0.9					5.3
<b>Sr</b>	16	39	22	39	35	16	17	40	13	37
<b>Ta</b>	12.3	9.7	10.8	3.9	12.9	14.5	13.4	10.3	13.5	11.5
<b>Th</b>	61.1	57	63.7	21.8	75.3	79.8	77.7	64.2	48.9	67.9
<b>Ti</b>	2.5	2.3	2.2	1	2.5	2.3	2.4	2.2	2	2.1
<b>U</b>	16.3	16.8	21.1	7.6	23.7	32.8	20.5	17.4	10.8	12.8
<b>Y</b>	152	111	158	63	143	130	71	87	41	127
<b>Zn</b>	70	170	100	70	180	70	60	180	100	220
<b>Zr</b>	263	278	345	108	401	290	247	338	213	360

Continuación tabla A.4

<b>Muestra</b>	<b>GA-11</b>	<b>GA-12</b>	<b>GA-13</b>	<b>GA-14</b>	<b>GA-15</b>	<b>GA-16</b>	<b>GA-17</b>	<b>GA-18</b>	<b>GA-19</b>	<b>GA-20</b>
<b>Roca</b>	<b>Granodiorita</b>	<b>Granito</b>								
<b>Coord. X (UTM)</b>	353927	353912	353991	353593	353668	353557	353542	353692	353525	353535
<b>Coord. Y (UTM)</b>	2506910	2506894	2506826	2505964	2506253	2506307	2506305	2506098	2506302	2506236
<b>La</b>	217	7	93.6	15.3	71.3	247	149	98.7	29.4	162
<b>Ce</b>	392	37.8	193	35.1	97.9	112	168	139	63.8	110
<b>Pr</b>	56.7	1.61	23.6	5.18	21	60.1	44.4	25.1	7.48	40.2
<b>Nd</b>	215	6.1	86.3	25.5	81.8	205	170	93.4	26	145
<b>Sm</b>	51.6	1.7	19.3	9.6	20.7	43.5	44.3	20.7	5.4	30.6
<b>Eu</b>	2.83	0.1	0.85	0.19	0.36	0.93	0.64	0.38	0.2	0.54
<b>Gd</b>	36.3	1.6	15.5	11.5	14.5	26.9	32.3	13.8	3.7	20.5
<b>Tb</b>	6.4	0.4	2.8	2.4	2.4	4.3	5.4	2.2	0.6	3.3
<b>Dy</b>	34.7	2.6	16.9	16.2	12.7	20.6	29.1	11.8	3.3	17.3
<b>Ho</b>	5.8	0.6	3.3	3.4	2.2	3.1	4.9	2	0.6	2.8
<b>Er</b>	15.3	2.1	9.7	10.2	5.8	7.5	13.1	5.4	1.9	7
<b>Tm</b>	2.12	0.42	1.45	1.57	0.82	1	1.85	0.79	0.3	0.95
<b>Yb</b>	14.4	3.5	9.9	10.6	5.2	6.1	11.7	5.2	2.1	6.1
<b>Lu</b>	2.17	0.66	1.5	1.53	0.79	0.92	1.71	0.8	0.34	0.89
<b>Ba</b>	294	11	317	69	40	48	50	38	119	33
<b>Co</b>	1		1			1	1	1	1	1
<b>Cr</b>	30		30				20	20	30	20
<b>Cs</b>	20.4	30.2	25.9	4.3	22.8	25.2	19.6	15.1	18.5	16.7
<b>Cu</b>				20	60		50	60		
<b>Ga</b>	37	59	34	33	37	33	32	38	32	35
<b>Hf</b>	11.5	23.6	8.9	8.8	8.6	7.6	7.5	8.9	5.5	7.6
<b>Nb</b>	93	162	60	75	80	71	63	85	54	72
<b>Pb</b>	73	34	27	39	40	47	28	87	37	36
<b>Rb</b>	430	866	415	282	444	440	426	441	416	424
<b>Sb</b>	5.4	0.8		1.2	2.6	2	1.7	1.9		0.6
<b>Sr</b>	39	3	38	92	11	10	11	17	13	12
<b>Ta</b>	11.3	24.6	7.7	9.8	9.9	9.4	8.2	10.6	7.4	8.2
<b>Th</b>	67.1	93.5	53.7	50.4	45.6	58	40.4	50.7	28.3	48.9
<b>Ti</b>	2.2	3.6	1.8	1.4	2.1	2.2	1.6	2.2	2.1	2.1
<b>U</b>	18.1	13.1	15.2	18.9	7.4	17.4	7.1	14.8	11.3	23.2
<b>Y</b>	159	15	111	108	60	100	150	54	15	83
<b>Zn</b>	230	70	100	70	120	130	90	470	70	130
<b>Zr</b>	353	419	308	226	225	215	207	241	151	185

Continuación Tabla A.4

<b>Muestra</b>	<b>GA-21</b>	<b>GA-22</b>	<b>GA-23</b>	<b>GA-24</b>	<b>GA-25</b>
<b>Roca</b>	<b>Granito</b>	<b>Granito</b>	<b>Granito</b>	<b>Granito</b>	<b>Granodiorita</b>
<b>Coord.</b>					
<b>X (UTM)</b>	353557	353624	353677	353702	353688
<b>Coord.</b>					
<b>Y (UTM)</b>	2506200	2506168	2506133	2506121	2506112
<b>La</b>	195	147	89.3	101	158
<b>Ce</b>	99.1	127	126	155	115
<b>Pr</b>	50.5	42.6	27.7	29.6	50.6
<b>Nd</b>	179	167	113	116	199
<b>Sm</b>	37.9	43.6	31.5	31.7	53.1
<b>Eu</b>	0.56	0.63	0.43	0.53	0.81
<b>Gd</b>	26.1	33.9	26.1	26.2	33.2
<b>Tb</b>	4.3	5.7	4.7	4.6	5.1
<b>Dy</b>	23.1	30.4	26.3	25.4	24.7
<b>Ho</b>	3.9	5.3	4.7	4.5	3.8
<b>Er</b>	9.9	14	13	12.5	9.1
<b>Tm</b>	1.33	1.9	1.82	1.78	1.22
<b>Yb</b>	8.4	12.1	11.9	11.6	7.3
<b>Lu</b>	1.25	1.81	1.76	1.62	1.03
<b>Ba</b>	40	36	51	95	34
<b>Co</b>	1	1	1	1	1
<b>Cr</b>	20	20			
<b>Cs</b>	32.6	29.3	18.2	17.2	15.8
<b>Cu</b>		30		40	30
<b>Ga</b>	34	33	34	32	36
<b>Hf</b>	7.8	7.7	8.4	6.9	6.5
<b>Nb</b>	67	67	74	60	66
<b>Pb</b>	30	38	54	95	85
<b>Rb</b>	444	452	402	407	433
<b>Sb</b>	0.5	0.7	1.6	1.8	1.7
<b>Sr</b>	16	9	13	13	11
<b>Ta</b>	11	9.4	8.4	7.1	10
<b>Th</b>	47.1	43.2	46.3	45	52.2
<b>Ti</b>	1.7	2.2	2.1	2	1.9
<b>U</b>	17.1	11.9	14.6	12.7	17.4
<b>Y</b>	116	164	143	144	98
<b>Zn</b>	100	120	200	190	190
<b>Zr</b>	211	192	215	182	169

Tabla A.5 Resultados de datación de circones mediante U-Pb de las rocas graníticas de Guadalcázar.

Muestra- Punto	Contenido (mg.g-1)								Relaciones isotópicas								Edades isotópicas (Ma)						% conc
	f206 (%)	U		Th		Pb		Th/ U	206Pb/ 207Pb	207Pb/ 206Pb	2s	207Pb/ 235U	2s	206Pb/ 238U	2s	Rho	207Pb/ 206Pb	2s	206Pb/ 238U	2s	207Pb/ 235U	2s	
GA-03-3C	0.69	695	41	218	12	7.55	0.73	0.31	2705	0.1390	0.0680	0.0686	0.0052	0.0060	0.0002	0.34	1436	88	38.8	1.4	64.1	4.4	61
GA-03-16C	0.81	745	24	268.8	8.9	5.24	0.46	0.36	2305	0.0758	0.0091	0.0437	0.0028	0.0053	0.0002	0.33	963	70	34.2	1.1	42.6	2.6	80
GA-03-26C	0.61	1047	44	253	9	7.37	0.74	0.24	3055	0.0950	0.0110	0.0483	0.0045	0.0053	0.0002	0.49	1150	100	33.8	1.1	45.8	3.8	74
GA-03-25C	0.45	1497	58	500	19	10.4	0.78	0.33	4185	0.0551	0.0028	0.0379	0.0018	0.0051	0.0002	0.32	816	51	32.9	1.1	37.6	1.8	88
GA-03-23C	1.07	675	28	418	19	5.96	0.49	0.62	1750	0.2200	0.1200	0.0366	0.0025	0.0051	0.0002	0.10	1083	73	32.6	1.1	36.1	2.4	90
GA-03-29C	0.78	855	39	289	10	8.21	0.59	0.34	2405	0.0854	0.0052	0.0598	0.0033	0.0055	0.0002	0.26	1450	73	35.3	1.2	58.3	3.1	61
GA-03-40C	0.19	4240	210	1198	55	19.3	1.2	0.28	9870	0.0480	0.0018	0.032	0.0011	0.0050	0.0001	0.25	498	34	32.19	0.82	31.9	1.1	101
GA-03-16r	0.19	4240	210	1198	55	19.3	1.2	0.28	9870	0.0480	0.0018	0.032	0.0011	0.0050	0.0001	0.25	498	34	32.19	0.82	31.9	1.1	101
GA-03-7a	0.64	1407	84	416	21	6.61	0.57	0.3	2930	0.1030	0.0570	0.0318	0.0019	0.0048	0.0002	0.12	945	72	30.7	1.1	31.6	1.9	97