# Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

# Caracterización geoquímica e isotópica del basamento Precámbrico de la Sierra del Cuervo, Chihuahua a partir de isótopos de Sm-Nd y U-Pb

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de Maestro en Ciencias

Presenta:

## Clara Nayeli Chacón Olivas

Ensenada, Baja California, México 2021 Tesis defendida por

## Clara Nayeli Chacón Olivas

y aprobada por el siguiente Comité

Dr.Bodo Weber Director de tesis

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dr.Reneé González Guzmán

Dra. Sharon Zinah Herzka Llona

Dr. Miguel Franco Rubio



Dr. Javier Alejandro González Ortega Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

> Dr. Pedro Negrete Regagnon Director de Estudios de Posgrado

> > Clara Nayeli Chacón Olivas © 2021

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta Clara Nayeli Chacón Olivas como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

## Caracterización geoquímica e isotópica del basamento Precámbrico de la Sierra del Cuervo, Chihuahua a partir de isótopos de Sm-Nd y U-Pb

Resumen aprobado por:

Dr.Bodo Weber Director de tesis

La Sierra del Cuervo, cuyas unidades litológicas comprenden desde el Precámbrico hasta el Cuaternario, está localizada a 30 km al noroeste de la Ciudad de Chihuahua. El basamento Precámbrico se encuentra en un blogue tectónico dentro de la Formación Plomosas (rocas sedimentarias del Pensilvánico Superior - Pérmico Inferior). El basamento se divide en cinco grupos litológicos: Ortogneises y granulitas máficas, complejo metagranodiorítico compuesto por dioritas, granodioritas y tonalitas con metamorfismo de grado medio, digues de anfibolita con metamorfismo de grado medio y pegmatitas graníticas no metamorfizadas. Diferentes autores han propuesto que las rocas mesoproterozoicas del norte de Chihuahua, se correlacionan con las del sur de Texas (Llano Uplift) donde las rocas ígneas tienen edades entre 1.3 y 1.0 Ga, de la zona de estudio en cambio no existen edades obtenidas con métodos modernos. En este trabajo se presentan nuevas edades de cristalización de zircón con el método U-Pb por LA-ICPMS y edades del metamorfismo con granate y roca total, obtenidas por el método Sm-Nd con TIMS. Zircones de un ortogneis granulítico arrojaron una edad de cristalización magmática de 1395 ±12 Ma (todos los errores a nivel 2) con bordes metamórficos de 1062  $\pm$ 16 Ma. La edad del metamorfismo se define con mejor precisión con isócronas de granate-roca total (Sm-Nd) en 1049.3  $\pm$ 2.3 Ma (n=5) y 1044.6  $\pm$ 2.8 Ma (n=5). Zircones del complejo metagranodiorítico no tienen bordes metamórficos y las edades de cristalización varían entre 1343 ±12 Ma y 1333 ±9 Ma. Una isócrona de Sm-Nd de roca total donde se alinean la mayoría de las muestras analizadas, refleja la formación de corteza juvenil a partir del manto empobrecido hace 1.52 ±0.03 Ga. Los resultados confirman la correlación de las rocas precámbricas de Chihuahua con aquellas en el sur de Texas, representando la porción más austral de la Provincia Grenville en Laurentia.

Palabras clave: Precámbrico, Provincia Grenville, Chihuahua, metamorfismo, geocronología

Abstract of the thesis presented by Clara Nayeli Chacón Olivas as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

## Geochemical and isotopic characterization of the Precambrian basement of Sierra del Cuervo, Chihuahua using Sm-Nd and U-Pb isotopes

Abstract approved by:

Dr.Bodo Weber Thesis Director

The Sierra del Cuervo, with lithological units ranging from Precambrian to Quaternary, is located 30 km northwest of Chihuahua City. The Precambrian basement is contained in a tectonic block within the Plomosas Formation (Upper Pennsylvanian - Lower Permian sedimentary rocks). The basement is composed of five lithological groups: mafic orthogneisses and granulites, metagranodioritic complex composed of diorites, granodiorites and tonalites with medium grade metamorphism, amphibolite dykes with medium grade metamorphism, and non-metamorphosed granitic pegmatites. Several authors have proposed that the Mesoproterozoic rocks of northern Chihuahua are related to those of southern Texas (Llano Uplift) where the age of igneous rocks ranges from 1.3 to 1.0 Ga; however, no modern ages have been obtained in the study area. This work presents new zircon crystallization ages calculated with the U-Pb method by LA-ICPMS and metamorphism ages with garnet and whole rock, obtained with the Sm-Nd method by TIMS. Zircons from a granulitic orthogneiss yielded a magmatic crystallization age of 1395 ±12 Ma (all errors on a 2 level) with metamorphic boundaries of  $1062 \pm 16$  Ma. The age of metamorphism is better defined with garnet-whole-rock isochrons (Sm-Nd) at 1049.3  $\pm$  2.3 Ma (n=5) and 1044.6  $\pm$  2.8 Ma (n=5). Zircons of the metagranodioritic complex have no metamorphic boundaries and their crystallization ages range from 1343  $\pm$ 12 Ma to 1333  $\pm$ 9 Ma. A whole-rock Sm-Nd isochron where most of the analyzed samples are aligned represents the formation of juvenile crust from the depleted mantle  $1.52 \pm 0.03$  Ga ago. The results support the correlation of the Precambrian rocks of Chihuahua with those in southern Texas, representing the southernmost portion of the Grenville Province in Laurentia.

Keywords: Precambrian, Grenville Province, Chihuahua, metamorphism, geochronology

# Dedicatoria

A Fernando ...

## Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, en especial a la División de Ciencias de la Tierra por darme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado y de rodearme de tantas personas admirables.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría (CVU: 950416).

A mi director de tesis, el Dr. Bodo Weber, por su paciencia, por su confianza, por estar siempre al pendiente, por compartirme su conocimiento y por su gran apoyo durante la realización de este proyecto.

A los integrantes de mi comité de tesis, Dr. Reneé González Guzmán, Dr. Luis Alberto Delgado Argote, Dr. Miguel Franco Rubio y Dra. Sharon Zinah Herzka Llona por su guía, comentarios y correcciones durante la realiación del proyecto.

Al Dr. Reneé González Guzmán por su apoyo durante mis estudios y a lo largo del proyecto, y al Dr. Miguel Franco Rubio por su gran apoyo durante la campaña de campo. A los técnicos de CICESE, Sergio Padilla Ramírez, Susana Rosas Montoya, Victor Pperez Arroyo, Gabriel Rendón Márquez, Luis Gradilla Martínez, Porfirio Avilez Serrano, por su

ayuda durante la preparación de muestras y uso de equipo y laboratorios.

A el Dr. Dirk Frei y la Universidad de Stellenbosh, por el apoyo con sus equipos y laboratorios.

A la Dra. María Daniela Tazzo Rangel y la M.C. Yuly Tatiana Valencia Morales por su apoyo durante la preparación de muestras y uso de equipo, y por su paciencia y su disposición cuando me acerqué a ustedes.

A mis compañeros de maestría, por siempre tener palabras de aliento, por su apoyo, por escucharme y ayudarme a ver las cosas desde otra perspectiva, por estar en las buenas y en las malas y por hacer que la realización de mis estudios fuera mucho más amena.

A mi familia y amigos, por su apoyo incondicional a pesar de la distancia. Su amor es mi motor.

## Tabla de contenido

## Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
_ista de figuras	viii
_ista de tablas	xv

# Capítulo 1. Introducción

1.1.	Antecedentes
	1.1.1. Sierra del Cuervo
	1.1.2. Cerro Carrizalillo
	1.1.3. Formación Delicias, Coahuila
1.2.	Geología Regional
	1.2.1. Sierra del Cuervo
	1.2.1.1. Estratigrafía
	1.2.2. Cerro Carrizalillo
	1.2.2.1. Estratigrafía
	1.2.2.2. Metamorfismo
1.3.	Hipótesis
1.4.	Objetivos
	1.4.1. Obietivo general
	1 4 2 Objetivos específicos

## Capítulo 2. Bases Teóricas

Decaimiento radiactivo
Geocronometría
Método isotópico Sm-Nd 17
2.3.1. Notación Épsilon
2.3.2. Edades modelo CHUR
2.3.3. Edades modelo DM 21
Método isotópico U-Pb
2.4.1. Isócronas U-Pb
2.4.2. U-Pb en zircón
2.4.3. Diagrama de Concordia de Wetherill

# Capítulo 3. Metodología

3.1.	Trabajo de campo	27
3.2.	Petrografía	27
3.3.	Geogronología e isótopos	28
	3.3.1. Sistema isotópico Sm-Nd	28
	3.3.2. Sistema isotópico U-Pb	32

# Tabla de contenido (continuación)

## Capítulo 4. Geología y Petrología

4.1.	Sierra del Cuervo
	4.1.1. Ortogneises
	4.1.2. Granulitas máficas
	4.1.3. Complejo Metagranitoide
	4.1.4. Anfibolitas
	4.1.5. Pegmatitas graníticas
4.2.	Cerro Carrizalillo
	4.2.1. Complejo Metagranitoide
	4.2.2. Complejo anfibolítico 44
	4.2.3. Pegmatitas graníticas

## Capítulo 5. Geocronología e Isótopos

5.1.	Isotopía Sm-Nd
	5.1.1. Roca Total
	5.1.2. Granate
5.2.	Geocronología U-Pb en zircón 52

## Capítulo 6. Geoquímica

6.1.	Elementos Mayores	57
6.2.	Elementos Traza	;3

## Capítulo 7. Discusión

7.1.	Edad de magmatismo granítico en la Sierra del Cuervo	67
7.2.	Edad de metamorfismo en la Sierra del Cuervo	69
7.3.	Relación con Megacizalla Mojave-Sonora	71
7.4.	Modelo de evolución cortical	72

## Capítulo 8. Conclusiones

Literatura citada	77
Anexo I. Descripción de muestras	86
Anexo II. Resultados U-Pb en zircón	87
Anexo III. Resultados de elementos mayores y traza	93

# Lista de figuras

Figura

•		•
1.	Mapa de localización del noroeste de Chihuahua que muestra las posi- ciones de las ciudades principales y de las localidades geológicas: Sierra del Cuervo, Sierra Placer de Guadalupe, Sierra Monillas, Sierra Plomosas, Cerro Carrizalillo y Mina La Olivina.	2
2.	Mapa de subdivisión de la corteza continental en México dividida en 13 unidades litotectónicas dominantes revelados por la composición y edad de sus basamentos cristalinos (expuestos o inferidos) y delimitación de fallas principales. Propuesto por Ortega-Gutiérrez <i>et al.</i> (2018)	3
3.	Edades absolutas y relativas de las rocas metaígneas de la Sierra del Cuer- vo. Las unidades litológicas y edades en color rojo corresponden con las reportadas por Blount (1993), mientras que las unidades litológicas en co- lor negro son las propuestas en este trabajo. Modificada de Blount (1993).	4
4.	Hay cuatro basamentos expuestos conocidos en México del sur de la su- tura Ouachita. Estos están en el Complejo Oaxaca y las localidades se nombraron como: Gneis Novillo, Gneis Huiznopala, y Gneis Guichicovi. El área sombreada es la extensión inferida del microcontinente Oaxaquia y se puede observar la cercanía con la Sierra del Cuervo (cuadro rojo) en su parte más septentrional. SOA es el Sur del Oklahoma Alaucogen. Modifi- cada de Lopez <i>et al.</i> (2001).	7
5.	Estratigrafía de la Sierra del Cuervo propuesta por Handschy y Dyer (1987)	. 9
6.	Estratigrafía y simbología del Cerro Carrizalillo. Modificada de Dyer y Re- yes (1987).	11
7.	Curva hipotética de decaimiento de un radionucleido en función del tiem- po medido en multiplos de su vida media. La cantidad inicial de átomos $(N_0)$ se reduce a $1/2$ después de una vida media, $1/4$ después de dos vidas medias, etc. Modificada de Faure y Mensing (2005)	15
8.	Crecimiento de un isótopo hijo estable en un sistema cerrado a partir del decaimiento del isótopo padre. En el límite donde $t \rightarrow \infty$ , la cantidad de átomos del isótopo hijo se aproxima a la cantidad inicial de átomos del isótopo padre ( $N_0$ ). Modificada de Faure y Mensing (2005)	16
9.	Diagrama de isócrona basado en la ecuación 5. Las coordenadas de los puntos sólidos son los valores medidos de $D$ y $N$ para una serie de rocas cogenéticas que tienen un rango de composición química. La edad de las rocas que definen la isócrona se calcula a partir de su pendiente. El intercepto de la isócrona representa $D_0$ . Modificada de Faure y Mensing (2005)	17
10.	Efecto de fusión parcial en el manto de la Tierra en la evolución isotópi- ca del Nd en las rocas de la corteza continental resultante y del manto residual (empobrecido). Se asume que el manto enriquecido tiene la mis- ma relación Sm/Nd que el valor promedio de los meteoritos condríticos utilizado para definir el CHUR. Modificada de Faure y Mensing (2005)	20

Figura	Página
11.	Grafica de <i>ɛNd</i> contra tiempo, mostrando los dos modelos más utiliza- dos para la evolución del manto empobrecido. Curva punteada: DePaolo (1981); línea sólida: Goldstein <i>et al.</i> (1984). Modificada de Dickin (1995) 22
12.	Diagrama de concordia de Wetherill para la interpretación de minerales con U que tuvieron perdida de Pb radiogénico y arrojan edades discordan- tes. Modificada de Faure y Mensing (2005)
13.	Mapa geológico del área de estudio en la Sierra del Cuervo. Recopilado de Blount (1993), Handschy y Dyer (1987) y las cartas topográficas H13C56 y H13C57 (INEGI). Coordenadas en el sistema Universal Transversal de Mercator (UTM), zona 13R
14.	Ortogneises en la Sierra del Cuervo. <b>a)</b> Afloramiento de ortogneis de Hbl y Bt (Muestra NA20-10) con foliación (línea roja) y textura milonítica. <b>b)</b> Afloramiento de otrogneis de Bt con plegamiento (marcado por línea ro- ja) y leucosomas de Qtz, Pl y Kfs y melanosomas micáceos (NA20-14). <b>c)</b> Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-10. Ortogneis de Bt y Hbl con Pl sericitizada, Qtz y Ep. La Bt presenta cloritización por meta- morfismo retrógrado en facies de esquisto verde. Foliación marcada por Hbl. <b>d)</b> Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-14. Ortog- neis de Bt con fenocristales de Pl, Kfs (microclina), Bt cloritizada, Qtz, Ap y mirmequitas. Chl y Ep rellenando fracturas
15.	Afloramiento de Granulitas máficas en Sierra del Cuervo en contacto con rocas granodioríticas (línea amarilla) y siendo cortadas por diferentes di- ques de pegmatitas graníticas marcadas con línea roja
16.	Granulitas máficas de la Sierra del Cuervo. <b>a</b> ) Afloramiento de granulita de Cpx y Grt, cortada por pequeñas vetillas de Qtz de hasta 3 cm de espe- sor (NA20-11). <b>b</b> ) Afloramiento de granulita de dos piroxenos cortada por vetillas de Qtz igual que caso anterior, con evidencia de deformación dúc- til (NA20-30). <b>c</b> ) Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-30. Se observan muy bien los fenocristales de Cpx, rodeados por una corona de Hbl (flechas rojas), y cristales automorfos de Grt muy abundantes en la muestra. Se observan cristales de Qtz con textura granoblástica y bordes suturados. <b>d</b> ) Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-30. Cristal de Opx rodeado por una corona de hbl

## Figura

Página

17.	Rocas metagranitoides de la Sierra del Cuervo. <b>a</b> ) Afloramiento de me- tatonalita de Hbl y Bt de grano medio con foliación (NA20-16). <b>b</b> ) Aflora- miento de metagranodiorita de Bt con foliación local en algunas partes del afloramiento (NA20-20). <b>c</b> ) Microfotografía en nícoles cruzados de mues- tra NA20-16. Metatonalita con foliación marcada principalmente por Hbl y Bt, con presencia de PI sericitizada y pequeños cristales de cuarzo con bordes suturados y asociados a la Hbl. Se puede observar la Chl sustitu- yendo cristales de Bt como consecuencia de metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde. <b>d</b> ) Microfotografía en nícoles cruzados de mues- tra NA20-20. Metagranodiorita con foliación marcada por Bt. Presencia de Pl con sericitización, Cpx y pequeños cristales de Qtz con extinción ondu- latoria
18.	Anfibolitas de la Sierra del Cuervo. <b>a)</b> Afloramiento de anfibolita de Qtz (NA20-15). <b>b)</b> Afloramiento de anfibolita de Qtz (NA20-21). <b>c)</b> Microfoto- grafía en nícoles cruzados de muestra NA20-15. Anfibolita de Qtz de grano muy fino con textura granoblástica y presencia de Hbl, Qtz y Pl, con Chl secundaria (retrógrada). <b>d)</b> Microfotografía en nícoles cruzados de mues- tra NA20-21. Anfibolita de Qtz de grano grueso con textura granoblástica y presencia de Hbl poikiloblástica con inclusiones de Qtz, Pl sericitizada, Ox y Bt con Chl secundaria (retrógrada)
19.	Pegmatitas graníticas de la Sierra del Cuervo. <b>a)</b> Afloramiento de dique pegmatítico cortando rocas metagranodioríticas (NA20-08). <b>b)</b> Microfoto- grafía en nícoles cruzados de muestra NA20-08. Fenocritales de PI serici- tizada, Qtz, Kfs y mirmequitas (flechas rojas)
20.	Mapa geológico del área de estudio en el Cerro Carrizalillo. Recopilado a base de Blount (1993), Dyer y Reyes (1987) y carta topográfica H13C59 (INEGI). Coordenadas en el sistema Universal Transversal de Mercator (UTM), zona 13R
21.	Metagranitoides en Cerro Carrizalillo. <b>a</b> ) Fotografía de muestra de mano de NA20-02 donde se distingue la foliación. <b>b</b> ) Microfotografía en níco- les cruzados de muestra NA20-02. Metagranitoide con foliación marcada principalmente por Bt y Msc, cristales de Pl sericitizados y Qtz con recris- talización y bordes migratorios. <b>c</b> ) Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-29. Metagranitoide con foliación marcada por Bt, pequeños cristales de Pl sericitizada, Qtz con evidencia de recristalización

х

## Figura

22.	Complejo Anfibolítico Cerro Carrizalillo. <b>a)</b> Afloramiento del complejo, an- fibolita masiva junto a roca félsica masiva. Sitio de muestras: NA20-25, NA20-26, NA20-27. <b>b)</b> Anfibolita con horizontes ricos en Pl (línea amarilla) cortada por varios diques graníticos de diferente espesor (línea azul). <b>c)</b> Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-25. Foliación mar- cada por Hbl café de textura poikiloblástica con intercrecimiento de Qtz, presencia de Pl sericitizada y Ox	5
23.	Deformación dúctil en el Complejo Anfibolítico. <b>a)</b> Separación en anfibolita de horizontes ricos en Pl y cúmulos con fenocristales de Hbl con foliación. <b>b)</b> Anfibolita cortada por dos diques graníticos (línea roja) y con evidencia de migmatización (línea amarilla) separación de minerales leucosomas y melanosomas. <b>c)</b> Pliegues dentro del Complejo Anfibolítico formados por leucosomas y melanosomas (línea amarilla)	5
24.	Microfotografías en nícoles cruzados de Pegmatitas graníticas en Cerro Carrizalillo. <b>a</b> ) Muestra NA20-03. Roca con textura pegmatítica con feno- cristales de Qtz con bordes subautomorfos, PI sericitizada formando sim- plectitas con Qtz y cristales de Ms. <b>b</b> ) Muestra NA20-27. Dique granítico con Ms, cristales sericitizados de PI y en menor proporción cristales de Qtz con extinción ondulatoria	5
25.	Porción de mapa geológico de la Sierra del Cuervo (Figura 13) con ubi- cación de edades de cristalización U-Pb en zircón (NA20-14, NA20-16 y NA20-20), edad de bordes metamórficos en zircón (NA20-14) y edad de metamorfismo Sm-Nd en granate (NA20-11, NA20-30)	7
26.	Gráfico de $\varepsilon$ Nd vs. Tiempo que muestra la evolución de Nd de las rocas máficas (anfibolitas y granulitas) y félsicas (ortogneises y granitoides) de la Sierra del Cuervo. Las líneas de tendencia de las muestras se dividen en dos grupos que corresponden con las rocas máficas (excepto por un ortogneis (NA20-10) en color rojo dentro de este grupo) y las rocas félsicas (excepto por una granulita (NA20-11) en color verde dentro de este grupo). Línea de evolución del manto empobrecido (DM) de Liew y Hofmann (1988). Los detalles de las muestras se pueden consultar en la Tabla 4 49	9
27.	Diagrama de isócrona para las muestras de roca total de la Sierra del Cuervo calculado con el programa IsoplotR (Vermeesch, 2018). Se consi- deraron los errores de reproducibilidad externa. La muestra NA20-14 se excluyó del ajuste para obtener un mejor resultado. La edad representa el tiempo en el que las muestras estuvieron en equilibrio isotópico 50	D

Figura	Página
28.	Diagramas de isócrona para granate calculados con IsoplotR (Vermeesch, 2018). Se consideraron los errores de reproducibilidad externa para el ajuste. <b>a)</b> Muestra NA20-11. Se incluyen todas las alícuotas de la Tabla 5. <b>b)</b> Muestra NA20-30. Se excluye la alícuota sin lixiviar (para mejorar el ajuste) de la Tabla 5
29.	Muestra NA20-14. <b>a)</b> Imagen representativa de catodoluminiscencia de granos de zircón. Los círculos blancos representan los sitios de análisis U-Pb. Se indican las edades aparentes en el sistema $\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$ reportadas en Ma,
	las edades en color amarillo son edades de cristalización en núcleos mag- máticos y las edades en color blanco representan bordes de crecimiento durante el metamorfismo. Los números en paréntesis corresponden al nú- mero de análisis en la Tabla 7 en el Anexo II. <b>b)</b> Diagrama de concordia de Wetherill. Se observan dos grupos principales de edades que se re- lacionan con los núcleos magmáticos en el intercepto superior y con los bordes metamórficos en el intercepto inferior
30.	Muestra NA20-16. <b>a)</b> Imagen representativa de catodoluminiscencia de granos de zircón. Los círculos blancos representan los sitios de análisis
	U-Pb. Se indican las edades aparentes en el sistema $\frac{200Pb}{207Pb}$ reportadas en
	Ma. Los números en paréntesis corresponden al número de análisis en la Tabla 7 en el Anexo II. <b>b)</b> Diagrama de concordia de Wetherill. La edad del intercepto superior se relaciona con la edad de cristalización de la roca hace 1333 Ma
31.	Muestra NA20-20. <b>a)</b> Imagen representativa de catodoluminiscencia de granos de zircón. Los círculos blancos representan los sitios de análisis
	U-Pb. Se indican las edades aparentes en el sistema $\frac{100p_D}{207Pb}$ reportadas en
	Ma. Los números en paréntesis corresponden al número de análisis en la Tabla 7 en el Anexo II. <b>b)</b> Diagrama de concordia de Wetherill. La edad del intercepto superior se relaciona con la edad de cristalización de la roca hace 1343 Ma
32.	Diagramas AFM y TAS de 20 muestras de la Sierra del Cuervo reporta- das por Blount (1993). <b>a)</b> Diagrama AFM con línea de división entre se- rie calco-alcalina y toleítica propuesta por Irvine y Baragar (1971). <b>b)</b> Diagrama TAS de Middlemost (1994) con línea de división entre serie alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).1=Foidolita, 2=Gabro Peridotítico, 3= Gabro foidítico, 4=Monzogabro foidítico, 5=Monzosienita foidítica, 6=Sienita Foidítica, 7=Gabro, 8=Monzogabro, 9=Monzodiorita, 10=Monzonita, 11=Sienita, 12=Diorita Gabróica, 13=Diorita, 14=Grano- diorita, 15=Cuarzomonzonita, 16=Granito, 17=Cuarzolita

## Figura

33.	Diagramas de variación tipo Harker para elementos mayoritarios vs. SiO <sub>2</sub> (% en peso). Para los metagabros y metadioritas se observa tendencia negativa para TiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O y P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> y menos notoria para MgO, CaO y FeOt; mientra que el K <sub>2</sub> O y Na <sub>2</sub> O no muestran variación con respecto al SiO <sub>2</sub> . Para los granitoides se observa tendencia negativa en Al <sub>2</sub> O, Na <sub>2</sub> O, CaO y menos notoria en MgO; tendencia positiva en K <sub>2</sub> O y no se observa variación en P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> y FeOt. Las metadiabasas tienen bajo contenido en SiO <sub>2</sub> y no presentan variación.	50
34.	Diagramas de clasificación para granitoides de Frost y Frost (2008). <b>a</b> ) FeO/(FeO+MgO) (índice de Fe) vs. SiO <sub>2</sub> . <b>b</b> ) Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O-CaO (indice alcalino- calcáreo modificado, MALI) vs. SiO <sub>2</sub> . <b>c</b> ) ïndice de saturación de aluminio (ASI=Al/(Ca - 1.67P + Na + K) molecular) vs. SiO <sub>2</sub> . <b>d</b> ) índice alcalino (AI: Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -(Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O) vs. índice de saturación de sílice de feldespatoides (FSSI: (Q-(Lc+2(Ne+Kp)))/100)	51
35.	Diagrama ternario de fuentes: $Al_2O_3$ /FeOt+MgO; 3CaO; 5K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O. Los campos representan la composición de magmas derivados de un rango de fuentes potenciales (tonalitas, metasedimentos y rocas máficas ricas y pobres en K) (Laurent <i>et al.</i> , 2014).	53
36.	Diagrama de clasificación para las principales asociaciones granitoides de Batchelor y Bowden (1985) (y referencias ahí descritas). Equivalen- tes petrológicos: Manto fraccionado= Toleítico; Colisión pre-placa= Calco- alcalino y trondjhemítico; Levantamiento post-colisión= Calco-alcalino ri- co en K; Orogénico tardío= Monzonítico sub-alcalino; Anorogénico= Alca- lino y Peralcalino; Syn-colisión= Leucogranitos anatécticos de dos micas 6	54
37.	Diagramas multielementales para rocas de la Sierra del Cuervo. <b>a)</b> Diagra- ma de Tierras Raras normalizado a condrita (Boynton, 1984). <b>b)</b> Diagrama de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).	ô5
38.	Diagrama de clasificación de Pearce (2008) Ti/Yb vs. Nb/Yb. OIB= basaltos de islas oceánicas ( <i>Oceanic Island Basalts</i> ). Th= toleítica. Alk= alcalina. MORB= basaltos de dorsal mid-océanicas ( <i>Mid Ocean Ridge Basalts</i> ) 6	56
39.	Mapa distribución de provincias con rocas ígneas del Proterozoico del este de Norte América con edades generalizadas U-Pb. Modificado de Van Schmus <i>et al.</i> (1996); Sinha <i>et al.</i> (1996); Thomas <i>et al.</i> (2006); Van Schmus <i>et al.</i> (2007); Fisher <i>et al.</i> (2010). AD-Adirondacks; AR-Arbuckle Mountains; SFM-St. Francois Mountains; LU-Llano Uplift; SDC-Sierra del Cuervo; CC-Cerro Carrizalillo.	58

Página

Figura	Págir	۱a
40.	Histograma que muestra comparación de edades modelo Sm-Nd calcula- das con el modelo Liew y Hofmann (1988) para diferentes localidades de la Provincia Grenvilliana y los resultados de este trabajo	70
41.	Modelo simplificado de evolución cortical para las rocas precámbricas de la Sierra del Cuervo. Lau= Laurentia; Am= Amazonia, MG= Metamorfismo granulítico; OS= Orógeno Sunsás; OG= Orógeno Grenvilliano; MA= Meta- morfismo anfibolítico. Modificado de Rivers (2008) y Dickin <i>et al.</i> (2010).	73
42.	Imagen de catodoluminiscencia de zircones de muestra NA20-14 con ubi- cación de puntos de análisis.	37
43.	Imagen de catodoluminiscencia de zircones de muestra NA20-16 con ubi- cación de puntos de análisis.	38
44.	Imagen de catodoluminiscencia de zircones de muestra NA20-20 con ubi- cación de puntos de análisis.	39
45.	Ubicación de muestras geoquímicas reportadas por Blount (1993) para la Sierra del Cuervo	€

# Lista de tablas

Tabla

1.	Tabla de abundancias, vida media y constantes de decaimiento de los principales isótopos de ocurrencia natural del U y Th. Modificada de Faure y Mensing (2005)
2.	Pasos para la separación de REE, Sm y Nd mediante cromatografía de columnas
3.	Configuración de copas Faraday para la medición de isótopos de Sm y Nd para granate y roca total en el espectrómetro de ionización térmica Nu-TIMS <sup>®</sup>
4.	Datos analíticos de Sm y Nd para las muestras de roca total de la Sierra del Cuervo y Cerro Carrizalillo, Chihuahua.
5.	Datos analíticos de Sm y Nd y tipos de lixiviado para las alícuotas de granate de la Sierra del Cuervo
6.	Localización, coordenadas, descripción mineralógica, facies meta- morfica, y procedimiento analítico realizado en las muestras de Sie- rra del Cuervo y Cerro Carrizalillo.
7.	Resultados de análisis isotópicos de U-Pb en zircones 90
8.	Elementos mayores y elementos traza reportados por Blount (1993). SDC= Sierra del Cuervo

## Capítulo 1. Introducción

En el estado de Chihuahua se tiene registro de tres localidades donde aflora el basamento precámbrico: (1) Sierra del Cuervo, localizada a 15 km al noreste de Aldama, Chihuahua (Figura 1), que consiste en metagranitos, anfibolitas y gneises, intrusionados por diques pegmatíticos, y que se encuentran en un melange con rocas metasedimentarias de la Formación Plomosas (Mauger et al., 1983; Handschy y Dyer, 1987; Blount, 1982, 1993); (2) Cerro Carrizalillo, localizado a 95 km al noreste de Ciudad de Chihuahua (Figura 1), que consiste en gneises migmatíticos intrusionados por diques pegmatíticos (Dyer y Reyes, 1987; Blount, 1993; Iriondo y McDollew, 2012; Reyes Cortés et al., 2012); (3) xenolitos (predominantemente paragneises pelíticos y granulitas de piroxeno) dentro de las peridotitas de la mina La Olivina, localizada a 150 km al SE de la Ciudad de Chihuahua (Nimz et al., 1986) (Figura 1). Blount (1993) describió que el basamento mesoproterozoico del Cerro Carrizalillo está formado por esquistos máficos polideformados con anfibolitas intercaladas y plegadas isoclinalmente, intrusionados por varias generaciones de trondhjemitas, granitos y tonalitas en menor proporción. Posteriormente, Franco Rubio et al. (2019) reportó la presencia de megafragmentos de edad mesoproterozoica de composición granítica distribuidos aleatoriamente en una mega brecha polimíctica dentro de la Formación Plomosas alóctona en la región de Placer de Guadalupe-Monillas-Plomosas-Carrizalillo (Figura 1), en la porción centrooriental del estado y sugiere que forman parte de la prolongación de la Orogenia Grenvilliana en el extremo sudoccidental del antiguo cratón de Laurentia.

Iriondo y McDollew (2012) mencionan que históricamente se ha considerado que las rocas precámbricas del norte de Chihuahua, principalmente de edad Mesoproterozoica (ej., Sierra del Cuervo, Carrizalillo), son coetáneas y geoquímicamente similares a las presentes en el sur de Texas (ej., Llano Uplift), y que el conjunto de estas rocas forma lo que se conoce como la provincia de basamento Llano-Chihuahua, en la que es común encontrar rocas ígneas de edades  $\approx 1.3-1.0$  Ga. Debido a que no se han reportado edades absolutas obtenidas con métodos modernos en la Sierra del Cuervo, se propone en esta tesis evaluar las edades de éstos afloramientos con base en métodos isotópicos, tales como U-Pb en zircón mediante ablación láser e isócronas de granate-roca total de Sm-Nd.



**Figura 1.** Mapa de localización del noroeste de Chihuahua que muestra las posiciones de las ciudades principales y de las localidades geológicas: Sierra del Cuervo, Sierra Placer de Guadalupe, Sierra Monillas, Sierra Plomosas, Cerro Carrizalillo y Mina La Olivina.

### **1.1. Antecedentes**

La anatomía de la litosfera mexicana se compone esencialmente de fragmentos de diferentes entidades geológicas consideradas terrenos tectonestratigráficos (Figura 2) (Campa y Coney, 1983; Keppie, 2004; Sedlock *et al.*, 1993). Las rocas expuestas más antiguas datadas en México son del Paleoproterozoico tardío (entre 1.8 y 1.6 Ga) y están presentes únicamente en Sonora, en el noroeste de México. Ortega-Gutiérrez *et al.* (2018) mencionan que dichas rocas, junto con dos pequeños afloramientos del Mesoproterozoico en Chihuahua, delinean la extensión expuesta de la parte sur del cratón de Laurentia. A continuación se describen brevemente los afloramientos mesoproterozoicos conocidos en el estado de Chihuahua.



**Figura 2.** Mapa de subdivisión de la corteza continental en México dividida en 13 unidades litotectónicas dominantes revelados por la composición y edad de sus basamentos cristalinos (expuestos o inferidos) y delimitación de fallas principales. Propuesto por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2018).

#### 1.1.1. Sierra del Cuervo

Handschy y Dyer (1987) describen a la Sierra del Cuervo como una cadena montañosa con tendencia norte-noroeste ubicada aproximadamente 30 km al noreste de la ciudad de Chihuahua (Figura 1). Los autores citados describen una secuencia metasedimentaria paleozoica compleja y reportan basamento precámbrico en la parte sur-central de la sierra. La Formación Plomosas en la Sierra del Cuervo es correlacionable con la Formación Plomosas alóctona que aflora conformando una megabrecha polimíctica con presencia de bloques del basamento precámbrico descrita por Franco Rubio *et al.* (2019).

El basamento precámbrico se encuentra en forma de bloques tectónicos dentro de la Formación Plomosas que esta compuesta por rocas sedimentarias del Pensilvánico Superior - Pérmico Inferior (Diaz, 1956; Mellor y Breyer, 1981; Handschy y Dyer, 1987) intensamente foliadas y falladas con metamorfismo de bajo grado. Handschy y Dyer (1987) distinguen cinco grupos litológicos de rocas precámbricas en la Sierra del Cuervo: gneises anfibolíticos, rocas metasedimentarias, metagranitos, anfibolitas y pegmatitas. Blount (1993) reportó edades de las unidades precámbricas de la Sierra del Cuervo obtenidas por el método U-Pb en zircón (edades de intersección superior en diagrama de discordia) medidas con espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS por sus siglas en inglés), y propuso un diagrama con algunas de las edades absolutas y relativas que obtuvo (Figura 3). Un metagabro dió una edad de 1333  $\pm$  108 Ma, un gneis granítico arrojó una edad de 1274  $\pm$  65 Ma, un metagranito dió 1218  $\pm$ 21 Ma y una pegmatita se dató en 1080  $\pm$  5 Ma. Por su parte, Blount (1982) y Mauger *et al.* (1983) (en Dyer y Reyes, 1987) reportaron edades de enfriamiento por el método K-Ar de 1020  $\pm$  200 Ma para hornblenda en una anfibolita y de 948  $\pm$  14 Ma para muscovita en una pegmatita granítica.



**Figura 3.** Edades absolutas y relativas de las rocas metaígneas de la Sierra del Cuervo. Las unidades litológicas y edades en color rojo corresponden con las reportadas por Blount (1993), mientras que las unidades litológicas en color negro son las propuestas en este trabajo. Modificada de Blount (1993).

### 1.1.2. Cerro Carrizalillo

El Cerro Carrizalillo se encuentra a 95 km al ONO de la ciudad de Chihuahua (Figura 1) y las unidades litoestratigráficas que afloran representan una secuencia continua desde el Precámbrico hasta el Paleozoico (Dyer y Reyes, 1987). Blount (1993) describió el basamento mesoproterozoico como esquistos máficos polideformados con anfibolitas intercaladas y plegadas isoclinalmente, intrusionados por varias generaciones de trondhjemitas y granitos, y en menor proporción tonalitas. Reportó edades de estas muestras con el método Rb-Sr: una pseudo-isócrona de 1215 ± 45 Ma en granitos syn-tectónicos, trondhjemitas tectónicas tardías de 1112 ± 3.3 Ma, con una isócrona con solo dos muestras por lo que la única fuente de error es la precisión analítica del análisis, y granitos post-tectónicos de 1079 ± 6 Ma o 1069 ± 6 Ma, dependiendo del valor inicial de  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  que se utilice (Blount, 1993).

Reyes Cortés *et al.* (2012) describen el basamento precámbrico como Formación Carrizalillo, formada en su base por rocas metamórficas bandeadas y deformadas, variando composicionalmente de anfibolita a charnockita migmatítica, intrusionada por cuerpos pegmatíticos. La formación aflora en la parte NO del Cerro Carrizalillo y representa el núcleo de un domo anticlinal. El estudio petrográfico de la parte alta de la Formación Carrizalillo presenta una roca con estructura migmatítica, en la que los componentes melanocráticos predominan sobre los leucocráticos. Se observaron fenocristales de hiperstena, microclina, andesina-oligoclasa, granate, cordierita y cuarzo, así como minerales secundarios como clorita, hematita y epidota, todos ellos con una textura bandeada o "nebulítica". En la parte baja de esta misma formación se encontraron las texturas clásicas anfibolíticas y gnéisicas de rocas con alto contenido de hornblenda, actinolita, biotita y cuarzo como minerales tipomorfos. Todo esto se presenta aparentemente intrusionado por diques que forman grandes núcleos de 30 a 40 m de diámetro, formados por pegmatitas de ortoclasa y microclina con cuarzo (Reyes Cortés *et al.*, 2012).

Iriondo y McDollew (2012) reportaron una edad de cristalización por el método U-Pb en zircón de 1276 ± 18 Ma en un gneis del Cerro Carrizalillo. El enfriamiento de dichas rocas gnéisicas posterior a un evento metamórfico está documentado con un fechamiento por el método Ar-Ar en hornblenda, con una edad de ≈955 Ma. Estas rocas gnéisicas de Cerro Carrizalillo forman, junto a las de la Sierra El Cuervo, parte de la provincia de basamento Llano-Chihuahua (Iriondo y McDollew, 2012).

#### 1.1.3. Formación Delicias, Coahuila

Lopez et al. (2001) estudiaron un conglomerado Paleozoico de la Formación Delicias en Coahuila, el cual contiene clastos de granitos precámbricos con afinidad con la corteza de Gondwana. Los granitos foliados tienen los más altos valores de *e*Nd<sub>1220Ma</sub> de +2.1 a +3 y sus edades modelo  $T_{DM}$  están en un intervalo entre 1475 y 1398 Ma (Lopez et al., 2001). Ortega-Gutiérrez et al. (1995) propusieron que las rocas Grenvillianas del este y sureste de México son exposiciones del microcontinente Proterozoico que llamaron Oaxaquia (Figura 4). Estos autores sugirieron que Oaxaquia fue acrecionado a Laurentia durante la Orogenia Aleghaniana-Ouachita en el Paleozoico (Lopez et al., 2001). Karlstrom et al. (1999) sugirieron que el terreno Oaxaca fue movido a su posición actual por un desplazamiento lateral izquierdo en la Megacizalla Mojave-Sonora durante el Jurásico; sin embargo, en las últimas dos décadas se ha discutido sobre la existencia, extensión, cinemática y edad de dicha estructura y un punto notable que surgió de la discusión es que la continuidad lateral de algunas tendencias estructurales a escala regional que deberían ser presumiblemente cortadas por estos lineamientos de la corteza (ej. el cinturón de Ouachita-Maratón) es incompatible con los movimientos sinestrales previstos de los bloques a lo largo de cientos de kilómetros (Iriondo et al., 2005; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Poole et al., 2005). Adicionalmente, Lopez et al. (2001) mencionan algunas diferencias significativas entre las rocas Grenvillianas de México y Laurentia (especialmente las de Texas) que sugieren que Oaxaquia, incluyendo el este de México, fue parte de Gondwana más que de Laurentia durante el Neoproterozoico. Específicamente, (1) las rocas Grenvillianas en Coahuila fueron afectadas por magmatismo de edad panafricana, que solamente se ha reportado en el basamento de Gondwana; (2) la mayoría de los granitos del conglomerado Las Delicias están bandeados y foliados y estos granitos se clasifican de acuerdo con el diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984) dentro del campo de arcos volcánicos; y (3) la mayoría de las rocas Grenvillianas en México son más parecidas a aquellas del norte de Sudamérica que a las de Texas.



**Figura 4.** Hay cuatro basamentos expuestos conocidos en México del sur de la sutura Ouachita. Estos están en el Complejo Oaxaca y las localidades se nombraron como: Gneis Novillo, Gneis Huiznopala, y Gneis Guichicovi. El área sombreada es la extensión inferida del microcontinente Oaxaquia y se puede observar la cercanía con la Sierra del Cuervo (cuadro rojo) en su parte más septentrional. SOA es el Sur del Oklahoma Alaucogen. Modificada de Lopez *et al.* (2001).

## 1.2. Geología Regional

#### 1.2.1. Sierra del Cuervo

La Sierra del Cuervo es una cadena montañosa fallada que se encuentra en la zona de transición entre la Provincia Cuencas y Sierras al este, y la Sierra Madre Occidental al oeste. Rocas volcánicas e hipabisales del Paleógeno son comunes en la sierra y por debajo de ellas se encuentra una secuencia de carbonatos de facies de cuenca y plataforma del Cretácico Inferior y principios del Cretácico Superior, que indican que el bloque de la Sierra del Cuervo estuvo localizado entre la Cuenca de Chihuahua al este, y la Plataforma de Aldama al oeste, durante el Cretácico (Stege, 1979).

Subyacendo discordantemente a las rocas sedimentarias del Cretácico, se encuentran las areniscas y pizarras intensamente plegadas y falladas, con metamorfismo de grado bajo de la Formación Plomosas definida por Handschy y Dyer (1987) como Formación Rara del Pensilvánico Superior - Pérmico Inferior. Dentro de esta formación metasedimentaria se encuentran algunos bloques tectónicos de rocas precámbricas (Handschy y Dyer, 1987).

#### 1.2.1.1. Estratigrafía

La Formación Plomosas es la única unidad Paleozoica expuesta en el área y es una secuencia monótona de estratos finos de areniscas, pizarras y carbonatos con metamorfismo de bajo grado (Figura 5).

Las rocas sedimentarias del Mesozoico se dividen en cuatro unidades estratigráficas: la Formación Las Vigas, una secuencia transgresiva que cambia de un sistema fluvial en su base, donde se superpone de forma discordante sobre la Formación Plomosas, a un sistema carbonatado en su cima, y la Formación El Cuchillo, la Formación Tamaulipas y la Formación El Abra, que representan un sistema complejo de carbonatos que incluye ambientes marinos y de cuenca (Stege, 1979; Stege *et al.*, 1981; Handschy y Dyer, 1987) (Figura 5).

Las rocas volcánicas e intrusivas hipabisales son comunes e indican un periodo largo de vulcanismo de composición variable entre riolitas de 43.8 y 37.3 Ma (Alba *et al.*, 1974), granodioritas de 58.3 Ma (Blount, 1982) y andesitas de 58 a 57 Ma (Handschy, 1986; Handschy y Dyer, 1987).



Figura 5. Estratigrafía de la Sierra del Cuervo propuesta por Handschy y Dyer (1987).

## 1.2.2. Cerro Carrizalillo

El Cerro Carrizalillo, en la parte este-central de Chihuahua, expone una secuencia sedimentaria continua desde el Cámbrico-Ordovícico hasta el Pérmico temprano (Dyer y Reyes, 1987).

### 1.2.2.1. Estratigrafía

Las unidades litológicas reconocidas en el área se presentan en la Figura 6. Los últimos 30 m de la secuencia precámbrica se caracterizan por estar intensamente intemperizados y se convierten de manera gradual en un estrato de areniscas.

1. La Formación Falomir se conforma por una secuencia de 205 m de estratos ho-

rizontales y cruzados de arenisca, limolitas y lutitas que descansan sobre las rocas precámbricas.

2. La Formación Sóstenes descansa sobre la Formación Falomir y su contacto no esta expuesto. Tiene 461 m de espesor de estratos finos de caliza silícea intercalada con calizas y en menor abundancia estratos de calizas con pedernal y dolomitas que van del Ordovícico Medio al Ordovícico Superior. Tiene gasterópodos, conodontos, braquiópodos y esponjas fósiles (Dyer y Reyes, 1987).

3. La Formación Solís descansa concordantemente sobre la Formación Sóstenes y consiste de 259 m de calizas color gris a gris azulado con intervalos esporádicos de nódulos de pedernal. Es altamente fosilífera y contiene columnas de crinoides y corales tabulares, y cuerpos de jaspe y estratos con reemplazamiento de minerales de mena. La edad de esta formación va del Ordovícico Superior al Devónico Medio (Dyer y Reyes, 1987).

4. La Formación Monillas se superpone concordantemente sobre la Formación Solís y consiste de 36 m de intercalación de calizas con limolitas calcáreas y lutitas. Su edad va del Devónico Medio al Prensilvánico Inferior, con un hiato que representa en su mayoría al Misisípico (Dyer y Reyes, 1987).

5. La Formación Pastor descansa sobre la Formación Monillas con un contacto gradual en un intervalo de 8 m. Está constituida por estratos masivos a gruesos de rocas detríticas-calcáreas de aproximadamente 280 m de espesor, que contienen calizas masivas de color grisáceo, calizas arenosas, dolomitas arenosas, y finos estratos de arenisca. La mayoría de los fósiles presentes en la formación están recristalizados. La edad de esta formación va del Pensilvánico Inferior hasta el Pérmico Temprano (Dyer y Reyes, 1987).

6. La Formación Plomosas tiene un gran espesor de por lo menos 3200 m de intercalación de estratos de areniscas, limolitas y lutitas. Está dividida en tres secuencias litológicas principales: un conglomerado de areniscas y lutitas en la base (150 m); una espesa secuencia de paquetes turbidíticos delimolitas-lutitas (2500 m); y una secuencia pobremente definida de areniscas-limolitas turbidíticas cuyo espesor aproximado es de 500 m. El contacto de la Formación Plomosas con la Formación Pastor parece ser concordante. La edad de esta formación es incierta, sin embargo, abarca al menos el Pérmico temprano (Bridges, 1964; Torres Roldán y Wilson, 1986; Dyer y Reyes, 1987).

### 1.2.2.2. Metamorfismo

La Formación Plomosas y los carbonatos de plataforma de Carrizalillo muestran evidencia de metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes en la Fm. Plomosas y asociación mineral tremolita + calcita + cuarzo + talco). La Formación Falomir tiene evidencia de metamorfismo de contacto producido por un cuerpo de tipo sill, con la asociación mineral andradita + diopsido + cuarzo + clorita (Dyer y Reyes, 1987).



Figura 6. Estratigrafía y simbología del Cerro Carrizalillo. Modificada de Dyer y Reyes (1987).

## 1.3. Hipótesis

En la región del Llano Uplift, Texas, Reese (1995), Roback (1996b,a) y Walker (1992) (en Rougvie *et al.*, 1999) dataron con el método de U-Pb el protolito ígneo de rocas metaígneas deformadas obteniendo edades en un intervalo de c.a. 1300-1232 Ma. Walker (1992) (en Rougvie *et al.*, 1999) reportó una edad de metamorfismo en el Llano Uplift de ≈1200-1150 Ma. La edad de metamorfismo en el Llano difiere por ≈200 Ma en relación a la edad del metamorfismo reportada por Iriondo y McDollew (2012) para el Cerro Carrizalillo. Si se comprueba que el metamorfismo en las rocas precámbricas de Chihuahua es hasta 200 Ma más joven que en la región del Llano Uplift, se descartaría la correlación directa entre Chihuahua y Texas y la provincia Llano-Chihuahua propuesta por Iriondo y McDollew (2012), y se sugeriría una conexión del basamento precámbrico de la Sierra del Cuervo y Cerro Carrizalillo con el basamento Mesoproterozoico de Oaxaquia en su parte más septentrional, cabalgado sobre Laurentia en la sutura Ouachita.

### 1.4. Objetivos

#### 1.4.1. Objetivo general

Caracterizar el basamento precámbrico en la Sierra del Cuervo a partir de datos isotópicos de Sm-Nd y U-Pb para establecer si se correlaciona temporal y geoquímicamente con los cratones de Laurentia y Gondwana y así comprobar o rechazar la hipótesis.

## 1.4.2. Objetivos específicos

- Elaborar la cartografía de los afloramientos precámbricos en la Sierra del Cuervo a partir de trabajo de campo, e integrarlo con datos de trabajos existentes, y realizar un muestreo representativo de las unidades litológicas precámbricas.
- Realizar análisis petrográfico de las rocas metamórficas para definir su grado metamórfico.

- Realizar análisis isotópicos de Sm-Nd en roca total para comparar edades modelo con valores reportados previamente para los basamentos de Laurentia y Oaxaquia.
- Determinar la edad de metamorfismo a través del sistema isotópico Sm-Nd en granate y roca total.
- Determinar la edad de cristalización y metamorfismo a través del sistema isotópico U-Pb en zircón en algunas muestras representativas, preferentemente con deformación.

#### 2.1. Decaimiento radiactivo

La radiactividad es el fenómeno mediante el cual cierto nucleido se transforma espontáneamente a otro nucleido, satisfaciendo las leyes de conservación de la energía de Albert Einstein por medio de la expulsión de partículas o radiación (Allègre, 2008). La cantidad de nucleido que se desintegra por unidad de tiempo es una fracción constante del número de nucleido presente, y esto es independiente de la temperatura, presión, forma química u otras condiciones del ambiente. Esta relación se escribe como:

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \tag{1}$$

Donde *N* es el número de nucleidos y  $\lambda$  es una constante proporcional llamada constante de decaimiento que mide la probabilidad de que cualquier nucleido se desintegre en un intervalo de tiempo *dt*; esta constante se expresa en años<sup>-1</sup>. La expresión  $\lambda$ N representa el número de desintegraciones por unidad de tiempo (Allègre, 2008). Luego de reorganizar e integrar la ecuación 1 se obtiene:

$$N = N_0 \ e^{-\lambda t} \tag{2}$$

La ecuación 2 representa la cantidad de átomos del isótopo padre (*N*) que quedan después de un determinado tiempo (*t*) con respecto a la cantidad original de átomos ( $N_0$ ) que estaba presente cuando t = 0. Esta ecuación básica describe todos los procesos de decaimiento radiactivo (Faure y Mensing, 2005).

La constante de decaimiento ( $\lambda$ ) esta relacionada a su vida media ( $T_{1/2}$ ) mediante una relación que se deriva de la ecuación 2. La vida media es el tiempo requerido para que la mitad de un número dado de átomos de un radionucleido decaiga. La Figura 7 muestra la curva hipotética de decaimiento de un radionucleido (Faure y Mensing, 2005).

## 2.2. Geocronometría

Los isótopos radiactivos (isótopo padre o progenitor) de ciertos elementos decaen a isótopos radiogénicos (isótopo hijo o descendiente) que se acumulan en rocas y mi-



**Figura 7.** Curva hipotética de decaimiento de un radionucleido en función del tiempo medido en multiplos de su vida media. La cantidad inicial de átomos ( $N_0$ ) se reduce a  $\frac{1}{2}$  después de una vida media,  $\frac{1}{4}$  después de dos vidas medias, etc. Modificada de Faure y Mensing (2005)

nerales y permiten medir las edades de rocas terrestres y extraterrestres basándonos en la ley de la radiactividad. La acumulación de isótopos hijos también nos brinda información relacionada con el origen y el crecimiento de la corteza continental (Faure y Mensing, 2005). Cuando un radionucleido (N) decae en un sistema cerrado, la cantidad de átomos del isótopo hijo estable ( $D^*$ ) que se acumulan en una roca es igual a la cantidad de átomos del isótopo padre que han decaído:

$$D^* = N_0 + N \tag{3}$$

Donde  $N_0$  es la cantidad inicial de átomos del isótopo padre. Sustituyendo la ley de la radiactividad expresada en la ecuación 2 se obtiene la ecuación 4 que representa la curva de crecimiento de un isótopo hijo estable (Figura 8)

$$D^* = N_0 \left( 1 - e^{-\lambda t} \right) \tag{4}$$

El problema con la ecuación 4 es que la cantidad inicial de átomos del isótopo padre ( $N_0$ ) en una roca o mineral no es medible, por lo que dicha ecuación se puede manipular algebraicamente para obtener:

$$D = D_0 + N(e^{\lambda t} - 1) \tag{5}$$



**Figura 8.** Crecimiento de un isótopo hijo estable en un sistema cerrado a partir del decaimiento del isótopo padre. En el límite donde  $t \rightarrow \infty$ , la cantidad de átomos del isótopo hijo se aproxima a la cantidad inicial de átomos del isótopo padre ( $N_0$ ). Modificada de Faure y Mensing (2005)

Donde  $D_0$  es la cantidad inicial de átomos del isótopo hijo que puede contener una roca o mineral al momento de su formación. D y N pueden ser medidos analíticamente y la constante de decaimiento ( $\lambda$ ) se ha determinado empíricamente para cada sistema isotópico, por lo que con la ecuación 5 podemos calcular la edad de rocas y minerales (Faure y Mensing, 2005). La interpretación de dicha edad se basa en los siguientes supuestos sobre la historia geológica de la roca o mineral que se quiere datar (Faure y Mensing, 2005):

- La muestra de roca o mineral a datar no ha sufrido pérdida o ganancia de átomos del isótopo padre o hijo excepto por el decaimiento radiactivo.
- La constante de decaimiento del isótopo padre es independiente del tiempo y no se ve afectada por las condiciones físicas a las que el nucleido haya podido ser sometido y su valor se conoce con exactitud.
- 3. Se usa un valor apropiado de  $D_0$  en el cálculo basado en el conocimiento de las propiedades químicas del isótopo hijo, o bien, en la composición isotópica en el reservorio terrestre en el cual se originó la roca o mineral.
- Los valores medidos de D y N son precisos, exactos y representativos de la roca o mineral a datar.

#### Isócrona

Cuando varias rocas o minerales de la misma serie de roas ígneas se analizan, sus



Número de átomos padre

**Figura 9.** Diagrama de isócrona basado en la ecuación 5. Las coordenadas de los puntos sólidos son los valores medidos de D y N para una serie de rocas cogenéticas que tienen un rango de composición química. La edad de las rocas que definen la isócrona se calcula a partir de su pendiente. El intercepto de la isócrona representa  $D_0$ . Modificada de Faure y Mensing (2005)

valores resultantes de D y N satisfacen a la ecuación 5, siempre y cuando todas las muestras tengan los mismos valores de  $D_0$  y sean co-genéticas. En este caso los valores medidos de D y N definen una línea recta llamada isócrona (Figura 9). La ecuación 5 representa a una familia de líneas rectas en la pendiente - intercepción de:

$$y = mx + b \tag{6}$$

Donde *b* es el intercepto con el eje y, y  $m = e^{\lambda t} - 1$  es la pendiente (Faure y Mensing, 2005).

### 2.3. Método isotópico Sm-Nd

El Samario (Sm) y el Neodimio (Nd) pertenecen a la serie de las Tierras Raras (*Rare Earth Elements*, REE) que ocurren en una gran cantidad de minerales sustituyendo a iones mayoritarios. Se definen dentro de las Tierras Raras ligeras (*Light Rare Elements*, LREE). Aunque las REE son una serie de elementos químicamente homogeneos, el Sm tiene menor abundancia en el sistema solar, en comparación con el Nd. Además, el radio iónico del Sm es ligeramente menor que el del Nd ( $Nd^{3+} = 1.08$ Å;  $Sm^{3+} = 1.04$ Å) lo que hace que el Nd se concentre preferencialmente en la fase líquida durante la fusión parcial de minerales silicatados, mientras el Sm permanece en el sólido residual.

Por esta razón, los magmas basálticos tienen relaciones de Sm/Nd más bajos que las rocas ultramáficas a partir de las cuales se forman por fusión parcial. Esta separación preferencial del Nd en la fase fundida ha causado que las rocas de la corteza continental estén enriquecidas en Nd en relación al Sm comparadas con las rocas residuales en el manto litosférico. Por su parte, el granate es el único mineral silicatado formador de rocas que tiene una relación Sm/Nd considerablemente más alta que los otros silicatos, por lo que aunque sus concentraciones de Sm y Nd son bajas, es un mineral ideal para obtener edades precisas (Faure y Mensing, 2005).

El <sup>147</sup>*Sm* es radiactivo y decae por emisión de partículas alfa a un isótopo estable de Nd (<sup>143</sup>*Nd*). La vida media del sistema es de  $T_{1/2} = 1.06e^{11}$  años. La composición isotópica del Nd se expresa con la relación <sup>143</sup>*Nd*/<sup>144</sup>*Nd* que incrementa con el tiempo en función del decaimiento del <sup>147</sup>*Sm* de acuerdo a la siguiente ecuación (Faure y Mensing, 2005):

$$\frac{{}^{143}Nd}{{}^{144}Nd} = \left(\frac{{}^{143}Nd}{{}^{144}Nd}\right)_i + \frac{{}^{147}Sm}{{}^{144}Nd}\left(e^{\lambda t} - 1\right)$$
(7)

Donde *i* representa la relación inicial, y la relación  $^{147}Sm/^{144}Nd$  en las rocas o minerales se calcula a partir de la medición de Sm y Nd:

$$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd} = \left(\frac{Sm}{Nd}\right)_c \times \frac{at.wt. Nd \times Ab ^{147}Sm}{at.wt. Sm \times Ab ^{144}Nd}$$
(8)

La constante de decaimiento  $\lambda$  es igual a 6.54 $e^{-12}$  años<sup>-1</sup>.

Además de la datación de granate, el método Sm-Nd es útil para datar series de rocas ígneas cogenéticas siempre y cuando tengan suficiente variación en los valores de la relación Sm/Nd como para definir una línea recta. En términos generales, el método Sm-Nd es más resistente a la alteración que otros métodos como Rb-Sr y K-Ar, por lo que se pueden obtener mediciones confiables de la edad de cristalización de las rocas utilizando isócronas de Sm-Nd por medio de análisis de muestras de roca total (Faure y Mensing, 2005).

## 2.3.1. Notación Épsilon

Con la finalidad de facilitar el manejo de las pequeñas variaciones en las relaciones isotópicas del Nd de las rocas, DePaolo y Wasserburg (1976) introdujeron la notación épsilon ( $\epsilon$ Nd), la cual compara la relación isotópica <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd medida en la roca con la del reservorio condrítico uniforme (CHUR por sus siglas en inglés), el cual corresponde al promedio en el sistema solar y por ende en el planeta Tierra, y que se mide en dichos meteoritos condríticos. La notación ( $\epsilon$ Nd) está definida como:

$$\varepsilon^{0}(Nd) = \left[\frac{\binom{1^{43}Nd}{1^{44}Nd}_{R}^{0} - \binom{1^{43}Nd}{1^{44}Nd}_{CHUR}^{0}}{\binom{1^{43}Nd}{1^{44}Nd}_{CHUR}^{0}}\right] \times 10^{4}$$
(9)

El valor numérico de  $\varepsilon^0$ (Nd) de una roca terrestre puede ser positivo o negativo. Si  $\varepsilon^0$ (Nd) es positivo, el Nd en la muestra está enriquecido en el isótopo radiogénico <sup>143</sup>Nd con respecto al CHUR y por lo tanto se originó en una fuente magmática proveniente del manto (Figura 10). Si  $\varepsilon^0$ (Nd) es negativo, el Nd se originó a partir de un magma cuya relación Sm/Nd es menor que la relación del CHUR, es decir, en una fuente enriquecida en elementos litófilos de radio iónico grande (LILE por sus siglas en inglés), como resultado de la fusión parcial de la corteza (Figura 10). En resumen, las rocas ígneas derivadas del manto empobrecido tienen valores de  $\varepsilon^0$ (Nd) positivos, mientras que las rocas de la corteza continental tienen valores de  $\varepsilon^0$ (Nd) negativos (Faure y Mensing, 2005).

#### 2.3.2. Edades modelo CHUR

DePaolo y Wasserburg (1976) propusieron que, si la línea de evolución del CHUR define las relaciones iniciales de rocas ígneas continentales a través del tiempo, la medición de las relaciones  ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd$  y  ${}^{147}Sm/{}^{144}Nd$  en cualquier roca de la corteza podría representar una edad modelo para la formación de dicha roca (o su precursor) a partir del reservorio condrítico (Dickin, 1995).

La edad modelo basada en el CHUR se puede utilizar para determinar el tiempo en el



**Figura 10.** Efecto de fusión parcial en el manto de la Tierra en la evolución isotópica del Nd en las rocas de la corteza continental resultante y del manto residual (empobrecido). Se asume que el manto enriquecido tiene la misma relación Sm/Nd que el valor promedio de los meteoritos condríticos utilizado para definir el CHUR. Modificada de Faure y Mensing (2005)

que el Nd en una muestra se separó del reservorio condrítico, incluso en rocas que han sido sometidas a metamorfismo de alto grado debido a la inmovilidad de las REE. Ésta edad se calcula mediante la siguiente ecuación (Faure y Mensing, 2005):

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left(\frac{143}{144}Nd\right)_{R}^{0} - \left(\frac{143}{144}Nd\right)_{CHUR}^{0}}{\left(\frac{147}{144}Nd\right)_{R}^{0} - \left(\frac{147}{144}Nd\right)_{CHUR}^{0}} + 1 \right]$$
(10)

Donde los valores del CHUR hoy son  ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd = 0.512630$  y  ${}^{147}Sm/{}^{144}Nd = 0.1960$  (Bouvier *et al.*, 2008).

Esta ecuación se basa en los siguientes supuestos:

- 1. Los magmas provienen de una fuente con composición isotópica de Nd representada por el CHUR a lo largo del tiempo geológico.
- 2. La relación Sm/Nd de las rocas no ha cambiado durante su residencia en la corteza continental.
- Las relaciones <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd de las rocas (después de la corrección por fraccionamiento) están libres de sesgo instrumental y las concentraciones de Sm y Nd son medidas con precisión.
Dichos supuestos se cumplen en pocos reservorios terrestres, con la excepción de algunos cratones arcaicos. La interpretación de edades modelo basadas en el CHUR resulta controversial debido a lo siguiente (Arndt y Goldstein, 1987):

- No existen fuentes de composición "uniforme", sino que constan de diferentes componentes y tienen composiciones isotópicas características de Sr, Nd, Pb, Hf, Os y otros elementos (Hart, 1988).
- Los magmas pueden provenir no solo del manto, sino de una mezcla de fuentes entre la corteza continental y el manto, o bien por fusión parcial de la corteza continental.
- Como consecuencia, las edades modelo del sistema Sm-Nd basadas en el CHUR pueden ser equívocas y no deberían usarse para determinar la tasa de crecimiento de la corteza continental.

#### 2.3.3. Edades modelo DM

DePaolo (1981) ajustó una curva cuadrática que representa la evolución progresiva del Nd en el manto empobrecido (Figura 11). Esta curva comienza en la línea de evolución del CHUR en el Arcaico temprano, y su composición relativa al CHUR en un tiempo T esta dada por:

$$\varepsilon Nd(T) = 0.25T^2 - 3T + 8.5 \tag{11}$$

Las edades modelo calculadas usando la curva del manto empobrecido se denotan como  $T_{DM}$ . DePaolo (1981) argumentó que las edades modelo  $T_{DM}$  podrían ser más precisas en la estimación de edades de formación de la corteza que las edades  $T_{CHUR}$ para estudios de evolución continental. Una alternativa al modelo de evolución de Nd a través del tiempo de DePaolo (1981) fue propuesta por Goldstein *et al.* (1984) (Figura 11). Su modelo supone un empobrecimiento lineal del manto de  $\varepsilon Nd = 0$  hace 4560 Ma, a  $\varepsilon Nd = +10$  hace 0 Ma (Dickin, 1995). Para calcular la edad modelo  $T_{DM}$  de una roca es necesario utilizar la ecuación 10, sustituyendo los valores de las relaciones (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sup>0</sup> y (<sup>143</sup>Nd/<sup>147</sup>Sm)<sup>0</sup> del CHUR por aquellos propuestos para el manto empobrecido (DM). Diferentes autores han desarrollado modelos con valores diferentes



**Figura 11.** Grafica de  $\epsilon Nd$  contra tiempo, mostrando los dos modelos más utilizados para la evolución del manto empobrecido. Curva punteada: DePaolo (1981); línea sólida: Goldstein *et al.* (1984). Modificada de Dickin (1995).

para estas relaciones (p.ej. Depaolo y Wasserburg, 1976; Goldsteinet al., 1984; Liew y Hofmann, 1988). Una de las herramientas principales de las edades modelo  $T_{DM}$  es la posibilidad de comparar entre diferentes provincias geológicas para identificar si éstas provienen de la misma fuente o reservorio, y comparar entre diferentes edades de formación de corteza. Para esto es importante elegir un modelo  $T_{DM}$  y con éste calcular las edades para todas las muestras reportadas en la literatura, con el fin de unificar los datos. Para este trabajo se utilizaron las relaciones de manto empobrecido propuestas por Liew y Hofmann (1988): <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd= 0.513151 y <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd= 0.219.

#### 2.4. Método isotópico U-Pb

De los cuatro isótopos de plomo, solo el <sup>204</sup>*Pb* no es radiogénico. Los demás isótopos son el producto final de tres cadenas complejas de decaimiento de Uranio (U) y Torio (Th). Los miembros intermediarios de estas cadenas tienen una vida relativamente corta, por lo que pueden ser ignorados cuando hablamos de escalas geológicas de millones de años (Dickin, 1995). El decaimiento de U y Th a isótopos estables de Pb es la base para métodos de datación geocronológica confiables, precisos y exactos. La acumulación de isótopos radiogénicos de Pb por decaimiento de sus respectivos padres está gobernada por las siguientes ecuaciones (Faure y Mensing, 2005):

$$\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb} = \left(\frac{{}^{206}Pb}{{}^{204}Pb}\right)_i + \frac{{}^{238}U}{{}^{204}Pb}\left(e^{\lambda_{238}t} - 1\right)$$
(12)

$$\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb} = \left(\frac{^{207}Pb}{^{204}Pb}\right)_{i} + \frac{^{235}U}{^{204}Pb}\left(e^{\lambda_{235}t} - 1\right)$$
(13)

$$\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb} = \left(\frac{^{208}Pb}{^{204}Pb}\right)_{i} + \frac{^{232}Th}{^{204}Pb}\left(e^{\lambda_{232}t} - 1\right)$$
(14)

Estas ecuaciones se escriben en términos de relaciones  ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ ,  ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$ ,  ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb$ . En la Tabla 1 se observan las abundancias, vida media y constantes de decaimiento de los principales isótopos de U y Th.

**Tabla 1.** Tabla de abundancias, vida media y constantes de decaimiento de los principales isótopos de ocurrencia natural del U y Th. Modificada de Faure y Mensing (2005).

isótopo	Abundancia (%)	Vida media (años)	Constante de decaimiento (años <sup>-1</sup> )	Referencia
<sup>238</sup> U	99.2743	4.468x10 <sup>9</sup>	$1.55125 \times 10^{-10}$	Steiger y Jäger (1977)
<sup>235</sup> U	0.07200	0.7038x10 <sup>9</sup>	$9.8485 \times 10^{-10}$	Steiger y Jäger (1977)
<sup>234</sup> U	0.0055	$2.45 \times 10^5$	2.829x10 <sup>-6</sup>	Lide (1995)
<sup>232</sup> Th	100	14.010x10 <sup>9</sup>	$4.9475 \times 10^{-11}$	Steiger y Jäger (1977)

## 2.4.1. Isócronas U-Pb

Las ecuaciones 12 y 13 pueden usarse para la construcción de diagramas de isócronas para el fechamiento de rocas, tomando las suposiciones básicas de geocronometría que incluyen que el sistema U-Pb a medirse en una muestra haya permanecido cerrado. Desafortunadamente, el sistema U-Pb raramente permanece cerrado en rocas silicatadas dada la movilidad del Pb y especialmente del U durante el metamorfismo de grado bajo o el intemperismo superficial. A pesar de esto, las propiedades del sistema isotópico U-Pb, que incluyen el decaimiento de dos sistemas con nucleidos comunes, permiten obtener información valiosa, incluso en rocas alteradas (Dickin, 1995).

#### 2.4.2. U-Pb en zircón

Si tenemos un mineral que incorpora uranio en su estructura al momento de su formación y no incorpora plomo, la ecuación 15 se puede simplificar removiendo el <sup>206</sup>*Pb* inicial obteniendo la ecuación 16.

$${}^{206}Pb_P = {}^{206}Pb_i + {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1)$$
(15)

$${}^{206}Pb^* = {}^{238}U(e^{\lambda_{238}t} - 1) \tag{16}$$

El mismo procedimiento se puede llevar a cabo para obtener el <sup>207</sup>*Pb* obteniendo:

$${}^{207}Pb^* = {}^{235}U(e^{\lambda_{235}t} - 1) \tag{17}$$

Los minerales que han permanecido cerrados al sistema U-Pb dan valores concordantes de tiempo (*t*) cuando se introducen sus composiciones isotópicas en el lado izquiero de las ecuaciones 16 y 17. Cuando las composiciones que dan dichos valores concordantes se grafican, éstas definen un diagrama de concordia (Figura 12) según Wetherill (1956).

La uranita y monacita fueron los primeros minerales utilizados en geocronología de U-Pb ya que incorporaban grandes concentraciones de U y muy poco Pb no radiogénico (también conocido como Pb común). Sin embargo, su distribución limitada en las rocas hace poco factible su uso. El zircón en cambio, es un mineral con concentraciones considerables de U, muy poco Pb común y es un mineral accesorio presente en la mayoría de las rocas intermedias a ácidas. Esto lo convierte en el principal mineral utilizado para la obtención de edades con el sistema U-Pb (Dickin, 1995).

# 2.4.3. Diagrama de Concordia de Wetherill

El efecto de la pérdida de Pb o U y la ganancia de U sobre las edades U-Pb en minerales se puede tratar con un procedimimento gráfico desarrollado por Ahrens (1955) y Wetherill (1956, 1963). Las ecuaciones 12 y 13 rigen el aumento dependiente del tiempo de las relaciones  ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$  y  ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb$  en minerales y rocas según sus concentraciones de U, relación de U/Pb y el plomo inicial. En las ecuaciones 16 y 17 no se considera el plomo inicial sino solo el radiogénico, donde el asterisco se usa para identificar el origen radiogénico del Pb. Se calcularon valores de  $e^{\lambda_{238}t} - 1$  y  $e^{\lambda_{235}t} - 1$ para diferentes valores de t y se utilizaron dichos valores para graficar la curva de la Figura 12 conocida como el diagrama de concordia de Wetherill (Faure y Mensing, 2005). Para poder usar las ecuaciones 16 y 17, la cantidad y las relaciones de plomo inicial (común) tienen que ser conocidas o despreciables. En el caso del mineral zircón, las concentraciones de Pb inicial son muy bajas pero no despreciables; por lo tanto, se obtienen a través de las mediciones de <sup>204</sup>Pb y se corrigen utilizando las relaciones isotópicas del plomo común correspondientes para su edad según el modelo de Stacey y Kramers (1975). La Figura 12 muestra una historia hipotética de zircones que cristalizaron a partir de un magma y posteriormente fueron sometidos a un evento de metamorfismo termal. Al momento de la cristalización, éstos zircones representaron el origen del diagrama de concordia debido a que no contenían Pb radiogénico. Durante los siguientes 2.5 Ga las relaciones de  $\frac{206Pb^{*}}{238}U$  y  $\frac{207Pb^{*}}{235}U$  de los zircones incrementaron por el decaimiento de  $^{238}U$  y  $^{235}U$  por lo que se movieron a lo largo de la concordia. Después de 2.5 Ga los zircones tuvieron pérdida de Pb radiogénico durante un evento de metamorfismo termal. Algunos de los cristales perdieron todo su Pb radiogénico, por lo que su composición es la del origen en el diagrama y otros solo perdieron diferentes fracciones de Pb, definiendo la linea recta denominada discordia A (Figura 12) que se extiende desde un punto en la curva de concordia equivalente a 2.5 Ga hasta el origen. Al finalizar el evento metamorfico termal todos los zircones continuaron con la acumulación de Pb radiogénico. En el tiempo actual (1 Ga después de que terminara el evento metamórfico), la *discordia B* se extiende de un punto en la concordia equivalente a 3.5 Ga a un punto representativo de 1.0 Ga (tiempo transcurrido desde el evento metamórfico). Las coordenadas del punto Q representan el tiempo transcurrido desde la cristalización de los zircones que ahora definen la discordia B. La interpretación de las coordenadas del punto P depende de las circunstancias y el contexto geológico, si hubo pérdida de Pb radiogénico durante un evento de metamorfismo termal entonces representan el tiempo transcurrido desde dicho episodio (Faure v Mensing, 2005).



**Figura 12.** Diagrama de concordia de Wetherill para la interpretación de minerales con U que tuvieron perdida de Pb radiogénico y arrojan edades discordantes. Modificada de Faure y Mensing (2005).

En esta sección se describe la metodología aplicada con la finalidad de identificar las unidades precámbricas en la Sierra del Cuervo así como las características del metamorfismo que las afectó.

# 3.1. Trabajo de campo

Previo al trabajo de campo se hizo una revisión de la literatura para ubicar afloramientos del basamento. Se utilizaron los mapas de Blount (1993) y sitios de muestreo descritos por Franco Rubio (2007) como base para la planeación del muestreo y la elaboración de la cartografía.

Con las cartas topográficas de la Sierra del Cuervo (H13C56, H13C57) y Cerro Carrizalillo (H13C59) del INEGI a escala 1:50000 se hicieron mapas base con el programa ArcMap 10.7, los cuales se utilizaron como guía para el reconocimiento en campo y la elaboración de mapas geológicos de las zonas de interés.

Se realizaron visitas de reconocimiento a las zonas de estudio para posteriormente llevar a cabo el muestreo y cartografía haciendo recorridos a pie principalmente por caminos de terracería en desuso. Se colectaron un total de 29 muestras de carácter metaígneo para realizar estudios petrográficos, de geocronología e isotópicos.

# 3.2. Petrografía

Se elaboraron láminas delgadas en el Laboratorio de Preparación de Muestras del Sistema de Laboratorios Especializados de Ciencias de la Tierra (SLE-CT). El análisis petrológico de las muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Petrología del Departamento de Geología de CICESE con la finalidad de identificar asociaciones mineralógicas, grado y facies metamórficos alcanzados y las caracteristicas texturales de las muestras. Con base en estos resultados se seleccionaron un total de 14 muestras representativas de todas las unidades litológicas para análisis de Sm-Nd en roca total, 2 muestras para análisis de Sm-Nd en granate y 3 muestras para análisis de U-Pb en zircón. En el Anexo I se puede consultar la descripción de las muestras.

## 3.3. Geogronología e isótopos

#### 3.3.1. Sistema isotópico Sm-Nd

#### Separación Física

La preparación física de las muestras para análisis de Sm-Nd en roca total y granate se llevó a cabo en el Laboratorio de Separación de Minerales de la División de Ciencias de la Tierra. Se trituraron las rocas en una prensa hidráulica Montequipo<sup>®</sup> retirando primero bordes meteorizados para eliminar la contaminación.

Para el caso del granate, el material se pasó por tamices con mallas #25, #45 y #60 con el fin de obtener alrededor de 2 kilogramos de material con tamaño de partícula aproximado de  $250\mu m$  (malla #60). El material resultante se separó gravimetricamente con ayuda de la Mesa Holman-Wilfley<sup>®</sup> obteniendo así un concentrado de minerales densos que posteriormente se tamizaron con una malla de nylon #147 para lograr un concentrado de granates de >147 $\mu m$  y <147 $\mu m$ . Luego se realizó una separación magnética, primero con un imán de mano para eliminar material altamente magnético, y luego por medio del separador magnético Frantz<sup>®</sup> variando la intensidad entre 0.4A y 0.1A a una inclinación de 15° hasta obtener una separación efectiva. Por último, se separaron los granates manualmente con un microscopio binocular seleccionando los granos mejor preservados y sin inclusiones o alteraciones visibles, hasta juntar aproximadamente 200 mg por muestra. Éste procedimiento se llevó a cabo para las muestras NA20-11 y NA20-30 (Anexo I).

La preparación de muestras para el análisis de roca total comenzó con la trituración de las partes de la muestra mejor preservadas, evitando vetillas, alteraciones o bordes meteorizados. Luego se separó y cuarteó una alícuota representativa cuyo tamaño dependía de la granulometría de la muestra y se pulverizó en un mortero de anillos de tungsteno con el fin de obtener cuatro fracciones: la primera y la segunda se utilizaron para pre-contaminar los anillos; y la tercera y cuarta se guardaron en recipientes de almacenamiento para su análisis geoquímico e isotópico, respectivamente.

#### Separación Química

La separación química de granates y roca total se llevó a cabo en el Laboratorio Ultralimpio PicoTrace<sup>®</sup> del Departamento de Geología de CICESE.

La determinación de relaciones isotópicas y elementales se realiza mediante la técnica de dilución isotópica, la cual consiste en mezclar una muestra que contiene un elemento de composición isotópica natural con una solución que contiene una concentración conocida del elemento enriquecida artificialmente con alguno de sus isótopos (spike). La composición isotópica resultante puede utilizarse para calcular la concentración del elemento de interés en la muestra (Dickin, 1995).

Para los granates, se comenzó con la trituración suave de los cristales en un mortero de ágata con el fin de exponer inclusiones y mejorar la disolución de impurezas. Las muestras de granate se dividieron en 4 y 5 alícuotas para NA20-11 y NA20-30, respectivamente, de entre 20 y 50 mg y se colocaron en recipientes Savillex de 10 ml. Se siguió el método de lixiviado de Baxter et al. (2002), en el cual se resalta el uso de HClO<sub>4</sub> posterior a el HF para formar sales de percloratos, con las modificaciones de Pollington y Baxter (2010), los cuales agregan el uso de HNO<sub>3</sub>. Con la finalidad de obtener isócrona de Sm-Nd representativa y generar una mayor diferencia en la relación  $^{147}Sm/^{144}Nd$  entre granates y roca total, se lixiviaron las alícuotas de cada muestra con diferentes ácidos (Tabla 5). Se agregó 1 ml de HNO<sub>3</sub> y se colocó en una plancha calentadora recubierta de teflón a 90° por 3 hrs para disolver fosfatos tales como apatito y monacita; luego se agregó 1 ml de HF y se incubó a 90° por 50 min para formar sales de floruro a partir de la disolución de silicatos como clorita y epidota (entre otros); luego se agregaron aproximadamente 2 gotas de  $HCIO_4$  y se dejó por 2 días entre 100° y 150° con el fin de formar percloratos; posteriormente se agregó 6HCl a las muestras con el fin de acelerar el proceso de dilución de percloratos. Una vez secas las muestras se pesaron y se les agregaron ≈50 ml de mezcla de la solución "spike"  $^{149}Sm - ^{150}Nd$  a cada una para luego digerirlas con HF, HNO<sub>3</sub> (en una relación 1:4) y unas gotas de HClO<sub>4</sub>. Una vez digerida la muestra se evaporó y se agregó 6HCl para equilibrar la muestra con el spike durante una noche y luego se volvió a evaporar.

Para el caso de roca total, se siguió el procedimiento de Weber *et al.* (2012) en el que a 100 mg de muestra pulverizada se le agregaron una mezcla de spike ( $^{149}Sm - {}^{150}Nd$ )

y ácidos ( $\approx 5$  ml HF concentrado,  $\approx 1$  ml HNO<sub>3</sub>,  $\approx 3$  gotas HClO<sub>4</sub>) y se colocó dentro de un sistema de digestión a presión DAS<sup>®</sup> sobre una plancha de teflón a 210° por 2 dias, elevando la temperatura interna a 150°. Una vez digerida la muestra se evaporó y se agregó 6HCl con el fin de equilibrar la muestra con el spike, para luego volverla a evaporar. Tanto a las muestras de granate como roca total se les agregó 1 ml de 6 N HCl para trasladarlas a microcápsulas de plástico donde fueron centrifugadas por 30 minutos a 10000 rpm con la finalidad de separar sólidos residuales.

Las separación elemental se realizó por cromatografía de intercambio iónico, que consiste en la separación de algún componente entre una fase fija (un sólido poroso, ya sea solo o recubierto con una fase líquida estacionaria) y una móvil. Por otro lado, la elución es un proceso mediante el cual los componentes se mueven a lo largo de una columna junto con la fase móvil (también llamada eluente). En la cromatografía de columnas, las sustancias se separan debido a las diferencias en sus coeficientes de partición o distribución entre la fase estacionaria en la columna (una resina) y la fase móvil que fluye a lo largo de ésta (diferentes ácidos) (Estrada Carmona, 2013).

Para la separación elemental, primero se agregó 1 ml de 2 N HCL a las muestras para luego centrifugarlas. En el caso de la separación de REE, se utilizaron columnas con resina Dowex<sup>®</sup> AG50WX8, usando HCL en disintas molaridades (2 N HCl, 6 N HCl, ≈6 N HCl, Tabla 2). La separación de Sm y Nd se llevó a cabo en columnas con resina LN-Spec<sup>®</sup> usando 0.18 N HCl, 0.4 N HCl y 6 N HCl (Tabla 2) hasta lograr la separación.

	Separación REE		Separación Sm y Nd					
ÁCIDO	PASO	VOLUMEN	ÁCIDO	PASO	VOLUMEN			
2 N HCI	Acondicionar	15 ml		Acondicionar	7 ml			
	Agregar muestra	1 ml		Agregar muestra	<b>250</b>			
	Limpiar	4 x 1 ml	0.10 N HC	Limpiar	3 x 250 µ <i>l</i>			
	Vareaar	16 ml		Agregar	13 ml			
	Agregai	60 ml		Colectar Nd	2.5 ml			
6 N HCI	Agregar	15 ml	0.4 N HCI	Agregar	2.5 ml			
	Colectar REE	18 ml <sup>a</sup>		Colectar Sm	3 ml			
≈6 N HCI	Limpiar	100 ml	≈6 N HCI	Limpiar	10 ml			

Tabla 2. Pasos para la separación de REE, Sm y Nd mediante cromatografía de columnas.

<sup>a</sup>Para alícuotas de granate colectar 25 ml

#### Técnicas analíticas

La medición de las muestras se llevó a cabo mediante espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS) con el equipo Nu-TIMS<sup>®</sup> de la División de Ciencias de la Tierra. El método para ionizar una muestra en un espectrómetro de masas consiste en calentar la muestra en condiciones de vacío ( $\approx$ 2-3 x10<sup>-8</sup> mbar) cargadas sobre un filamento metálico. Una vez ionizada la muestra, el haz de iones es acelerado a través de una serie de lentes y pasa por un campo magnético generado por un imán que hace que los iones se desvíen según su masa. Estos se dirigen a una serie de detectores Faraday donde se convierte la corriente eléctrica generada por el impacto de los iones en un voltaje a través de las resistencias, a partir del cual se calculan las relaciones isotópicas.

El análisis de los isótopos de Sm y Nd se realiza usando un arreglo de filamentos de Renio dobles, previamente desgasificados, en el cual la muestra purificada es cargada con H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> sobre el filamento que se calienta al rojo vivo por  $\approx$ 2 segundos para evaporar el ácido y fijar la muestra. Los filamentos de evaporación cargados con las muestras se montan de cara en frente de los filamentos de ionización, en un magazín con 20 posiciones. El uso de filamentos múltiples permite que la muestra se ionice sin llegar a su punto de volatización (Dickin, 1995).

Para el análisis de Nd en roca total se utilizaron preamplificadores de  $10^{11}$  Ohmios en todas las copas y las mediciones se realizaron en modo estático con 8 bloques de 10 ciclos cada uno con 16 segundos de integración. Para el análisis de Nd en granate se configuraron preamplificadores de  $10^{12}$  Ohmios en las copas L1, Ax, H1 y H2 para las masas 143, 144, 145 y 146, respectivamente, lo que permite analizar señales más bajas (0.4 a 0.8 V) con la misma precisión que con los preamplificadores de  $10^{11}$ Ohmios con señales más altas (3-4 V). Esto se debe a que la cantidad total de carga de Nd para las muestras de granate es de entre  $\approx 20$  y  $\approx 50$  ng, mientras que para muestras de roca total se cargan típicamente 400 ng. El análisis de Sm en todas las muestras se llevó a cabo en modo estático con 2 bloques de 20 ciclos cada uno con 8 segundos de integración. La configuración de las copas Faraday para cada medición se muestra en la Tabla 3. Las muestras analizadas y sus resultados se muestran en la Tabla 4 (Capítulo 5).

Configuración Nd en roca total														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	C <sub>0</sub>	L2	$ C_1 $	L3
Masa		150	149	148	147	146	145	144	143	142				
Isótopo		<sup>150</sup> Nd	<sup>149</sup> Sm	<sup>148</sup> Nd <sup>148</sup> Sm	<sup>147</sup> Sm	<sup>146</sup> Nd	<sup>145</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd <sup>144</sup> Sm	<sup>143</sup> Nd	<sup>142</sup> Nd <sup>142</sup> Ce				
Configuración Nd en granate														
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	C <sub>0</sub>	L2	$ C_1 $	L3
Masa			150	149	148	147	146	145	144	143	142			
Isótopo			<sup>150</sup> Nd	<sup>149</sup> Sm	<sup>148</sup> Nd <sup>148</sup> Sm	<sup>147</sup> Sm	<sup>146</sup> Nd	<sup>145</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd <sup>144</sup> Sm	<sup>143</sup> Nd	<sup>142</sup> Nd <sup>142</sup> Ce			
Configuració	ו Sm en	roca to	tal y gr	anate										
Copa Faraday	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	C <sub>0</sub>	L2	$ C_1 $	L3
Masa	154	152	151	150	149	148	147	146	145	144		142		
Isótopo	<sup>154</sup> Sm <sup>154</sup> Gd	<sup>152</sup> Sm <sup>152</sup> Gd		<sup>150</sup> Nd	<sup>149</sup> Sm	<sup>148</sup> Nd <sup>148</sup> Sm	<sup>147</sup> Sm	<sup>146</sup> Nd	<sup>145</sup> Nd	<sup>144</sup> Nd		<sup>142</sup> Nd <sup>142</sup> Ce		

**Tabla 3.** Configuración de copas Faraday para la medición de isótopos de Sm y Nd para granate y roca total en el espectrómetro de ionización térmica Nu-TIMS<sup>®</sup>.

# 3.3.2. Sistema isotópico U-Pb

El procedimiento de separación física de las muestras para la obtención de zircones fue el mismo que para la separación de granates hasta obtener 2 kilogramos de material con tamaño aproximado de  $250\mu m$  (malla #60). Luego se utilizó la mesa Holman-Wilfley<sup>®</sup> para concentrar minerales densos y se tamizó el material con una malla de nylon #147 encontrando los zircones en la fracción más pequeña. Posteriormente, se realizó una separación magnética, primero con un imán de mano para eliminar material altamente magnético y luego por medio del separador magnético Frantz<sup>®</sup> en dos pasos: 1) intensidad de 0.4A a una inclinación de 15°; 2) intensidad de 1.0A a una inclinación de 15°. Se separaron los zircones manualmente con un microscopio binocular en el Laboratorio Ultralimpio de la División de Ciencias de la Tierra, seleccionando los granos mejor preservados procurando que fueran de tamaño similar, sin alteraciones y evitando zircones metamíctos, hasta juntar aproximadamente 150 ejemplares por muestra. Posteriormente se seleccionaron aproximadamente 60 a 70 zircones por muestra y se montaron sobre cinta doble en un anillo de baquelita con resina preparada con endurecedor Petropoxy<sup>®</sup> (10 partes de resina por una de endurecedor) y se llevaron al horno por 12 horas a 50-55°C y luego 8 horas a 70-75°C. Una vez enfriada la resina se pulieron los montajes para exponer los núcleos de los zircones. En el Laboratorio de Microscopía Electrónica de Barrido de la División de Ciencias de la Tierra se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia con un microscopio Jeol JSM35C para observar la estructura interna de los zircones y determinar los puntos de interés sobre cada cristal para su posterior análisis.

# Técnicas analíticas

La geocronología U-Pb en zircón se llevó a cabo por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-MS) en el *Central Analytical Facilities (CAF)* de la Universidad de Stellenbosch, Sudafrica. Se utilizó un espectrómetro Element2<sup>®</sup> de ThermoFisher<sup>®</sup> acoplado con un sistema de ablación laser NewWave UP213 ( $\lambda$ =213 mm, f=10 Hz) siguiendo los métodos de medición y procesamiento de datos de Gerdes y Zeh (2006, 2009) y de Frei y Gerdes (2009). Los datos se obtuvieron de sitios de 30 µ*m* de diámetro y 10 a 20 µ*m* de profundidad usando como estandar primario el zircón GJ-1 (Jackson *et al.*, 2004). Las mediciones fueron verificadas usando fragmentos de los zircones de referencia Plešovice (337.1±0.4 Ma; Sláma et al., 2008) y M127 (524.4±0.2 Ma; Nasdala et al., 2016). El tiempo total de adquisición de datos fue de 12 s aproximadamente y se midieron las masas 202, 204, 206, 207, 208, 232 y 238. Se midió <sup>202</sup>Hg para controlar la interferencia de <sup>204</sup>Hg en <sup>204</sup>Pb (<sup>202</sup>Hg/<sup>204</sup>Hg=4.36). Las concentraciones de U y Th se calibraron con respecto al zircón GJ-1. Se midieron 22 puntos en la muestra NA-14, 41 puntos en la muestra NA20-16 y 22 puntos en la muestra NA20-20.

## 4.1. Sierra del Cuervo

El mapa geológico del área de estudio se muestra en la Figura 13. Las rocas precámbricas se encuentran en forma de un bloque tectónico dentro de la Formación Plomosas y se dividen en cinco grupos litológicos principales: Ortogneises (pTMGn); Metagranitoides (pTMGr) compuestos por dioritas, granodioritas, tonalitas y diques anfibolíticos; Granulitas máficas (pTMG); Anfibolitas (pTMAn) y Pegmatitas graníticas (pTMPg). La secuencia Precámbrica y la Formación Rara están cortadas por diques de composición basáltica de hasta 30 cm de espesor que presentan metamorfismo de grado bajo en facies de esquisto verde y cuya edad debe ser más joven que el Pérmico temprano.

Dadas las relaciones estructurales y la deformación presente en las diferentes unidades precámbricas de la sierra, se puede establecer una cronología de eventos metamórficos: M1, metamorfismo de grado alto en facies de granulita; M2, metamorfismo en facies de anfibolita; y M3, metamorfismo de grado bajo en facies de esquisto verde que podría relacionarse a eventos jóvenes como la actividad ígnea terciaria. Durante este último periodo, pudo haberse producido un leve metasomatismo dejando como evidencia vetilleo en todas las rocas del complejo.

# 4.1.1. Ortogneises

Es la unidad litológica con mayor deformación dúctil en el complejo precámbrico. Se encuentra expuesta en un afloramiento dentro de un arroyo (Figura 13, muestra NA20-14) y consiste en rocas de composición granítica de grano grueso y textura gnéisica, con presencia de leucosomas (Qtz, Kfs, Pl) y melanosomas (Bt) plegadas (Figura 14b). Otro pequeño afloramiento no mapeable se encuentra dentro de los metagranitoides, y está compuesto por un ortogneis de grano medio con foliación marcada principalmente por hornblenda verde (Figura 14a,c) y presenta evidencia de migmatización parcial de la roca. La asociación mineral principal de esta unidad consiste en cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y en menor proporción hornblenda verde, biotita, epidota, óxidos, y zircón y apatito como minerales accesorios (Figura 14b,c).



**Figura 13.** Mapa geológico del área de estudio en la Sierra del Cuervo. Recopilado de Blount (1993), Handschy y Dyer (1987) y las cartas topográficas H13C56 y H13C57 (INEGI). Coordenadas en el sistema Universal Transversal de Mercator (UTM), zona 13R.



**Figura 14.** Ortogneises en la Sierra del Cuervo. **a)** Afloramiento de ortogneis de Hbl y Bt (Muestra NA20-10) con foliación (línea roja) y textura milonítica. **b)** Afloramiento de otrogneis de Bt con plegamiento (marcado por línea roja) y leucosomas de Qtz, Pl y Kfs y melanosomas micáceos (NA20-14). **c)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-10. Ortogneis de Bt y Hbl con Pl sericitizada, Qtz y Ep. La Bt presenta cloritización por metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde. Foliación marcada por Hbl.**d)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-14. Ortogneis de Bt con fenocristales de Pl, Kfs (microclina), Bt cloritizada, Qtz, Ap y mirmequitas. Chl y Ep rellenando fracturas.

#### 4.1.2. Granulitas máficas

Esta unidad consiste en rocas color oscuro de grano fino sin foliación (Figura 16a,b), con exposición de hasta 10 m y se encuentra en contacto tectónico con rocas granodioríticas. Está cortada por diques de composición granítica (Figura 15), y el afloramiento más grande reconocido de esta unidad se encuentra en la porción centro-occidental de la zona de estudio (Figura 13, muestra NA20-30). La asociación mineral principal de esta unidad consiste en clinopiroxeno, granate, plagioclasa y hornblenda café, y en menor proporción aparecen óxidos, biotita roja, cuarzo, ortopiroxeno en un afloramiento (NA20-30, Figura 16d) y zircón y apatito como minerales accesorios. Junto con los ortogneises es la unidad litológica con mayor deformación, alcanzando grado metamórfico en facies de granulita (M1). Las rocas tienen una textura granulítica con fenocristales xenomorfos de clinopiroxeno rodeados por una corona de hornblenda café (Figura 16c,d), y que en la muestra NA20-17 aparece hornblenda verde como evidencia de metamorfismo retrógrado en facies de anfibolita (M2). La corona de hornblenda café aparece también rodeando cristales de ilmenita y biotita roja. Posteriormente un tercer evento termal causó metamorfismo en facies de esquisto verde (M3) y aparece clorita sustituyendo cristales de biotita. El granate aparece como pequeños cristales automorfos bien preservados, y en la muestra NA20-17 aparecen formando coronas de reacción alrededor de hornblenda café e ilmenita. La plagioclasa aparece generalmente en la matriz, como cristales xenomorfos (con excepción de la muestra NA20-17) con presencia de sericitización, acompañada de cuarzo.

Blount (1993) describió esta unidad como metagabros y metadioritas con texturas ígneas bien preservadas y no reportó la presencia de ortopiroxeno, sin embargo debido a las observaciones petrográficas descritas anteriormente, esta unidad se redefinió como granulitas máficas.



**Figura 15.** Afloramiento de Granulitas máficas en Sierra del Cuervo en contacto con rocas granodioríticas (línea amarilla) y siendo cortadas por diferentes diques de pegmatitas graníticas marcadas con línea roja.



**Figura 16.** Granulitas máficas de la Sierra del Cuervo. **a)** Afloramiento de granulita de Cpx y Grt, cortada por pequeñas vetillas de Qtz de hasta 3 cm de espesor (NA20-11). **b)** Afloramiento de granulita de dos piroxenos cortada por vetillas de Qtz igual que caso anterior, con evidencia de deformación dúctil (NA20-30). **c)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-30. Se observan muy bien los fenocristales de Cpx, rodeados por una corona de Hbl (flechas rojas), y cristales automorfos de Grt muy abundantes en la muestra. Se observan cristales de Qtz con textura granoblástica y bordes suturados. **d)** Microfotografía en nícoles cruzados. Cristal de Opx rodeado por una corona de hbl.

# 4.1.3. Complejo Metagranitoide

Blount (1993) reporta que la asociación mineral de estas rocas consiste en microclina, plagioclasa y cuarzo, con presencia de titanita, zircón, magnetita, muscovita y biotita como minerales accesorios. En general la microclina tiene textura granoblástica mejor desarrollada en comparación con la plagioclasa y cuarzo.

El complejo metagranitoide consta de rocas con diversa composición: granito, granodiorita, tonalita y diorita, que están cortadas por diques máficos de hasta 2m de espesor (anfibolitas) y por diques de pegmatitas graníticas. En su mayoría los metagranitoides presentan una ligera foliación (Figura 17a,b) marcada principalmente por hornblenda verde (que puede presentar textura poikilítica con intercrecimiento de cuarzo) y biotita, sin embargo existen algunos afloramientos que preservan su estructura ígnea. Su textura es granoblástica y la asociación mineral principal consiste en plagioclasa, cuarzo, hornblenda verde, biotita, en menor proporción epidota, clinopiroxeno (NA20-20, Figura 17d) y óxidos, y como minerales accesorios zircón y apatito (Figura 17c,d). Tienen metamorfismo de grado medio, llegando al límite inferior de la facies de anfibolita (M2). La sustitución de biotita y hornblenda por clorita, así como clorita rellenando fracturas es evidencia de un metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde (M3).

En la parte sur del área de estudio (Figura 13 aflora un granitoide bastante silicificado y oxidado, con textura gnéisica (NA20-07) y con la asociación mineral de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.



**Figura 17.** Rocas metagranitoides de la Sierra del Cuervo. **a)** Afloramiento de metatonalita de Hbl y Bt de grano medio con foliación (NA20-16). **b)** Afloramiento de metagranodiorita de Bt con foliación local en algunas partes del afloramiento (NA20-20). **c)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-16. Metatonalita con foliación marcada principalmente por Hbl y Bt, con presencia de Pl sericitizada y pequeños cristales de cuarzo con bordes suturados y asociados a la Hbl. Se puede observar la Chl sustituyendo cristales de Bt como consecuencia de metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde. **d)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-20. Metagranodiorita con foliación marcada por Bt. Presencia de Pl con sericitización, Cpx y pequeños cristales de Qtz con extinción ondulatoria.

# 4.1.4. Anfibolitas

Las anfibolitas en la Sierra del Cuervo se encuentran en forma de diques de grano fino (Figura 18) que van desde 1 m hasta 8 m de espesor y que aparecen cortando a los metagranitoides. La asociación mineral principal de estas rocas consiste en plagioclasa, hornblenda verde, en menor proporción cuarzo, óxidos, biotita, epidota, y apatito y zircón como minerales accesorios. Las anfibolitas carecen de foliación, tienen una textura granoblástica que varía en tamaño en cada afloramiento y la hornblenda puede presentar textura poikiloblástica con inclusiones de cuarzo. Tienen metamorfismo en facies de anfibolita inferior (M2) y metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde (M3) marcado por la presencia de clorita sustituyendo biotita y actinolita.



**Figura 18.** Anfibolitas de la Sierra del Cuervo. **a)** Afloramiento de anfibolita de Qtz (NA20-15). **b)** Afloramiento de anfibolita de Qtz (NA20-21). **c)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-15. Anfibolita de Qtz de grano muy fino con textura granoblástica y presencia de Hbl, Qtz y Pl, con Chl secundaria (retrógrada). **d)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-21. Anfibolita de Qtz de grano grueso con textura granoblástica y presencia de Hbl poikiloblástica con inclusiones de Qtz, Pl sericitizada, Ox y Bt con Chl secundaria (retrógrada).

# 4.1.5. Pegmatitas graníticas

Las pegmatitas graníticas en la Sierra del Cuervo son las rocas más jóvenes de acuerdo con las relaciones estructurales observadas en campo, pues cortan toda la secuencia precámbrica (Figura 15). Se presentan en forma de diques de hasta 1 m de espesor (Figura 19a), son leucocráticos, compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Presentan texturas de exsolución como mirmequitas (Figura 19b) y su textura es granoblástica. Blount (1993) clasificó a esta unidad como trondhjemitas, sin embargo debido a la presencia de feldespato potásico, se redefinió como pegmatitas graníticas.



**Figura 19.** Pegmatitas graníticas de la Sierra del Cuervo. **a)** Afloramiento de dique pegmatítico cortando rocas metagranodioríticas (NA20-08). **b)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-08. Fenocritales de PI sericitizada, Qtz, Kfs y mirmequitas (flechas rojas).

## 4.2. Cerro Carrizalillo

El mapa geológico del Cerro Carrizalillo se muestra en la Figura 20. El basamento precámbrico se encuentra ubicado al norte de la sierra y cabalga en el noroeste a la Formación Plomosas (Blount, 1993). En el sureste la secuencia sedimentaria de plataforma del Paleozoico descansa discordantemente sobre el basamento (Dyer y Reyes, 1987). En esta región, las rocas precámbricas se dividen en tres grupos litológicos principales: Complejo Metagranitoide (pTMGr) formado por metagranitoides de biotita y/o muscovita cortados por diques anfibolíticos y diques graníticos; Complejo Anfibolítico (pTMAf) consistente en intercalaciones de anfibolitas masivas con rocas masivas de composición granítica, ambos cortados por pegmatitas graníticas de hasta 1 m de espesor; y pegmatitas graníticas (pTMPg) que cortan a toda la secuencia precámbrica. Según Blount (1993) la unidad más antigua es el Complejo Anfibolítico el cual está cortado por al menos tres generaciones de granitoides pobres en potasio, y dos o tres generaciones de granito.

# 4.2.1. Complejo Metagranitoide

El Complejo Metagranitoide en el Cerro Carrizalillo consiste en metagranitoides cortados por diques anfibolíticos de hasta 2 m de espesor y por diques graníticos con textura pegmatítica, ambos orientados con dirección este-oeste. Los metagranitoides tienen textura granoblástica de grano medio y presentan foliación marcada por minerales oscuros, principalmente de biotita (Figura 21a). Su asociación mineral principal consiste en cuarzo, plagioclasa, biotita, y en menor proporción muscovita y óxidos, con apatito y zircón como minerales accesorios (Figura 21b,c). Esta unidad tiene metamorfismo de grado bajo en facies de esquisto verde.

Blount (1993) se basa en las relaciones de campo y características mineralógicas para sugerir la existencia de metagranitos post-tectónicos, metagranitos de muscovita sintectónicos y granitos con deformación moderada a alta.

Figura 20. Mapa geológico del área de estudio en el Cerro Carrizalillo. Recopilado a base de Blount (1993), Dyer y Reyes (1987) y carta topográfica H13C59 (INEGI). Coordenadas en el sistema Universal Transversal de Mercator (UTM), zona 13R.





**Figura 21.** Metagranitoides en Cerro Carrizalillo.**a)** Fotografía de muestra de mano de NA20-02 donde se distingue la foliación. **b)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-02. Metagranitoide con foliación marcada principalmente por Bt y Msc, cristales de PI sericitizados y Qtz con recristalización y bordes migratorios. **c)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-29. Metagranitoide con foliación marcada por Bt, pequeños cristales de PI sericitizada, Qtz con evidencia de recristalización.

# 4.2.2. Complejo anfibolítico

El complejo anfibolítico se encuentra en la porción noroeste del Cerro Carrizalillo y consiste en una intercalación de anfibolitas masivas con cuerpos graníticos masivos (Figura 22a) cortados por una serie de diques de composición granítica de hasta 15 cm de espesor (Figura 23b) que pueden o no tener textura pegmatítica. En las anfibolitas se pueden encontrar pseudoestratos ricos en plagioclasa (Figura 22b) de algunos cm de espesor, cúmulos con fenocristales de anfíboles (Figura 23a) y varias estructuras de deformación dúctil con diferenciación de melanosomas y leucosomas que sugieren la presencia de fluidos durante la deformación (Figura 23b,c). La asociación mineral de las anfibolitas consiste principalmente en hornblenda verde, plagioclasa, cuarzo y óxidos (Figura 22c). Tienen textura granoblástica y presentan foliación marcada principalmente por cristales de hornblenda que puede tener textura poikilítica con inclusiones de cuarzo. Tienen metamorfismo en facies de anfibolita.

El cuerpo granítico del complejo preserva su textura ígnea y no tiene deformación visible, lo que sugiere que su edad relativa es más joven que las anfibolitas.



**Figura 22.** Complejo Anfibolítico Cerro Carrizalillo. **a)** Afloramiento del complejo, anfibolita masiva junto a roca félsica masiva. Sitio de muestras: NA20-25, NA20-26, NA20-27. **b)** Anfibolita con horizontes ricos en PI (línea amarilla) cortada por varios diques graníticos de diferente espesor (línea azul). **c)** Microfotografía en nícoles cruzados de muestra NA20-25. Foliación marcada por Hbl café de textura poikiloblástica con intercrecimiento de Qtz, presencia de PI sericitizada y Ox.

#### 4.2.3. Pegmatitas graníticas

Blount (1993) clasificó a esta unidad como trondhjemitas tectónicas y granitos posttectónicos, cuya asociación mineralógica consiste principalmente en cuarzo, plagioclasa sódica sericitizada, muscovita, con biotita, magnetita, feldespato potásico, zircón, apatito y granate como minerales accesorios, y menciona que se presentan en forma de diques y láminas que alcanzan hasta 4 m de espesor comúnmente foliadas (Figura 23c), lo que sugiere que fueron emplazadas de forma contemporánea con un evento de deformación. Blount (1993) menciona que un segundo evento posterior al evento de deformación ocasionó la foliación en las rocas máficas. Edades de isócronas de roca total con el método Rb-Sr que obtuvo Blount (1993) para esta unidad van de 1112  $\pm$ 3.3 Ma a 1076  $\pm$  6 Ma.

Debido a la presencia de muscovita, se redefinió a la unidad como pegmatitas graníticas, que consisten en diques de composición granítica con textura pegmatítitca en la mayoría de los afloramientos, que alcanzan hasta 50 cm de espesor. En algunos afloramientos muestran foliación mientras que otros conservan su textura ígnea. Su asociación mineral principal consiste principalmente en cuarzo, plagioclasa, muscovita y óxidos (Figura 24), con apatito y zircón como minerales accesorios.



**Figura 23.** Deformación dúctil en el Complejo Anfibolítico. **a)** Separación en anfibolita de horizontes ricos en Pl y cúmulos con fenocristales de Hbl con foliación. **b)** Anfibolita cortada por dos diques graníticos (línea roja) y con evidencia de migmatización (línea amarilla) separación de minerales leucosomas y melanosomas. **c)** Pliegues dentro del Complejo Anfibolítico formados por leucosomas y melanosomas (línea amarilla).



**Figura 24.** Microfotografías en nícoles cruzados de Pegmatitas graníticas en Cerro Carrizalillo. **a)** Muestra NA20-03. Roca con textura pegmatítica con fenocristales de Qtz con bordes subautomorfos, Pl sericitizada formando simplectitas con Qtz y cristales de Ms. **b)** Muestra NA20-27. Dique granítico con Ms, cristales sericitizados de Pl y en menor proporción cristales de Qtz con extinción ondulatoria.

# Capítulo 5. Geocronología e Isótopos

En este capítulo se reportan los datos geocronológicos e isotópicos obtenidos para el basamento precámbrico de la Sierra del Cuervo que incluyen: geocronología por Sm-Nd en granate y roca total para determinar la edad de metamorfismo, isotopía Sm-Nd en roca total y cálculo de edades modelo de residencia cortical, y geocronología U-Pb en zircón y el cálculo de la edad de cristalización y metamorfismo (Figura 25). En la Tabla 6 (Anexo I) se presenta una descripción breve de las muestras analizadas por cada método.



**Figura 25.** Porción de mapa geológico de la Sierra del Cuervo (Figura 13) con ubicación de edades de cristalización U-Pb en zircón (NA20-14, NA20-16 y NA20-20), edad de bordes metamórficos en zircón (NA20-14) y edad de metamorfismo Sm-Nd en granate (NA20-11, NA20-30).

#### 5.1. Isotopía Sm-Nd

#### 5.1.1. Roca Total

Los resultados analíticos de Sm y Nd para las muestras de roca total se muestran en la Tabla 4. El cálculo de las relaciones iniciales de  $({}^{143}Nd/{}^{144}Nd)_t$  y el valor de  $\varepsilon$ Nd<sub>t</sub> se realizó con edades obtenidas en este estudio (descritas más adelante) para las muestras de la Sierra del Cuervo, y con las edades reportadas por Iriondo y McDollew (2012) para las muestras del Cerro Carrizalillo. En las muestras de la Sierra del Cuervo los valores de  $\varepsilon$ Nd<sub>t</sub> varían entre +3.60 a +4.91 para los metagranitoides, +4.83 a +4.89 para anfibolitas y +4.23 a +5.17 para las granulitas máficas. Los valores de  $\varepsilon$ Nd<sub>t</sub> positivos sugieren que el conjunto de rocas tiene su fuente en el manto empobrecido. Para el caso de las muestras de Cerro Carrizalillo, los valores de  $\varepsilon$ Nd<sub>t</sub> en anfibolitas fueron de +1.82 y +3.54, y en un metagranitoide el valor fue de +4.22.

Las edades modelo  $T_{DM}$  en la Tabla 4 se calcularon con el modelo de Liew y Hofmann (1988). Para la Sierra del Cuervo los valores van de 1.53 a 1.63 Ga, mientras que para el Cerro Carrizalillo varían entre 1.44 y 1.71 Ga. En la Figura 26 se puede observar un modelo de evolución de  $\varepsilon$ Nd para las muestras de la Sierra del Cuervo. La mayoría de las líneas convergen en un punto en la línea de evolución del manto empobrecido que corresponde a un tiempo aproximado 1.5 Ga. Se pueden dividir las líneas en dos grupos, las que corresponden a las rocas máficas (anfibolitas y granulitas) en color gris con valores de  $\varepsilon$ Nd actual entre -0.72 y +2.59 (excepto por la muestra NA20-11, indicada por una línea color verde), y las que corresponden a las rocas félsicas (ortogneises y metagranitoides) en color café con valores de  $\varepsilon$ Nd actual entre -6.63 y -9.23 (excepto por la muestra NA20-10, indicada por una línea color rojo).

No. Muestra	Tipo de roca	Sm [ppm]	Nd [ppm]	<sup>147</sup> Sm <b>/</b> <sup>144</sup> Nd	2σ(m)%	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	2σ(m)%	εNd <sub>0</sub>	t(Ma) <sup>a</sup>	$\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)_t$	εNdt	Т <sub>DM</sub>
Sierra del Cuervo												
NA20-09	Metadiorita	0.95	20.4	0.12440	0.01096	0.512189	0.00078	-8.60	1395	0.511049	4.21	1.55
NA20-10	Ortogneis	1.28	21.0	0.16240	0.00779	0.512573	0.00078	-1.11	1395	0.511085	4.91	1.55
NA20-11	Granulita	4.79	22.0	0.13173	0.00603	0.512257	0.00078	-7.28	1395	0.511050	4.23	1.56
NA20-14	Ortogneis	3.00	13.1	0.13881	0.00405	0.512290	0.00078	-6.63	1395	0.511018	3.60	1.63
NA20-15	Anfibolita	7.02	24.6	0.17280	0.01800	0.512667	0.00078	0.72	1395	0.511083	4.89	1.59
NA20-16	Metatonalita	3.94	19.1	0.12446	0.00547	0.512203	0.00059	-8.33	1395	0.511062	4.48	1.53
NA20-17	Granulita	5.57	20.8	0.16176	0.02087	0.512574	0.00098	-1.09	1395	0.511091	5.05	1.53
NA20-19	Anfibolita	5.62	21.0	0.16176	0.01880	0.512563	0.00078	-1.31	1395	0.511080	4.83	1.56
NA20-20	Meta- granodiorita	5.46	27.2	0.12138	0.00782	0.512157	0.00059	-9.23	1395	0.511045	4.13	1.55
NA20-21	Anfibolita	7.17	24.0	0.18049	0.01494	0.512750	0.00078	2.34	1395	0.511096	5.13	1.58
NA20-30	Granulita	6.14	20.4	0.18170	0.01864	0.512763	0.00059	2.59	1395	0.511098	5.17	1.58
Cerro Ca	rrizalillo											
NA20-26	Anfibolita	2.69	9.7	0.16702	0.0083	0.512576	0.0008	-1.05	1276	0.511176	3.54	1.68
NA20-28	Anfibolita	3.79	16.4	0.13965	0.0083	0.512259	0.0006	-7.24	1276	0.511089	1.82	1.71
NA20-29	Meta- granitoide	4.74	23.3	0.12327	0.0060	0.512244	0.0008	-7.53	1276	0.511211	4.22	1.44

Tabla 4. Datos analíticos de Sm y Nd para las muestras de roca total de la Sierra del Cuervo y Cerro Carrizalillo, Chihuahua.

Valores de  $\varepsilon Nd$  calculados con (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd )<sub>CHUR</sub>=0.512630 y (<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd )<sub>CHUR</sub>=0.1960 (Bouvier *et al.*, 2008). Edades modelo  $T_{DM}$  calculadas con <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd =0.513151 y <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd =0.219 (Liew y Hofmann, 1988).

<sup>a</sup>Mejor edad de acuerdo a edades <sup>207</sup>*Pb*/<sup>206</sup>*Pb* en zircón para Sierra del Cuervo; edad U-Pb en zircón reportada por Iriondo y McDollew (2012) para Cerro Carrizalillo.



Figura 26. Gráfico de  $\varepsilon$ Nd vs. Tiempo que muestra la evolución de Nd de las rocas máficas (anfibolitas y granulitas) y félsicas (ortogneises y granitoides) de la Sierra del Cuervo. Las líneas de tendencia de las muestras se dividen en dos grupos que corresponden con las rocas máficas (excepto por un ortogneis (NA20-10) en color rojo dentro de este grupo) y las rocas félsicas (excepto por una granulita (NA20-11) en color verde dentro de este grupo). Línea de evolución del manto empobrecido (DM) de Liew y Hofmann (1988). Los detalles de las muestras se pueden consultar en la Tabla 4.

En la Figura 27 se observa un diagrama de isócrona Sm-Nd para las muestras de roca total de la Sierra del Cuervo. En general todas las muestras caen sobre un arreglo lineal cuya pendiente corresponde a una edad de  $1521 \pm 31.4$  Ma con una relación inicial  ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd=0.510951 \pm 0.000032$  o un  $\epsilon Nd_i = +5.49 \pm 0.62$  (errores reportados a

nivel 2 $\sigma$  abs). Este valor representa la relación isotópica que tenía el reservorio a partir del cual se separaron todas las muestras hace 1521 Ma. Solo la muestra NA20-14 (Ortogneis granítico) grafica lejos del ajuste, por lo que se excluyó del cálculo de la edad. Se puede observar que las rocas de composición máfica tienen valores de <sup>147</sup>*Sm*/<sup>144</sup>*Nd* y <sup>143</sup>*Nd*/<sup>144</sup>*Nd* mayores que las rocas de composición félsica (Figura 27). A pesar de que las concentraciones de Sm y Nd incrementan con el aumento de SiO<sub>2</sub>, debido a que el Nd es ligeramente más litófilo que el Sm, las relaciones Sm/Nd de las rocas plutónicas félsicas son más bajas que las de las rocas máficas (Faure y Mensing, 2005).



**Figura 27.** Diagrama de isócrona para las muestras de roca total de la Sierra del Cuervo calculado con el programa IsoplotR (Vermeesch, 2018). Se consideraron los errores de reproducibilidad externa. La muestra NA20-14 se excluyó del ajuste para obtener un mejor resultado. La edad representa el tiempo en el que las muestras estuvieron en equilibrio isotópico.

#### 5.1.2. Granate

Se analizaron un total de nueve alícuotas de granate de dos granulitas máficas de la Sierra del Cuervo. Los resultados analíticos y el tratamiento de lixiviado para cada alícuota se muestra en la Tabla 5. Con los datos obtenidos de los granates y los resultados de roca total de cada muestra se calculó una isócrona cuya pendiente corresponde a la edad de metamorfismo (Figura 28) utilizando el modelo *Maximum likelihood regression* (regresión con máxima certidumbre).

No.	Alíouata	Liviviada	Tamaño	Sm	Nd	147 cm/144 Mar	$2 \sigma(m_2) \theta($	143Nd/144Nd	$2 \sigma(m) \theta$
Muestra	AllCuota	LIXIVIADO	[µ <b>m</b> ]	[ppm]	[ppm]	5/// ±++Na	20(11)%		20(11)%
	NA20-11a	HNO <sub>3</sub> +HF	>147	4.70	2.58	1.10222	0.0083	0.519038	0.0034
	NA20-11b	HNO <sub>3</sub>	<147	4.97	3.06	0.98346	0.0122	0.518209	0.0034
NA20-11	NA20-11c	HF	<147	5.11	2.73	1.13507	0.0150	0.519250	0.0021
	NA20-11d	Sin lixiviar	<147	4.85	3.15	0.93016	0.0150	0.517843	0.0029
	Roca total	-	-	1.28	21.0	0.16240	0.0078	0.512573	0.0008
NA20-30	NA20-30a	HNO <sub>3</sub> +HF	>147	3.22	1.76	1.10769	0.0150	0.519090	0.0021
	NA20-30b	HF	>147	3.20	1.67	1.15980	0.0065	0.519465	0.0021
	NA20-30c	HNO <sub>3</sub> +HF	<147	2.97	1.51	1.19279	0.0093	0.519672	0.0021
	NA20-30d	Sin lixiviar	<147	2.96	2.01	0.89415	0.0035	0.517588	0.0035
	NA20-30e	HNO <sub>3</sub>	<147	3.28	2.07	0.95915	0.0103	0.518058	0.0022
	Roca total	-	-	6.14	20.4	0.18170	0.0186	0.512763	0.0006

**Tabla 5.** Datos analíticos de Sm y Nd y tipos de lixiviado para las alícuotas de granate de la Sierra del Cuervo.



**Figura 28.** Diagramas de isócrona para granate calculados con IsoplotR (Vermeesch, 2018). Se consideraron los errores de reproducibilidad externa para el ajuste. **a)** Muestra NA20-11. Se incluyen todas las alícuotas de la Tabla 5. **b)** Muestra NA20-30. Se excluye la alícuota sin lixiviar (para mejorar el ajuste) de la Tabla 5.

Para la muestra NA20-11 el ajuste resultó en una edad de 1049.3 ± 2.3 Ma usando todas las alícuotas y el resultado de roca total, con una relación inicial <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd=0.511457 ± 0.0000176 o un  $\varepsilon$ Nd<sub>i</sub>=+3.46 ± 0.34, y con un MSWD=0.6 (Figura 28a, errores reportados a nivel 2 $\sigma$  abs). El proceso de lixiviado en esta muestra resultó efectivo para disolver las inclusiones de apatito, clorita y actinolita (vistas en microscopio óptico) dentro del granate. Para la muestra NA20-30 el ajuste resultó en una edad de 1044.6 ± 2.8 Ma excluyendo la alícuota sin lixiviar, con una relación inicial  ${}^{143}Nd/{}^{144}Nd=0.511517 \pm 0.0000178$  o un  $\varepsilon$ Nd<sub>i</sub>=+4.51 ± 0.35, y un MSWD=3.4 (Figura 28b, errores reportados a nivel  $2\sigma$  abs). Las inclusiones en los granates de esta muestra eran principalmente de clorita, actinolita, hornblenda y óxidos (vistas en microscopio óptico). La clorita y actinolita son minerales secundarios que aparecen como consecuencia del metamorfismo retrógrado, por ello la alícuota NA20-30d (sin lixiviar) cae por debajo de la isócrona (Figura 28).

#### 5.2. Geocronología U-Pb en zircón

Una de las mayores ventajas de trabajar con zircones es su capacidad de sobrevivir a procesos magmáticos, metamórficos y erosivos que destruyen la mayoría de los minerales comunes formadores de roca. Los eventos geológicos que producen zircones tienden a preservarse en la estructura de cristales preexistentes. Gracias a esta característica es común encontrar zircones con diferentes secciones, cada una de ellas representando un evento particular de formación del zircón (Corfu *et al.*, 2003).

En este trabajo se analizaron zircones de un ortogneis (NA20-14) y dos muestras del complejo metagranitoide (NA20-16 y NA20-20). A continuación se presentan los resultados y las edades de cristalización para las muestras analizadas y la edad de los bordes metamórficos en la muestra NA20-14. El error en todos los análisis está reportado a nivel  $2\sigma$  (abs). Los detalles de los resultados analíticos para cada muestra se pueden consultar en la Tabla 7 en el Anexo II.



**Figura 29.** Muestra NA20-14. **a)** Imagen representativa de catodoluminiscencia de granos de zircón. Los círculos blancos representan los sitios de análisis U-Pb. Se indican las edades aparentes en el sistema  $\frac{206Pb}{207Pb}$  reportadas en Ma, las edades en color amarillo son edades de cristalización en núcleos magmáticos y las edades en color blanco representan bordes de crecimiento durante el metamorfismo. Los números en paréntesis corresponden al número de análisis en la Tabla 7 en el Anexo II. **b)** Diagrama de concordia de Wetherill. Se observan dos grupos principales de edades que se relacionan con los núcleos magmáticos en el intercepto superior y con los bordes metamórficos en el intercepto inferior.

Los zircones de la muestra NA20-14 tienen formas prismáticas principalmente, con tamaños que van de 100 a 150  $\mu$ m. Se distinguen núcleos magmáticos con zonamiento oscilatorio y bordes metamórficos de color oscuro por enriquecimiento de U, típico de crecimiento metamórfico en presencia de una fase fluida acuosa (Figura 29a). En el diagrama de discordia de Wetherill (Figura 29b) se observa una edad de intercepto superior con la concordia en 1403.0 ± 45.2 Ma (edad de cristalización) y una edad de intercepto inferior de 1042.6 ± 49.2 Ma (edad de metamorfismo) con un MSWD=0.21 (n=22). Para el cálculo de dichas edades se excluyeron los puntos de análisis 13 y 22 (elipses grises en Figura 29, Tabla 7 en el Anexo II) debido a que resultaban en edades discordantes, indicando pérdida de Pb. Se puede observar que los núcleos magmáticos tienen valores de Th/U entre 0.3 y 0.6, mientras que los bordes metamórficos tienen valores de Th/U más bajos, entre 0.03 y 0.1 (con excepción de algunos bordes con valores de 0.4 y 0.6, Figura 42, Anexo II). La relación Th/U es una herramienta comúnmente utilizada para distinguir entre la formación de zircones magmáticos, metamórficos e hidrotermales (Harley *et al.*, 2007), y relaciones de Th/U menores a 0.1 han sido relacionadas como características de zircones magmáticos es de 1394.9 ± 12.6 Ma con un MSWD=0.95 (n=14) y para los zircones metamórficos es de 1062.2 ± 16.2 Ma con un MSWD=0.55 (n=8) (Figura 29b).

Los zircones de la muestra NA20-16 tienen formas prismáticas con tamaños que van de 100 a 200  $\mu$ m (Figura 30a). A diferencia de la muestra anterior solo presentan texturas de zonamiento oscilatorio por crecimiento magmático producidas por la variación composicional de Zr y Si, y principalmente de tierras raras (REE por sus siglas en inglés), U y Th (Corfu *et al.*, 2003). En el diagrama de discordia de Wetherill (Figura 30b) se calculó el intercepto superior de 1333.2 ± 9.3 Ma, lo que se interpreta como edad de cristalización con un MSWD=0.16 (n=37). El intercepto inferior (6.5 ± 524 Ma) refleja pérdida de Pb reciente. Los valores de la relación Th/U varían entre 0.2 y 0.7. Para el cálculo de edades se excluyeron los puntos de análisis 1, 2, 3 y 41 (Tabla 7 en el Anexo II) debido a que resultaban en edades discordantes.

Los zircones de la muestra NA20-20 tienen formas prismáticas redondeadas, con tamaños que van de 100 a 150  $\mu$ m (Figura 31a) y presentan texturas de zonamiento oscilatorio por crecimiento magmático similar a la muestra NA20-16. En el diagrama de discordia de Wetherill (Figura 31b) se observa el intercepto superior de 1342.9 ± 11.6 Ma, que corresponde a la edad de cristalización con un MSWD=0.36 (n=22), mientras que el intercepto inferior (153 ± 193 Ma) refleja pérdida de Pb mesozoica a reciente. Los valores de la relación Th/U varían entre 0.3 y 1.0, con excepción de un



punto de análisis que resulta en 0.07 (Punto 21, Anexo II).

**Figura 30.** Muestra NA20-16. **a)** Imagen representativa de catodoluminiscencia de granos de zircón. Los círculos blancos representan los sitios de análisis U-Pb. Se indican las edades aparentes en el sistema  $\frac{206 Pb}{207 Pb}$  reportadas en Ma. Los números en paréntesis corresponden al número de análisis en la Tabla 7 en el Anexo II. **b)** Diagrama de concordia de Wetherill. La edad del intercepto superior se relaciona con la edad de cristalización de la roca hace 1333 Ma.



**Figura 31.** Muestra NA20-20. **a)** Imagen representativa de catodoluminiscencia de granos de zircón. Los círculos blancos representan los sitios de análisis U-Pb. Se indican las edades aparentes en el sistema  $\frac{206P_b}{207P_b}$  reportadas en Ma. Los números en paréntesis corresponden al número de análisis en la Tabla 7 en el Anexo II. **b)** Diagrama de concordia de Wetherill. La edad del intercepto superior se relaciona con la edad de cristalización de la roca hace 1343 Ma.
## Capítulo 6. Geoquímica

En este capítulo se presentan los datos geoquímicos de elementos mayores (%) y trazas (ppm) reportados por Blount (1993) para cinco metagabros y metadioritas, seis granitoides y nueve metadiabasas de la Sierra del Cuervo. Es importante destacar que las metadiabasas descritas por Blount (1993) podrían correlacionarse con los diques de composición basáltica con la edad de corte establecida en el Pérmico temprano que intrusionan a toda la secuencia precámbrica y a la Formación Plomosas, por lo que deben ser tratados con precaución. Los resultados geoquímicos y la ubicación de las muestras se puede consultar en la Tabla 8 y Figura 45 en el Anexo III.

### 6.1. Elementos Mayores

Los elementos mayores fueron recalculados al 100% en peso sobre una base anhidra (SUM-LOI) con el objetivo de presentarlos en los diagramas convencionales, tales como AFM, TAS y Harkers. En la Figura 32a se observa el diagrama de clasificación AFM (A= álcalis: Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O; F= FeOt (FeO+0.8998 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); M= MgO) donde los granitoides y los metagabros pertenecen a la serie calco-alcalina y las metadiabasas tienen afinidad con la serie Toleítica. En el diagrama TAS (*Total Alkali Silica*) con los campos definidos por Middlemost (1994) (Figura 32b) se observa que los granitoides grafican principalmente dentro del campo de granitos y una muestra se ubica en el campo de cuarzomonzonitas en la serie subalcalina. Los metagabros y metadiorita están dentro de la monzodiorita y monazita y tres muestras grafican en el campo alcalino, mientras que las metadiabasas se distribuyen entre los campos de la diorita gabróica, diorita, monzodiorita y monazita dentro de la serie subalcalina.

Los diagramas de clasificación tipo Harker (Figura 33) muestran una relación entre los metagabros y metadioritas y los granitoides. En el caso del TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO y FeOt existe una correlación lineal con tendencia negativa conforme aumenta la concentración de SiO<sub>2</sub>, siendo los metagabros y metadioritas los más enriquecidos en éstos óxidos y con menor cantidad de SiO<sub>2</sub>. Por otro lado, los granitoides presentan empobrecimiento de elementos mayores diferentes al SiO<sub>2</sub>. Para el caso de Na<sub>2</sub>O, los metagabros y metadioritas no muestran una tendencia de distribución evidente, mientras que los granitoides disminuyen su cantidad de Na<sub>2</sub>O con el incremento de SiO<sub>2</sub>. El K<sub>2</sub>O muestra tendencias lineales planas para metagabros/metadioritas y para los granitoides (excepto dos muestras de los últimos que presentan concentraciones de hasta 4.0%). En la gráfica correspondiente al P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, los metagabros y metadioritas tienen una tendencia lineal negativa con el incremento de SiO<sub>2</sub> mientras que los granitoides muestran una tendencia plana. Las metadiabasas tienen bajo contenido en SiO<sub>2</sub> (<50%) y en general no muestran variación en relación a los demás elementos mayores, salvo para TiO<sub>2</sub>, CaO y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> donde la concentración de los mismos presentan una tendencia semi-vertical.



**Figura 32.** Diagramas AFM y TAS de 20 muestras de la Sierra del Cuervo reportadas por Blount (1993). **a)** Diagrama AFM con línea de división entre serie calco-alcalina y toleítica propuesta por Irvine y Baragar (1971). **b)** Diagrama TAS de Middlemost (1994) con línea de división entre serie alcalina y subalcalina de Irvine y Baragar (1971).1=Foidolita, 2=Gabro Peridotítico, 3= Gabro foidítico, 4=Monzogabro foidítico, 5=Monzosienita foidítica, 6=Sienita Foidítica, 7=Gabro, 8=Monzogabro, 9=Monzodiorita, 10=Monzonita, 11=Sienita, 12=Diorita Gabróica, 13=Diorita, 14=Granodiorita, 15=Cuarzomonzonita, 16=Granito, 17=Cuarzolita.



**Figura 33.** Diagramas de variación tipo Harker para elementos mayoritarios vs. SiO<sub>2</sub> (% en peso). Para los metagabros y metadioritas se observa tendencia negativa para TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y menos notoria para MgO, CaO y FeOt; mientra que el K<sub>2</sub>O y Na<sub>2</sub>O no muestran variación con respecto al SiO<sub>2</sub>. Para los granitoides se observa tendencia negativa en Al<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, CaO y menos notoria en MgO; tendencia positiva en K<sub>2</sub>O y no se observa variación en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y FeOt. Las metadiabasas tienen bajo contenido en SiO<sub>2</sub> y no presentan variación.

En general, las tendencias que se muestran en las variaciones composicionales en los diagramas tipo Harker evidencian a la cristalización fraccionada como el principal proceso petrogenético en los granitoides, metagabros y metadioritas. Por su parte, en las metadiabasas, no se registraron procesos de fraccionamiento en los elementos mayores.



**Figura 34.** Diagramas de clasificación para granitoides de Frost y Frost (2008). **a)** FeO/(FeO+MgO) (índice de Fe) vs. SiO<sub>2</sub>. **b)** Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO (indice alcalino-calcáreo modificado, MALI) vs. SiO<sub>2</sub>. **c)** ïndice de saturación de aluminio (ASI=AI/(Ca - 1.67P + Na + K) molecular) vs. SiO<sub>2</sub>. **d)** índice alcalino (AI: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) vs. índice de saturación de sílice de feldespatoides (FSSI: (Q-(Lc+2(Ne+Kp)))/100).

La Figura 34 presenta cuatro diagramas de clasificación para rocas graníticas de Frost y Frost (2008). Los metagabros y metadioritas junto con los granitoides grafican dentro del campo magnesiano, excepto una muestra de los granitoides. Sin embargo, todas estas muestras presentan una tendencia de afinidad con granitos tipo-l dentro de la Figura 34a. En el diagrama MALI vs. SiO<sub>2</sub> (Figura 34b) se observa que los metagabros y metadioritas pertenecen a el campo alcali-cálcico mientras que la mayoría de los granitoides caen en el campo calco-alcalino. El incremento continuo del modified alkali lime index (MALI) con el incremento de SiO<sub>2</sub> (Figura 34b) podría estar relacionado con cristalización fraccionada. El índice de saturación de aluminio discrimina las rocas peralcalinas de las metaluminosas/peraluminosas. Tanto los granitoides como los metagabros y metadioritas se distribuyen en ambos campos, teniendo éstos últimos mayor afinidad al campo metaluminoso (Figura 34c). En la Figura 34d los metagabros y metadioritas tienen un valor de FSSI≈0 y se distribuyen entre los campos de subsaturación y saturación de sílice. Los metagranitoides caen dentro del campo meta/peraluminoso con saturación de sílice. Esta distribución podría tener significado a una ligera asimilación de corteza continental superior o rocas metasedimentarias como roca encajonante.

De acuerdo con la clasificación de Frost y Frost (2008) las rocas de la Sierra del Cuervo tienen afinidad magnesiana y típicamente se forman en arcos y ambientes postcolisionales, o a partir de fuentes juveniles de arcos magmáticos. En general, esta afinidad magnesiana se debe a que presentan diferenciación bajo condiciones oxidantes y saturadas en volátiles.

En el diagrama ternario de fuentes de Laurent *et al.* (2014) (Figura 35) los metagabros y metadioritas se grafican en el límite entre rocas máficas pobres en K y rocas máficas ricas en K con una ligera tendencia a éstas últimas. Los granitoides se distribuyen entre los campos de tonalitas y rocas máficas pobres en K. Estas fuentes son comunes en arcos donde se involucra una interacción de un manto metasomatizado y corteza inferior en un ambiente de arco. Además, con base en este diagrama se ratifica la afinidad de las metadioritas con granitos tipo-I.



**Figura 35.** Diagrama ternario de fuentes: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/FeOt+MgO; 3CaO; 5K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O. Los campos representan la composición de magmas derivados de un rango de fuentes potenciales (tonalitas, metasedimentos y rocas máficas ricas y pobres en K) (Laurent *et al.*, 2014).

En la Figura 36 se muestra un diagrama de discriminación tectonomagmática donde se pueden identificar diferentes ambientes geológicos conocidos y que representa un espectro de actividad magmática durante y después de un ciclo orogénico (Batchelor y Bowden, 1985). Los metagabros y metadioritas junto con las metadiabasas caen en el campo de levantamiento post-colisión, mientras que la mayoría de los granitoides están dentro del campo sin-colisional, que representa el lapso de tiempo en el marco de un evento de colisión de placas (entre levantamiento post-colisión y orógeno tardío). La tendencia de evolución indica un ambiente orogénico y sugiere que las rocas se generaron a partir de la evolución de un magma dentro de la serie calco-alcalina (Batchelor y Bowden, 1985).

#### 6.2. Elementos Traza

En el diagrama de Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés) normalizado a condrita (Figura 37a) la mayoría de los granitoides presentan anomalías positivas en Eu (Eu/Eu\* entre 1.52 y 2.45), con excepción de una muestra (6152 *Granite* con Eu/Eu\*=0.06, Tabla 8). Las anomalías positivas en Eu podrían relacionarse con una ligera acumulación de plagioclasa.



**Figura 36.** Diagrama de clasificación para las principales asociaciones granitoides de Batchelor y Bowden (1985) (y referencias ahí descritas). Equivalentes petrológicos: Manto fraccionado= Toleítico; Colisión pre-placa= Calco-alcalino y trondjhemítico; Levantamiento post-colisión= Calco-alcalino rico en K; Orogénico tardío= Monzonítico sub-alcalino; Anorogénico= Alcalino y Peralcalino; Syn-colisión= Leucogranitos anatécticos de dos micas.

La muestra que presenta la anomalía negativa de Eu sugiere un ligero fraccionamiento, a partir de una fuente con mayor diferenciación. En su mayoría los granitoides no presentan fraccionamiento evidente de las REE ligeras en relación con las REE pesadas ( $La_N/Yb_N$  entre 0.05 y 2.39), excepto por dos muestras con  $La_N/Yb_N=5.05$  y 5.97 (6223 *Granite* y 6152 *Granite*, respectivamente). Los metagabros y metadioritas presentan fraccionamiento con enriquecimiento en REE ligeras ( $La_N/Yb_N$  entre 5.89 y 9.9), mientras que las metadiabasas presentan un ligero enriquecimiento en REE ligeras ( $La_N/Yb_N$  entre 2.09 y 2.93).

El diagrama multielemental (spider) normalizado al manto primitivo (Figura 37b) presenta un patrón en zig-zag marcado en los granitoides que está interrumpido por la ausencia de datos geoquímicos principalmente en elementos ligeros en el diagrama. Los metagabros y metadioritas tienen el patrón en zig-zag atenuado mientras que las metadiabasas presentan patrón semiplano, ambos con anomalía positiva en K y anomalía negativa en Nb, relacionadas con firmas de arco. Todo el conjunto de rocas presenta un enriquecimiento en elementos ligeros, donde los granitoides tienen anomalías negativas en Ti y anomalías positivas de K y Zr.



**Figura 37.** Diagramas multielementales para rocas de la Sierra del Cuervo. **a)** Diagrama de Tierras Raras normalizado a condrita (Boynton, 1984). **b)** Diagrama de elementos traza normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

La Figura 38 muestra el diagrama de clasificación de Pearce (2008) que distingue entre firmas afines a basaltos oceánicos y los subdivide entre basaltos de dorsales de crestas oceánicas (N-MORB y E-MORB) y basaltos de islas oceánicas (OIB). Las metadiabasas, metagabros y metadioritas de la Sierra del Cuervo grafican dentro del campo de los E-MORB, que derivan de basaltos de fuente heterogénea y enriquecida en elementos traza incompatibles en relación a los N-MORB (Best, 2003); los cuales son de carácter toleítico. Esta afinidad de las rocas menos evolucionadas de la Sierra del Cuervo podría indicar un origen post-orogénico, a partir de una fuente mantélica enriquecida, probablemente con un magma ascendente a través de fallas corticales, sin una evidente asimilación cortical.



**Figura 38.** Diagrama de clasificación de Pearce (2008) Ti/Yb vs. Nb/Yb. OIB= basaltos de islas oceánicas (*Oceanic Island Basalts*). Th= toleítica. Alk= alcalina. MORB= basaltos de dorsal mid-océanicas (*Mid Ocean Ridge Basalts*).

#### 7.1. Edad de magmatismo granítico en la Sierra del Cuervo

La edad promedio ponderada  ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$  para los núcleos magmáticos de los zircones de un ortogneis granítico resultó en 1395 ± 13 Ma (Figura 29), lo que se interpretó como la edad de cristalización de la roca, siendo ≈120 Ma más antigua que la edad reportada por Blount (1993). Adicionalmente, se obtuvieron edades de intercepto superior en el diagrama de discordia (Figura 30, 31) de 1343 ± 12 Ma y 1333 ± 9 Ma para una metagranodiorita y una metatonalita, respectivamente, ambas indicando la edad de cristalización magmática.

La edad de cristalización de las rocas graníticas de la Sierra del Cuervo es muy similar a las edades reportadas para diferentes localidades dentro del cinturón orogénico Grenvilliano que varían entre 1.4 y 1.2 Ga, tal como Adirondacks (McLelland et al., 1990; Dickin et al., 2010), Llano Uplift (Reese, 1995; Roback, 1996a,b; Walker, 1992) y South Granite-Rhyolite (SGR) (Rohs y Van Schmus, 2007) (Figura 39). Rohs y Van Schmus (2007) reportaron edades en rocas félsicas de 1470 ± 30 Ma en St. Francois Mountains, dentro de la provincia South Granite-Rhyiolite (SGR), y edades de 1370 ± 30 Ma en Arbuckle Mountains al sur de Oklahoma. Dentro del SGR identificaron pulsos magmáticos hace 1400, 1370 y 1340 Ma, todos con edades modelo  $T_{DM}$  (Liew y Hofmann, 1988) entre 1.7 y 1.5 Ga, sugiriendo una fuente común para todas las rocas. Rohs y Van Schmus (2007) propusieron que las rocas de St. Francois Mountains y Arbuckle Mountains (Figura 39) se formaron por acreción de arcos magmáticos juveniles a lo largo del margen continental de Laurentia hace entre 1500 a 1480 Ma. Adicionalmente, Augland et al. (2015) propusieron que las rocas magmáticas de 1460 a 1350 Ma en el Cinturón Orogénico Grenvilliano al sur-este de Canadá se relacionan con magmatismo de arco continental.

La Figura 40 muestra una comparación entre las edades modelo  $T_{DM}$  calculadas con el modelo de Liew y Hofmann (1988) para rocas graníticas de diferentes localidades de la Provincia Grenvilliana (incluyendo las edades obtenidas en este trabajo), con edades de cristalización de entre 1500 Ma y 1350 Ma. Las edades  $T_{DM}$  resultaron muy similares, variando entre 1.7 y 1.4 Ga para todas las localidades sugiriendo una fuente común. Fisher *et al.* (2010) sugieren que la similitud entre las edades de cristalización



**Figura 39.** Mapa distribución de provincias con rocas ígneas del Proterozoico del este de Norte América con edades generalizadas U-Pb. Modificado de Van Schmus *et al.* (1996); Sinha *et al.* (1996); Thomas *et al.* (2006); Van Schmus *et al.* (2007); Fisher *et al.* (2010). AD-Adirondacks; AR-Arbuckle Mountains; SFM-St. Francois Mountains; LU-Llano Uplift; SDC-Sierra del Cuervo; CC-Cerro Carrizalillo.

y las edades modelo indica que las rocas provienen de una fuente del manto empobrecido.

Blount (1993) resumió la historia tectónica del margen Grenville en Texas y Chihuahua en tres eventos principales: una fase de creación de arcos (1.4 - 1.3 Ga), actividad en la cuenca tras-arco y su colapso durante la acreción continental en la orogenia Grenville entre 1.25 y 1.2 Ga, y magmatismo intraplaca postectónico entre 1.2 y 1.1 Ga.

La edad de isócrona Sm-Nd en muestras de roca total de la Sierra del Cuervo (Figura 27) refleja la formación de corteza juvenil a partir del manto empobrecido hace 1521  $\pm$  31 Ma a lo largo del margen continental de Laurentia, seguida por la generación de rocas graníticas en un margen continental activo de al menos 1395  $\pm$  13 Ma a 1333  $\pm$  9 Ma (Figura 41a,b), consistente con la tendencia a granitos tipo-I con afinidad a la serie calco-alcalina que se observa en los diagramas de clasificación de Frost y Frost (2008) (Figura 34, 35) y con la creación de arco propuesta por Blount (1993). Este margen activo podría estar relacionado a una zona de subducción al este de Laurentia, contemporánea con la desintegración del supercontinente Columbia (Nuna) que

comenzó entre 1.6 y 1.5 Ga (Zhang *et al.*, 2012).

#### 7.2. Edad de metamorfismo en la Sierra del Cuervo

El evento metamórfico que afectó los ortogneises y granulitas máficas de la Sierra del Cuervo en facies de anfibolita superior y granulita está registrado en los zircones de los ortogneises, con edad de  $1062 \pm 16$  Ma (Figura 29). Dicho evento se define con mejor precisión en isócronas de granate-roca total (Sm-Nd) para las granulitas máficas: en  $1049.3 \pm 2.3$  Ma (n=5, Figura 28a) y y  $1044.6 \pm 2.8$  Ma (n=5, Figura 28b). La temperatura de cierre para el sistema Sm-Nd en granate varía de 650-850°C, dependiendo de su composición química, su tamaño y forma, y la velocidad de enfriamiento (Hensen y Zhou, 1995; Scherer *et al.*, 2000; Dutch y Hand, 2010), mientras que para el sistema U-Pb en zircón metamórfico por lo general corresponde a la edad de la cristalización metamórfica. Es por esto que se considerará la edad de metamorfismo en facies de granulita de  $1062 \pm 16$  Ma. Las edades Sm-Nd de granate en cambio, reflejan el inicio de relajamiento y enfriamiento.

La Provincia Grenvilliana se ha subdividido en dos fases orogénicas: la fase Ottawan con edades entre 1090 y 1020 Ma, que afectó a las rocas de traspaís o alóctonas (formadas en arcos juveniles), y la fase Rigolet con edades entre 1005 y 980 Ma, que afectó a las rocas de antepaís o parautóctonas (Augland *et al.*, 2015; Rivers, 1997; Rivers *et al.*, 2002, 2012). La fase Ottawan generalmente coincide con el inicio del pico orogénico, y se han encontrado rocas de mediana a baja presión caracterizadas por tener metamorfismo en facies de granulita y anfibolita. Rivers (2008) relaciona el metamorfismo en facies de granulita y cologita con la etapa de colisión continente-continente, caracterizada por el desarrollo y flujo de corteza dúctil caliente por debajo de una placa orogénica (Augland *et al.*, 2015; Rivers *et al.*, 2012), y la facies de anfibolita con la extensión posterior.

Augland *et al.* (2015) dataron zircones con bordes metamórficos en rocas de composición félsica a intermedia dentro del área de Lac Okaopéo al sureste de Canadá, con edades U-Pb de ≈1030 Ma que relacionaron con pérdida de Pb por metamorfismo



**Figura 40.** Histograma que muestra comparación de edades modelo Sm-Nd calculadas con el modelo Liew y Hofmann (1988) para diferentes localidades de la Provincia Grenvilliana y los resultados de este trabajo.

de alto grado durante la colisión continente-continente en la orogenia Grenvilliana. Por otro lado, Rivers (2008) recopiló datos dentro de la Provincia Grenville en Canadá, y encontró que los zircones registraban un evento metamórfico con edades de 1085 a 1050 Ma, lo que sugirió como la firma del metamorfismo en facies de granulita. La edad de metamorfismo en los ortogneises y granulitas máficas de la Sierra del Cuervo coincide con las edades mencionadas anteriormente para el metamorfismo en facies de anfibolita-granulita en rocas metaígneas formadas a lo largo del margen continental de Laurentia. Dichas edades difieren hasta 100 Ma de la edad reportada por diferentes autores (Ibanez-Mejia *et al.*, 2011; Solari *et al.*, 2004; Weber *et al.*, 2010) como la típica de metamorfismo en facies de granulita en la provincia Oaxaquia-Putumayo (990 Ma).

#### 7.3. Relación con Megacizalla Mojave-Sonora

Existen tres hipótesis principales sobre la Megacizalla Mojave-Sonora (MSM por sus siglas en inglés) (Amato *et al.*, 2009): (1) la MSM es una falla transcurrente con  $\approx$ 800 km de desplazamiento sinistral durante el Jurásico Tardío, hipótesis original resumida por Anderson y Silver (2005), (2) el desplazamiento tomó lugar durante el Paleozoico Tardío - Mesozoico Temprano a través de la falla transformante California-Coahuila propuesta por Dickinson y Lawton (2001), truncando el margen continental paleozoico y sus tendencias estructurales, que se activó con un menor movimiento lateral izquierdo durante el Jurásico Tardío, y (3) no existe tal falla, y en su lugar las rocas del basamento y los estratos del Neoproterozoico registran el límite sur-occidental de Laurentia establecido por el ensamble y la posterior ruptura continental de Rodinia (p.ej. Poole *et al.* (2005). Amato *et al.* (2009) se basan en resultados geocronológicos y geoquímica isotópica al norte de la MSM para apoyar la hipótesis de deslizamiento pre-Jurásico (Dickinson y Lawton, 2001), o bien, que los lineamientos del basamento representan el ensamblaje Proterozoico de Laurentia más que la yuxtaposición jurásica.

El truncamiento aparente del cinturón mesoproterozoico de Laurentia en Chihuahua (comúnmente considerado como la porción más austral de la provincia Grenville en Laurentia) (p.ej. Karlstrom *et* al., 1999) ha sido materia de controversia. Algunos autores (Karlstrom *et al.*, 2001) relacionan el basamento mesoproterozoico de Chihuahua

con el bloque Oaxaquia, separado por la MSM (Ortega-Gutiérrez et al., 2018), sin embargo las edades de metamorfismo en zircón de un ortogneis, y en granate de dos granulitas máficas, difieren claramente de las edades de metamorfismo reportadas en el microcontinente de Oaxaquia, por lo que se descarta esta relación. Ortega-Gutiérrez et al. (2018) sugirieron que las rocas precámbricas de la Sierra del Cuervo conforman una extensión de la provincia Southern Granite-Rhyolite en el centro de Estados Unidos, más que la continuación de la Provincia Grenville, como se creía. De hecho, el frente del Llano en Texas, que separa la orogenia Grenvilliana y la provincia Southern Granite-Rhyolite, intersectaría a 90° la trayectoria proyectada del lineamiento de Texas, o la hipotética MSM más al sur; por lo tanto existe la posibilidad de que la provincia Southern Granite-Rhyolite y el frente de la orogenia Grenville se desplazaron a escala cortical hasta Chihuahua en algún momento durante o antes del Jurásico (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Por otro lado Bickford et al. (2000) mencionan que las rocas expuestas en el Carrizo Mountain, relacionadas por Blount (1993) con aquellas en la Sierra del Cuervo y el Cerro Carrizalillo, podrían ser una exposición de la provincia SGR de Van Schmus et al. (1996, 2007), y que el contraste entre terrenos Grenvillianos de alto grado metamórfico al este de Norte America y la región del Llano Uplift, con las rocas de edad Grenvilliana sin deformación del oeste de Texas, junto con la ocurrencia de rocas relacionadas a rift sugieren un sistema de fallas transcurrentes en la porción austral de Laurentia hace al menos 1120 Ma.

#### 7.4. Modelo de evolución cortical

El metamorfismo en facies de granulita en la Sierra del Cuervo se presenta de manera local en el basamento precámbrico. Blount (1993) mencionó que algunos contactos entre metagranitos y metagabros (descritos en este trabajo como granulitas máficas) tienen origen tectónico y no dan información sobre las edades relativas de dichas rocas, además de que la mayoría de los contactos entre estas unidades están pobremente expuestos.

La diferencia entre el grado metamórfico alcanzado por las diferentes unidades precámbricas en la Sierra del Cuervo se puede explicar mediante un modelo de evolución cortical (Figura 41) en el que las granulitas máficas, los ortogneises y el complejo metagranitoide se formaron a lo largo del margen continental de Laurentia dentro de un arco magmático juvenil cuyo inicio tuvo lugar hace 1521 Ma, y estuvo activo al menos entre ≈1400 y 1330 Ma (Figura 41a,b). Las anfibolitas debieron haberse formado en un periodo entre 1330 Ma y 1080 Ma, sin embargo a la fecha no se han obtenido edades de cristalización para esta unidad.



**Figura 41.** Modelo simplificado de evolución cortical para las rocas precámbricas de la Sierra del Cuervo. Lau= Laurentia; Am= Amazonia, MG= Metamorfismo granulítico; OS= Orógeno Sunsás; OG= Orógeno Grenvilliano; MA= Metamorfismo anfibolítico. Modificado de Rivers (2008) y Dickin *et al.* (2010).

El metamorfismo en facies de anfibolita superior y granulita hace 1060 Ma pue-

de estar relacionado con la colisión continente-continente del cratón de Laurentia, ya sea con el cratón de Amazonia o con el cratón de Kalahari durante la orogenia Grenvilliana en la fase Ottawan (Hoffman, 1991; Dalziel et al., 2000; Loewy et al., 2003; Tohver et al., 2004; Jacobs et al., 2008; Augland et al., 2015). Ambos cratones contienen cinturones orogénicos de ≈1 Ga: el orógeno Sunsás en Amazonia y los orógenos Namagua-Natal en Kalahari. El orógeno Sunsás contiene rocas magmáticas de entre 1.3 o 1.0 Ga (Ruiz et al., 1999; Tohver et al., 2004), y basado en datos paleomagnéticos y estructurales Tohver et al. (2002, 2004, 2005, 2006) y D'Agrella-Filho et al. (2008) sugirieron que fue el cratón de Amazonia el que colisionó con el segmento del Llano en Laurentia, seguido de un desplazamiento sinistral de Amazonia a lo largo del margen de Laurentia (Fisher et al., 2010). De acuerdo con este modelo, durante la colisión de Laurentia con Amazonia, las granulitas máficas y los ortogneises se encontraban en un nivel cortical profundo, lo que permitió que se deshidrataran y alcanzaran metamorfismo en facies de anfibolita superior y granulita, mientras que el complejo metagranitoide y los diques anfibolíticos se encontraban en un nivel cortical más somero y no registraron dicho evento (Figura 41c). De acuerdo con Rivers (2008), durante un periodo de extensión por colapso orogénico, el fallamiento por extensión pudo dar lugar a la intrusión de digues graníticos y metamorfismo en facies de anfibolita en los digues máficos (anfibolitas) y el complejo metagranitoide. La intrusión de digues graníticos pudo favorecer procesos de hidratación en las granulitas y ortogneises ocasionando metamorfismo retrógrado en facies de anfibolita (Figura 41d).

- Se divide al basamento precámbrico de la Sierra del Cuervo en cinco grupos litológicos principales: (1) Granulitas máficas sin foliación, con metamorfismo en facies de granulita y metamorfismo retrógrado en facies de anfibolita y esquisto verde;
  (2) Ortogneises félsicos con deformación dúctil, bandeamiento y metamorfismo en facies de anfibolita superior y metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde;
  (3) Complejo metagranitoide, que puede o no presentar foliación y tiene metamorfismo en facies de anfibolita y metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde;
  (4) Anfibolitas máficas en forma de diques, con metamorfismo retrógrado en facies de esquisto verde;
- La isócrona de Sm-Nd en roca total refleja la formación de corteza juvenil a partir del manto empobrecido hace 1.52 ± 0.03 Ga a lo largo del margen continental de Laurentia.
- La geocronología U-Pb en zircon de un ortogneis revela la edad de cristalización del protolito ígneo hace 1395 ± 13 Ma y crecimiento de bordes metamórficos hace 1062 ± 16 Ma, mientras que los metagranitoides intrusionaron el basamento entre 1343 ± 12 Ma y 1333 ± 9 Ma. Los zircones de estas muestras no presentan bordes metamórficos.
- Dos isócronas de Sm-Nd en granate y roca total de granulitas máficas reflejan con precisión la edad del metamorfismo en 1049.3 ± 2.3 Ma y 1044.6 ± 2.8 Ma.
- La presencia de microclina en los ortogneises félsicos sugiere que esta unidad no alcanzó metamorfismo en facies de granulita. Los granates de granulitas máficas reflejan una edad de enfriamiento ≈15 Ma más joven que la edad de los bordes metamórficos en zircones del ortogneis, por lo que la edad en granate no representa el pico metamórfico sino el inicio de relajamiento y enfriamiento e indica que la temperatura del pico metamórfico fue considerablemente más elevada que la temperatura de cierre para el sistema Sm-Nd en granate (≈650°C).
- Los resultados de este trabajo indican que los protolitos ígneos de las granulitas máficas, los ortogneises y el complejo metagranitoide se formaron a lo largo

del margen continental de Laurentia en un arco magmático juvenil cuyo inicio tuvo lugar hace  $1.52 \pm 0.03$  Ga y estuvo activo al menos entre 1.4 y 1.3 Ma. El metamorfismo en facies de anfibolita superior y granulita hace 1.06 Ma puede estar relacionado con la fase Ottawan de la orogenia Grenvilliana y con la colisión continente-continente de Laurentia con Amazonia. Durante un periodo de extensión por colapso orogénico el fallamiento pudo dar lugar a la intrusión de diques pegmatíticos y metamorfismo en facies de anfibolita.

 Las rocas precámbricas en la Sierra del Cuervo se correlacionan con aquellas del el sur de Texas, representando la porción más austral de la provincia Grenville en Laurentia y se distinguen claramente del microcontinente Oaxaquia.

## Literatura citada

- Ahrens, L. (1955). Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **8**(1-2): 1–15.
- Alba, L. *et al.* (1974). K-Ar ages of volcanic rocks from The Central Sierra Pena Blanca, Chihuahua, México. *Isochron/West*, **10**: 21–23.
- Allègre, C. J. (2008). Isotope Geology. Cambridge University Press.
- Amato, J. M., Lawton, T. F., Mauel, D. J., Leggett, W. J., González-León, C. M., Farmer, G. L., y Wooden, J. L. (2009). Testing the Mojave-Sonora megashear hypothesis: Evidence from Paleoproterozoic igneous rocks and deformed Mesozoic strata in Sonora, Mexico. *Geology*, **37**(1): 75–78.
- Anderson, T. H. y Silver, L. T. (2005). The Mojave-Sonora megashearField and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis. En: The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. Geological Society of America.
- Arndt, N. T. y Goldstein, S. L. (1987). Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**(10): 893–895.
- Augland, L. E., Moukhsil, A., Solgadi, F., y Indares, A. (2015). Pinwarian to Grenvillian magmatic evolution in the central Grenville Province: new constraints from ID-TIMS U-Pb ages and coupled Lu-Hf S-MC-ICP-MS data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 52(9): 701–721.
- Barnes, M. A., Anthony, E. Y., Williams, I., y Asquith, G. B. (2002). Architecture of a 1.38-1.34 Ga graniterhyolite complex as revealed by geochronology and isotopic and elemental geochemistry of subsurface samples from west Texas, USA. *Precambrian Research*, **119**(1): 9–43.
- Batchelor, R. A. y Bowden, P. (1985). Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**(1): 43–55.
- Baxter, E. F., Ague, J. J., y DePaolo, D. J. (2002). Prograde temperaturetime evolution in the Barrovian typelocality constrained by Sm/Nd garnet ages from Glen Clova, Scotland. *Journal of the Geological Society*, **159**(1): 71–82.
- Best, M. G. (2003). Igneous and Moetamorphic Petrology. Blakwell.
- Bickford, M., Soegaard, K., Nielsen, K. C., y McLelland, J. M. (2000). Geology and geochronology of Grenville-age rocks in the Van Horn and Franklin Mountains area, west Texas: Implications for the tectonic evolution of Laurentia during the Grenville. GSA Bulletin, **112**(7): 1134–1148.
- Blount, J. G. (1982). *The geology of the Rancho Los Filtros area, Chihuahua, Mexico*. Tesis de maestría, East Carolina University.
- Blount, J. G. (1993). The geochemistry, petrogenesis, and geochronology of the Precambrian meta-igneous rocks of Sierra del Cuervo and Cerro El Carrizalillo, Chihuahua, Mexico. Tesis de doctorado, The University of Texas at Austin.

- Bouvier, A., Vervoort, J. D., y Patchett, P. J. (2008). The Lu-Hf and Sm-Nd isotopic composition of CHUR: Constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1): 48–57.
- Boynton, W. V. (1984). Chapter 3 Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. En: P. Henderson (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Vol. 2 de *Developments in Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- Bridges, L. W. (1964). Stratigraphy of Mina Plomosas-Placer de Guadalupe area. West Texas Geological Society, Publication, **64**(50): 50–60.
- Campa, M. F. y Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**(6): 1040–1051.
- Copeland, P. y Bowring, S. (1988). U-Pb zircon and 40Ar/39Ar ages from Proterozoic rocks, west Texas. En: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 20, pp. 95–96.
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W., y Kinny, P. (2003). Atlas of zircon textures. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, **53**(1): 469–500.
- D'Agrella-Filho, M. S., Pacca, I. I., Trindade, R. I., Teixeira, W., Raposo, M. B., y Onstott, T. C. (2004). Paleomagnetism and 40Ar/39Ar ages of mafic dikes from Salvador (Brazil): new constraints on the São Francisco craton APW path between 1080 and 1010 Ma. *Precambrian Research*, **132**(1): 55–77.
- D'Agrella-Filho, M. S., Tohver, E., Santos, J. O., Åke Elming, S., Trindade, R. I., Pacca, I. I., y Geraldes, M. C. (2008). Direct dating of paleomagnetic results from Precambrian sediments in the Amazon craton: Evidence for Grenvillian emplacement of exotic crust in SE Appalachians of North America. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1): 188–199.
- Dalziel, I. W., Mosher, S., y Gahagan, L. M. (2000). Laurentia-Kalahari collision and the assembly of Rodinia. *The Journal of Geology*, **108**(5): 499–513.
- De Waele, B., Wingate, M. T., Fitzsimons, I. C., y Mapani, B. S. (2003). Untying the Kibaran knot: A reassessment of Mesoproterozoic correlations in southern Africa based on SHRIMP U-Pb data from the Irumide belt. *Geology*, **31**(6): 509–512.
- DePaolo, D. J. (1981). Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crustmantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, **291**(5812): 193–196.
- DePaolo, D. J. y Wasserburg, G. J. (1976). Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, **3**(5): 249–252.
- Diaz, T. (1956). Generalidades sobre la geología del norte de Mexico. En: *Congreso Geológico Internacional*. pp. 9–14.
- Dickin, A., McNutt, R., Martin, C., y Guo, A. (2010). The extent of juvenile crust in the Grenville Province: Nd isotope evidence. *Bulletin*, **122**(5-6): 870–883.
- Dickin, A. P. (1995). Radiogenic isotope geology.
- Dickinson, W. R. y Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *GSA Bulletin*, **113**(9): 1142–1160.

- Dutch, R. y Hand, M. (2010). Retention of Sm–Nd isotopic ages in garnets subjected to high-grade thermal reworking: implications for diffusion rates of major and rare earth elements and the Sm–Nd closure temperature in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **159**(1): 93–112.
- Dyer, J. y Reyes, I. (1987). The geology of Cerro El Carrizalillo Chihuahua, México: preliminary findings. *Paleozoico de Chihuahua (Excursion Geoldgica No. 2, Libreto Guia), Gaceta Geológica*, **1**(1): 108–128.
- Eglington, B. y Armstrong, R. (2003). Geochronological and isotopic constraints on the Mesoproterozoic Namaqua–Natal Belt: evidence from deep borehole intersections in South Africa. *Precambrian Research*, **125**(3-4): 179–189.
- Estrada Carmona, J. (2013). Magmatismo ordovícico en el sur del Bloque Maya y metamorfismo de alta presión misisípico en el Terreno Mixteca: Implicaciones para la evolución tectónica del noroeste de Gondwana durante el Paleozoico (Estudio geoquímico e isotópico y geocronometría por U-Pb y Lu-Hf. Tesis de doctorado en ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Suerior de Ensenada, Baja California.

Faure, G. y Mensing, T. M. (2005). *Principles and applications*. John Wiley & Sons, Inc.

- Fisher, C. M., Loewy, S. L., Miller, C. F., Berquist, P., Van Schmus, W. R., Hatcher, Robert D., J., Wooden, J. L., y Fullagar, P. D. (2010). Whole-rock Pb and Sm-Nd isotopic constraints on the growth of southeastern Laurentia during Grenvillian orogenesis. *GSA Bulletin*, **122**(9-10): 1646–1659.
- Franco Rubio, M. (2007). *Geología y paleomagnetismo de la porción centro-oriental del estado de Chihuahua, México: definición del Lineamiento Delicias-Mulato*. Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Franco Rubio, M., Oviedo García, A., Contreras Prieto, . E., Olivas Palacios, M. F., Flores Castro, K., y Esquivel Macías, C. (2019). Tectonica de la formacón plomosas en Chihuahua, México. En: Programa y Resúmenes del XXIX Congreso Nacional de Geoquímica. Actas INAGEQ. Vol. 25, pp. 97–110.
- Frei, D. y Gerdes, A. (2009). Precise and accurate in situ U–Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA–SF–ICP–MS. *Chemical Geology*, **261**(3-4): 261–270.
- Frost, B. R. y Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, **49**(11): 1955–1969.
- Fuck, R. A., Brito Neves, B. B., y Schobbenhaus, C. (2008). Rodinia descendants in South America. *Precambrian Research*, **160**(1): 108–126.
- Gerdes, A. y Zeh, A. (2006). Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-) ICP-MS analyses of detrital zircons: comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. *Earth and Planetary Science Letters*, **249**(1-2): 47–61.
- Gerdes, A. y Zeh, A. (2009). Zircon formation versus zircon alteration New insights from combined U-Pb and Lu-Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology*, **261**(3-4): 230–243.

- Goldstein, S., O'Nions, R., y Hamilton, P. (1984). A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters*, **70**(2): 221–236.
- Handschy, J. W. (1986). The geology and tectonic history of south-central Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico. The University of Texas at El Paso.
- Handschy, J. W. y Dyer, R. (1987). Polyphase deformation in Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico: Evidence for Ancestral Rocky Mountain tectonics in the Ouachita foreland of northern Mexico. Bulletin of the Geological Society of America, **99**(5): 618–632.
- Harley, S. L., Kelly, N. M., y Moller, A. (2007). Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, **3**(1): 25–30.
- Hart, S. R. (1988). Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**(3): 273–296.
- Hensen, B. J. y Zhou, B. (1995). Retention of isotopic memory in garnets partially broken down during an overprinting granulite-facies metamorphism: Implications for the Sm-Nd closure temperature. *Geology*, **23**(3): 225–228.
- Hoffman, P. F. (1991). Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? Science, **252**(5011): 1409–1412.
- Ibanez-Mejia, M., Ruiz, J., Valencia, V. A., Cardona, A., Gehrels, G. E., y Mora, A. R. (2011). The Putumayo Orogen of Amazonia and its implications for Rodinia reconstructions: New U-Pb geochronological insights into the Proterozoic tectonic evolution of northwestern South America. *Precambrian Research*, **191**(1): 58–77.
- Iriondo, A. y McDollew, F. W. (2012). Delimitación de provincias de basamento precámbrico de la margen SW de Laurencia: nuevos conceptos a partir de nueva geocronología de rocas ígneas de Chihuahua. En: Simposio Geología de la Sutura Laurencia– Gondwana en Chihuahua. pp. 74–76.
- Iriondo, A., Premo, W. R., Martinez-Torres, L. M., Budahn, J. R., Atkinson, William W., J., Siems, D. F., y Guaras-Gonzalez, B. (2004). Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia. *GSA Bulletin*, **116**(1-2): 154–170.
- Iriondo, A., Martínez-Torres, L. M., Kunk, M. J., Atkinson, W. W., Premo, W. R., y McIntosh, W. C. (2005). Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis. *Special Papers of the Geological Society of America*, **393**(5): 631–669.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**(5): 523–548.
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., y Belousova, E. A. (2004). The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology. *Chemical Geology*, **211**(1): 47–69.

- Jacobs, J., Pisarevsky, S., Thomas, R., y Becker, T. (2008). The Kalahari Craton during the assembly and dispersal of Rodinia. *Precambrian Research*, **160**(1): 142–158. Testing the Rodinia Hypothesis: Records in its Building Blocks.
- Karlstrom, K. E., Williams, M. L., McLelland, J., Geissman, J. W., y Ahall, K.-I. (1999). Refining Rodinia: Geologic Evidence for the AustraliaWestern U.S. connection in the Proterozoic. GSA Today, 9(10): 2–7.
- Karlstrom, K. E., Åhäll, K.-I., Harlan, S. S., Williams, M. L., McLelland, J., y Geissman, J. W. (2001). Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia. *Precambrian Research*, **111**(1): 5–30.
- Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion year Odyssey. *International Geology Review*, **46**(9): 765–794.
- Laurent, O., Martin, H., Moyen, J., y Doucelance, R. (2014). The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of modern-style plate tectonics between 3.0 and 2.5Ga. *Lithos*, **205**: 208–235.
- Li, Z., Bogdanova, S., Collins, A., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R., Fitzsimons, I., Fuck, R., Gladkochub, D., Jacobs, J., Karlstrom, K., Lu, S., Natapov, L., Pease, V., Pisarevsky, S., Thrane, K., y Vernikovsky, V. (2008). Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, **160**(1): 179–210.
- Lide, D. R. (1995). CRC handbook of chemistry and physics: a ready-reference book of chemical and physical data. CRC press.
- Liew, T. y Hofmann, A. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**(2): 129–138.
- Loewy, S. L., Connelly, J. N., Dalziel, I. W., y Gower, C. F. (2003). Eastern Laurentia in Rodinia: constraints from whole-rock Pb and U/Pb geochronology. *Tectonophysics*, **375**(1): 169–197.
- Lopez, R., Cameron, K. L., y Jones, N. W. (2001). Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico. *Precambrian Research*, **107**(3-4): 195–214.
- Martini, M. y Ortega-Gutiérrez, F. (2018). Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, **183**: 38– 55. Tectonic Systems of Mexico.
- Mauger, R., McDowell, F., y Blount, J. (1983). Grenville-age precambrian rocks of the Los Filtros area near Aldama, Chihuahua, Mexico. *Geology and mineral resources of north-central Chihuahua: El Paso Geological Society Guidebook*, pp. 165–168.
- McLelland, J., Chiarenzelli, J., Gower, C., Rivers, T., y Ryan, A. (1990). Geochronological studies in the Adirondack Mountains and the implications of a Middle Proterozoic tonalitic suite. *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica: Geological Association of Canada Special Paper*, **38**: 175–194.
- Mellor, E. I. y Breyer, J. A. (1981). Petrology of late Paleozoic basin-fill sandstones, north-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, **92**(6): 367–373.

- Middlemost, E. A. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, **37**(3): 215–224.
- Nasdala, L., Corfu, F., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Wu, F.-Y., Li, Q.-L., Yang, Y.-H., Fisher, C., Münker, C., Kennedy, A. K., et al. (2016). Zircon M127–A homogeneous reference material for SIMS U–Pb geochronology combined with hafnium, oxygen and, potentially, lithium isotope analysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **40**(4): 457–475.
- Nimz, G. J., Cameron, K. L., Cameron, M., y Morris, S. L. (1986). The petrology of the lower crust and upper mantle beneath southeastern Chihuahua, Mexico: a progress report. *Geofísica Internacional*, **25**(1): 85–116.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., y Centeno-Garcia, E. (1995). Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geological Society* of America Bulletin, pp. 1127–1130.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., y Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, **183**: 2–37. Tectonic Systems of Mexico.
- Patchett, P. J. y Ruiz, J. (1989). Nd isotopes and the origin of Grenville-age rocks in Texas: implications for Proterozoic evolution of the United States mid- Continent region. *Journal of Geology*, **97**(6): 685–695.
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, **100**(1): 14–48. Links Between Ophiolites and LIPs in Earth History.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., y Tindle, A. G. (1984). Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, **25**(4): 956–983.
- Pollington, A. D. y Baxter, E. F. (2010). High resolution Sm-Nd garnet geochronology reveals the uneven pace of tectonometamorphic processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **293**(1): 63–71.
- Poole, F. G., Perry, William J., J., Madrid, R. J., y Amaya Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. En: *The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America.
- Reese, J. F. (1995). *Structural evolution and geochronology of the southeastern Llano uplift, central Texas.* Ph. d. dissert., Austin, University of Texas, 172.
- Reyes Cortés, I. A., Reyes cortés, M., Franco Rubio, M., y Oviedo, A. (2012). Cerro Carrizalillo: Localidad precámbrica, Chihuahua, México. En: *Simposio Geología de la Sutura Laurencia–Gondwana en Chihuahua*. pp. 89–93.
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, **86**(3): 117–154.

- Rivers, T. (2008). Assembly and preservation of lower, mid, and upper orogenic crust in the Grenville Province-Implications for the evolution of large hot long-duration orogens. *Precambrian Research*, **167**(3): 237–259.
- Rivers, T., Ketchum, J., Indares, A., y Hynes, A. (2002). The High Pressure belt in the Grenville Province: architecture, timing, and exhumation. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39**(5): 867–893.
- Rivers, T., Culshaw, N., Hynes, A., Indares, A., Jamieson, R., y Martignole, J. (2012). The Grenville Orogen A post-Lithoprobe perspective. *Tectonic Styles in Canada: The LITHOPROBE perspective*, **49**: 97–236.
- Roback, R. C. (1996a). Characterization and tectonic evolution of a Mesoproterozoic island arc in the southern Grenville Orogen, Llano uplift, central Texas. *Tectonophysics*, **265(1-2)**: 29–52.
- Roback, R. C. (1996b). Mesoproterozoic polymetamorphism and magmatism in the Llano Uplift, central Texas. In Geological Society of America Abstracts with Programs (Vol. 28, No. 7, p. 377).
- Rohs, C. R. y Van Schmus, W. (2007). Isotopic connections between basement rocks exposed in the St. Francois Mountains and the Arbuckle Mountains, southern mid-continent, North America. *International Journal of Earth Sciences*, **96**(4): 599–611.
- Rougvie, J. R., Carlson, W. D., Copeland, P., y Connelly, J. N. (1999). Late thermal evolution of proterozoic rocks in the northeastern Llano Uplift, central Texas. *Precambrian Research*, **94**(1-2): 49–72.
- Rubatto, D. (2002). Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between upb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**(1): 123–138.
- Ruiz, J., Tosdal, R. M., Restrepo, P. A., y Murillo-Muneton, G. (1999). Pb isotope evidence for Colombia-southern Mexico connections in the Proterozoic. En: *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*. Geological Society of America.
- Scherer, E. E., Cameron, K. L., y Blichert-Toft, J. (2000). Lu-Hf garnet geochronology: closure temperature relative to the Sm-Nd system and the effects of trace mineral inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(19): 3413–3432.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico.
- Sinha, A. K., Hogan, J. P., y Parks, J. (1996). *Lead Isotope Mapping of Crustal Reservoirs Within the Grenville Superterrane: I. Central and Southern Appalachians*, pp. 293– 305. American Geophysical Union (AGU).
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., *et al.* (2008). Plešovice zircon-a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2): 1–35.
- Smit, M. A., Scherer, E. E., y Mezger, K. (2013). Lu-Hf and Sm-Nd garnet geochronology: Chronometric closure and implications for dating petrological processes. *Earth and Planetary Science Letters*, **381**: 222–233.

- Solari, L. A., Keppie, J. D., Gutiérrez, F. O., Cameron, K. L., y Lopez, R. (2004). ~ 990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, Mexico: U Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **21**(2): 212–225.
- Stacey, J. y Kramers, J. (1975). Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**(2): 207–221.
- Stege, B., Pingitore, N. E., Goodell, P. C., y LeMone, D. V. (1981). Limestone bedrock as a barrier to uranium migration, Sierra Peña Blanca, Chihuahua, Mexico.
- Stege, B. R. (1979). *Stratigraphy and significance of the carbonates of the Peña Blanca Uranium district, Chihuahua, Mexico*. M.s. thesis, University of Texas.
- Steiger, R. H. y Jäger, E. (1977). Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and planetary science letters*, **36**(3): 359–362.
- Sun, S.-S. y McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, **42**(1): 313–345.
- Thomas, W. A. *et al.* (2006). Tectonic inheritance at a continental margin. *GSA today*, **16**(2): 4–11.
- Tohver, E., van der Pluijm, B., Van der Voo, R., Rizzotto, G., y Scandolara, J. (2002). Paleogeography of the Amazon craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**(1): 185–200.
- Tohver, E., Bettencourt, J., Tosdal, R., Mezger, K., Leite, W., y Payolla, B. (2004). Terrane transfer during the Grenville orogeny: tracing the Amazonian ancestry of southern Appalachian basement through Pb and Nd isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, **228**(1): 161–176.
- Tohver, E., Van Der Pluijm, B., Scandolara, J., y Essene, E. (2005). Late Mesoproterozoic deformation of SW Amazonia (Rondônia, Brazil): geochronological and structural evidence for collision with southern Laurentia. *The Journal of Geology*, **113**(3): 309– 323.
- Tohver, E., Teixeira, W., van der Pluijm, B., Geraldes, M. C., Bettencourt, J. S., y Rizzotto, G. (2006). Restored transect across the exhumed Grenville orogen of Laurentia and Amazonia, with implications for crustal architecture. *Geology*, **34**(8): 669–672.
- Torres Roldán, V. y Wilson, J. (1986). Tectonics and facies in the late Paleozoic Plomosas Formation of the Pedregosa basin of Chihuahua. En: *Geological Society of America Abstracts with Programs*. Vol. 18, p. 774.
- Van Schmus, W., Bickford, M., Turek, A., Van der Pluijm, B., y Catacosinos, P. (1996). Proterozoic geology of the east-central Midcontinent basement. *Special Papers–Geological Society of America*, pp. 7–32.
- Van Schmus, W., Schneider, D., Holm, D., Dodson, S., y Nelson, B. (2007). New insights into the southern margin of the Archean-Proterozoic boundary in the north-central United States based on U-Pb, Sm-Nd, and Ar-Ar geochronology. *Precambrian Research*, **157**(1-4): 80–105.

- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, **9**(5): 1479–1493.
- Walker, N. (1992). Middle Proterozoic geologic evolution of Llano uplift, Texas: Evidence from U-Pb zircon geochronometry. *Geological Society of America Bulletin*, **104**: 494–504.
- Weber, B. y Köhler, H. (1999). Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: Origin and geologic history of the Guichicovi Complex. *Precambrian Research*, **96**(3-4): 245–262.
- Weber, B., Scherer, E. E., Schulze, C., Valencia, V. A., Montecinos, P., Mezger, K., y Ruiz, J. (2010). U-Pb and Lu-Hf isotope systematics of lower crust from central-southern Mexico Geodynamic significance of Oaxaquia in a Rodinia Realm. *Precambrian Research*, **182**(1): 149–162.
- Weber, B., Scherer, E. E., Martens, U. K., y Mezger, K. (2012). Where did the lower Paleozoic rocks of Yucatan come from? AU–Pb, Lu–Hf, and Sm–Nd isotope study. *Chemical Geology*, **312**: 1–17.
- Weil, A. B., Van der Voo, R., Mac Niocaill, C., y Meert, J. G. (1998). The Proterozoic supercontinent Rodinia: paleomagnetically derived reconstructions for 1100 to 800 Ma. *Earth and Planetary science letters*, **154**(1-4): 13–24.
- Wetherill, G. (1963). Discordant uranium-lead ages: 2. disordant ages resulting from diffusion of lead and uranium. *Journal of Geophysical Research*, **68**(10): 2957–2965.
- Wetherill, G. W. (1956). An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **9**(5-6): 290–292.
- Zhang, S., Li, Z.-X., Evans, D. A., Wu, H., Li, H., y Dong, J. (2012). Pre-Rodinia supercontinent Nuna shaping up: A global synthesis with new paleomagnetic results from North China. *Earth and Planetary Science Letters*, **353-354**: 145–155.

# Anexo I. Descripción de muestras

**Tabla 6.** Localización, coordenadas, descripción mineralógica, facies metamorfica, y procedimiento analítico realizado en las muestras de Sierra del Cuervo y Cerro Carrizalillo.

No	1	Coordo	nadac			Eacios	Análi	cic roaliz	ado
Muestra	Lugar	Norte	Este	Nombre roca	Asociación mineral	metamórfica	Sm-Nd (roca	Sm-Nd (Grt)	U-Pb (Zr)
NA20-02	Cerro Carrizalillo	3202633	478974	Metagranitoide de Bt y Ms	Qtz+Pl±Bt ±Msc*	Esquistos verdes			
NA20-03	Cerro Carrizalillo	3202660	478989	Granitoide rico en Qtz	Qtz+Msc+Pl	-			
NA20-04	Cerro Carrizalillo	3202993	479051	Anfibolita de Ms y Cal	Hbl+Msc±Cal ±Chl±Ox*	Anfibolita			
NA20-05	Cerro Carrizalillo	3202633	478974	Anfibolita	Hbl+Pl+Qtz ±Ox	Anfibolita			
NA20-06	Cerro Carrizalillo	3202633	478974	Anfibolita	Hbl+Qtz±Ox ±Pl*	Anfibolita			
NA20-07	Sierra Cuervo	3197809	403219	Metagranito silicificado	Qtz+Kfs±Pl ±Ox	-			
NA20-08	Sierra Cuervo	3200720	403438	Monzogranito	Qtz+Pl+Kfs ±Bt	-			
NA20-09	Sierra Cuervo	3200779	403527	Metadiorita de Hbl y Bt	Pl+Hbl+Bt ±Qtz±Ep±Ox*	Anfibolita			
NA20-10	Sierra Cuervo	3200718	403552	Ortogneis de Hbl y Bt	Pl+Hbl+Bt ±Qtz±Ep±Ox*	Anfibolita	x		
NA20-11	Sierra Cuervo	3201055	403869	Granulita de Cpx y Grt	Hbl+Grt+Cpx +OxśPlśQtz <sup>+,</sup> *	Granulita		х	
NA20-12	Sierra Cuervo	3200900	403774	Metabasalto	Pl+Ox+Opx +Chl	Sub-Esquistos verdes			
NA20-13	Sierra Cuervo	3200962	403861	Metabasalto	PI+Ox+Vesículas	Sub-Esquistos verdes			
NA20-14	Sierra Cuervo	3200962	403861	Ortogneis de Bt	Qtz+Pl+Kfs +Bt±Mirm±Ep*	Anfibolita	x		x
NA20-15	Sierra Cuervo	3201030	403977	Anfibolita	Hbl+Qtz±Pl ±Ep*	Anfibolita	x		
NA20-16	Sierra Cuervo	3200252	403342	Metatonalita de Hbl y Bt	Pl+Hbl+Qtz ±Bt±Ox±Ep*	Anfibolita	x		x
NA20-17	Sierra Cuervo	3200034	403034	Granulita de Cpx y Grt	Pl+Hbl+Cpx +Grt±Qtz±Bt±Ox <sup>+,*</sup>	Granulita	x		
NA20-19	Sierra Cuervo	3199988	402985	Anfibolita de Grt	Pl+Hbl+Cpx +Ox±Grt±Bt*	Anfibolita	x		
NA20-20	Sierra Cuervo	3198631	402805	Metagranodiorita de Bt	PI+Qtz+Bt ±Kfs±Ox±Ep*	Anfibolita	x		x
NA20-21	Sierra Cuervo	3198600	402816	Anfibolita	Pl+Hbl±Ox ±Qtz±Bt*	Anfibolita	x		
NA20-22	Sierra Cuervo	3198782	402774	Metabasalto	PI+Px+Ox	Sub-Esquistos verdes			
NA20-25	Cerro Carrizalillo	3202802	479002	Anfibolita	Hbl+Pl+Qtz +Ox	Anfibolita			
NA20-26	Cerro Carrizalillo	3202802	479002	Anfibolita	Hbl+Qtz+Pl +Ox	Anfibolita	x		
NA20-27	Cerro Carrizalillo	3202802	479002	Granitoide rico en Qtz	Qtz+Pl±Msc	-			
NA20-28	Cerro Carrizalillo	3202359	479205	Anfibolita de Tremolita/Antofilita	Ath/Tr±Ox	Anfibolita	x		
NA20-29	Cerro Carrizalillo	3202494	479149	Metagranitoide de Bt	Qtz+Pl±Bt ±Ox	Esquistos verdes	x		
NA20-30	Sierra Cuervo	3199789	402736	Granulita de Opx y Cpx	Opx+Cpx+Hbl +Grt±Qtz±Pl±Ox <sup>+,*</sup>	Granulita	x	x	

\*Metamorfismo retrógrado en facies de esquistos verdes

<sup>+</sup>Metamorfismo retrógrado en facies de anfibolita



100µm 130X

Anexo II. Resultados U-Pb en zircón

Figura 42. Imagen de catodoluminiscencia de zircones de muestra NA20-14 con ubicación de puntos de análisis.



**Figura 43.** Imagen de catodoluminiscencia de zircones de muestra NA20-16 con ubicación de puntos de análisis.





rcones
o en zi
U-Pt
s de
pico
isotó
álisis
e ané
os de
ultad
Resi
۲.
Tabla

	Conc	centraci	ones				Relaci	ones iso	tópicas					Edã	ades ap	aren	tes	
		Pb	Th	206 <i>Pb</i>	Th AT	207Pb	ť	<sup>206</sup> Pb	č		<sup>207</sup> Pb	t C	207 Pb	č	<sup>206</sup> Pb	t C	207Pb	č
	(mqq)	(mdd)	(mdd)	204 <i>Pb</i>		<sup>235</sup> U	70	<sup>238</sup> U	70		<sup>206</sup> Pb	20	235 <i>U</i>	70	<sup>238</sup> U	70	206 <i>Pb</i>	70
Mue	stra NA.	20-14, oi	rtogneis	de biotita,	Sierra	del Cue	rvo											
1	164	39	80	270349	0.49	2.881	0.121	0.2378	0.0084	0.85	0.0879	0.0020	1377	58	1375	49	1380	43
2	169	41	106	5483	0.63	3.013	0.127	0.2452	0.0087	0.84	0.0891	0.0020	1411	59	1414	50	1407	44
m	183	43	74	7888	0.40	2.860	0.127	0.2369	0.0085	0.81	0.0875	0.0023	1371	61	1371	49	1372	51
4	1581	281	54	44209	0.03	1.823	0.075	0.1774	0.0063	0.86	0.0745	0.0015	1054	43	1053	37	1056	42
ഹ	136	34	53	2751	0.39	3.020	0.127	0.2457	0.0087	0.84	0.0892	0.0020	1413	59	1416	50	1407	43
~	105	25	40	4896	0.38	2.875	0.122	0.2371	0.0084	0.84	0.0880	0.0020	1375	58	1371	49	1382	45
ω	104	25	37	171903	0.36	2.882	0.122	0.2387	0.0085	0.84	0.0876	0.0020	1377	58	1380	49	1373	45
6	126	30	56	205054	0.44	2.852	0.120	0.2351	0.0083	0.84	0.0880	0.0020	1369	58	1361	48	1383	44
10	1037	184	500	9954	0.48	1.867	0.084	0.1778	0.0063	0.78	0.0762	0.0021	1070	48	1055	37	1100	56
11	144	35	72	2476	0.50	3.034	0.129	0.2463	0.0087	0.84	0.0893	0.0021	1416	60	1420	50	1411	45
12	1533	272	53	439177	0.03	1.817	0.075	0.1774	0.0063	0.86	0.0743	0.0016	1052	43	1053	37	1049	43
13	1857	274	1188	1844	0.64	1.573	0.067	0.1476	0.0052	0.84	0.0773	0.0018	960	41	887	31	1129	46
14	208	51	120	357465	0.58	3.092	0.171	0.2476	0.0092	0.67	0.0906	0.0037	1431	79	1426	53	1438	78
15	119	28	55	9939	0.46	2.899	0.187	0.2389	0.0087	0.57	0.0880	0.0047	1382	89	1381	51	1383	102
16	1548	279	78	33365	0.05	1.852	0.076	0.1800	0.0063	0.86	0.0746	0.0016	1064	44	1067	38	1058	43
17	140	35	58	96958	0.41	3.048	0.128	0.2472	0.0087	0.84	0.0894	0.0020	1420	09	1424	50	1413	44
18	1065	188	108	8332	0.10	1.824	0.079	0.1766	0.0062	0.81	0.0749	0.0019	1054	46	1048	37	1066	51
19	156	37	71	257335	0.46	2.847	0.120	0.2367	0.0084	0.84	0.0872	0.0020	1368	58	1370	48	1366	44
20	1242	219	78	112394	0.06	1.803	0.075	0.1766	0.0062	0.85	0.0741	0.0016	1047	43	1048	37	1043	44
21	113	28	51	1258	0.45	3.166	0.149	0.2512	0.0090	0.77	0.0914	0.0028	1449	68	1445	52	1455	57
22	114	26	52	2398	0.45	2.782	0.139	0.2240	0.0081	0.73	0.0901	0.0031	1351	68	1303	47	1428	99
23	767	138	24	322684	0.03	1.858	0.078	0.1798	0.0063	0.84	0.0749	0.0017	1066	45	1066	38	1066	45
24	203	48	73	333515	0.36	2.896	0.127	0.2366	0.0084	0.81	0.0888	0.0023	1381	61	1369	49	1399	49
25	1288	231	598	1348	0.46	1.871	0.087	0.1791	0.0063	0.76	0.0757	0.0023	1071	50	1062	37	1088	61
Mue	stra NA.	20-16, m	netatonal	lita de hor	nblend	a y bioti	ta, Sierr	a del Cue	rvo									
,	99	13	34	83686	0.51	2.163	0.103	0.1946	0.0070	0.76	0.0806	0.0025	1169	56	1146	41	1212	62
2	136	29	67	186095	0.49	2.347	0.122	0.2101	0.0077	0.70	0.0810	0:0030	1227	64	1230	45	1222	73
m	66	15	31	1618	0.46	2.360	0.119	0.2108	0.0077	0.72	0.0812	0.0028	1230	62	1233	45	1226	69
4	86	19	30	120021	0.35	2.686	0.117	0.2298	0.0082	0.82	0.0848	0.0021	1325	58	1333	48	1311	49
പ	62	14	37	91513	0.59	2.684	0.120	0.2293	0.0082	0.80	0.0849	0.0023	1324	59	1331	48	1313	52
9	60	14	21	2344	0.35	2.700	0.116	0.2302	0.0082	0.83	0.0851	0.0020	1328	57	1336	48	1317	46

(Continuación) Resultados de análisis isotópicos de U-Pb en zircones

	ć	70	105	53	53	49	49	49	74	48	82	47	49	49	60	48	58	49	46	54	45	45	47	69	48	58	43	60	48	47	45	76	46	51	47
tes	707 pb	<sup>206</sup> Pb	1320	1322	1323	1323	1323	1324	1326	1326	1327	1328	1329	1330	1330	1331	1332	1333	1334	1335	1336	1336	1336	1337	1341	1341	1341	1342	1342	1343	1344	1345	1347	1348	1348
oaren	(	70	52	48	48	48	47	47	48	48	44	45	46	48	46	47	48	48	47	48	47	46	46	48	48	47	47	45	47	48	48	46	48	48	48
ades ap	706 Pb	<sup>238</sup> U	1343	1328	1337	1332	1330	1323	1294	1340	1190	1252	1284	1342	1257	1312	1340	1340	1332	1334	1319	1296	1277	1307	1340	1304	1328	1240	1307	1347	1343	1247	1340	1337	1343
Ē	(	7Q	89	60	60	58	58	58	69	58	70	55	57	59	61	57	63	59	57	61	56	56	56	67	58	62	56	61	57	58	57	69	57	60	58
	707 Pb	<sup>235</sup> U	1334	1326	1332	1329	1328	1324	1306	1335	1240	1281	1301	1337	1285	1319	1337	1337	1333	1334	1326	1311	1299	1319	1340	1318	1333	1278	1320	1345	1343	1283	1343	1341	1345
	ſ	70	0.0046	0.0023	0.0023	0.0022	0.0021	0.0021	0.0033	0.0021	0.0036	0.0021	0.0022	0.0022	0.0026	0.0021	0.0026	0.0022	0.0020	0.0024	0.0020	0.0020	0.0021	0.0031	0.0021	0.0026	0.0019	0.0027	0.0021	0.0021	0.0020	0.0034	0.0020	0.0023	0.0021
	<i>qd</i> <sub>102</sub>	<sup>206</sup> Pb	0.0852	0.0853	0.0853	0.0853	0.0853	0.0854	0.0855	0.0855	0.0855	0.0856	0.0856	0.0856	0.0857	0.0857	0.0857	0.0858	0.0858	0.0859	0.0859	0.0859	0.0859	0.0860	0.0861	0.0861	0.0861	0.0862	0.0862	0.0862	0.0863	0.0863	0.0864	0.0865	0.0865
		CHX	0.58	0.80	0.79	0.82	0.82	0.82	0.70	0.82	0.66	0.83	0.81	0.81	0.76	0.82	0.77	0.81	0.83	0.79	0.84	0.84	0.83	0.72	0.82	0.77	0.85	0.76	0.82	0.83	0.84	0.68	0.83	0.80	0.83
tópicas	c	70	0600.0	0.0082	0.0083	0.0082	0.0082	0.0081	0.0082	0.0083	0.0076	0.0077	0.0079	0.0083	0.0078	0.0081	0.0084	0.0083	0.0082	0.0083	0.0081	0.0079	0.0078	0.0082	0.0082	0.0081	0.0081	0.0077	0.0080	0.0083	0.0082	0.0079	0.0082	0.0082	0.0083
ones iso	706Pb	<sup>238</sup> U	0.2317	0.2288	0.2305	0.2295	0.2292	0.2279	0.2223	0.2311	0.2027	0.2144	0.2204	0.2314	0.2154	0.2256	0.2311	0.2310	0.2295	0.2299	0.2271	0.2227	0.2191	0.2248	0.2310	0.2243	0.2287	0.2121	0.2247	0.2323	0.2315	0.2134	0.2310	0.2305	0.2316
Relaci	(	20	0.182	0.121	0.123	0.118	0.118	0.117	0.139	0.118	0.135	0.109	0.114	0.120	0.121	0.116	0.129	0.120	0.116	0.124	0.114	0.112	0.112	0.136	0.119	0.125	0.114	0.120	0.116	0.119	0.117	0.137	0.118	0.122	0.119
	707 Pb	<sup>235</sup> U	2.722	2.691	2.712	2.700	2.697	2.682	2.620	2.724	2.390	2.530	2.600	2.733	2.544	2.666	2.731	2.732	2.716	2.721	2.690	2.637	2.595	2.664	2.742	2.663	2.716	2.519	2.670	2.761	2.754	2.539	2.752	2.747	2.761
	Ē	n/u	0.43	0.43	0.48	0.65	0.30	0.63	0.46	0.68	0.47	0.71	0.37	0.69	0.33	0.55	0.47	0.57	0.49	0.53	0.51	0.37	0.47	0.19	0.62	0.43	0.74	0.42	0.42	0.51	0.66	0.37	0.49	0.28	0.55
	706 Pb	<sup>204</sup> <i>Pb</i>	1320	2980	1749	111779	143077	1801	85547	38553	13396	185604	12899	204320	143742	18471	9142	133197	107637	1939	170539	169083	2331	9121	2839	1820	3228	1250	139980	4002	2843	2243	1752	147928	103409
ones	Th	(mdd)	40	20	34	49	29	74	26	69	73	06	44	98	32	139	40	54	40	54	59	43	46	28	65	17	64	28	41	34	49	32	49	28	39
entraci	Pb	(mqq)	20	11	16	17	22	27	13	23	35	29	27	32	22	58	20	21	17	22	26	26	24	34	24	6	20	14	22	15	17	20	23	23	16
Conc		(mdd)	93	47	71	75	95	117	57	101	157	126	118	142	96	256	87	95	82	100	115	116	98	147	104	40	87	66	96	67	74	87	100	100	72
			7	ω	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39

Icentraciones	iones					Relaci	ones iso	tópicas		) ) 5			Eda	ides ap	arent	es	
Pb	Ч		706 Pb	i	207 Pb		706 Pb			207 Pb		207 Pb		206 Pb		207 Pb	
idd) (mdd)	ıdd)	_ ج	204 <i>Pb</i>	Th/U	<sup>235</sup> U	2σ	238 <i>U</i>	2σ	RHO	206 <i>Pb</i>	2σ	<sup>235</sup> U	2σ	<sup>238</sup> U	2σ	206 <i>Pb</i>	20
20 39	39		2721	0.43	2.738	0.127	0.2295	0.0083	0.78	0.0865	0.0025	1339	62	1332	48	1349	56
13 26	26		14619	0.43	3.037	0.141	0.2443	0.0088	0.78	0.0902	0.0026	1417	99	1409	51	1429	55
420-20, meta	neta	gran	odiorita de	e hornb	lenda, S	ierra de	Cuervo										
33 66	99		2330	0.46	2.755	0.115	0.2305	0.0081	0.84	0.0867	0.0020	1343	56	1337	47	1354	44
42 90	06		274723	0.49	2.764	0.115	0.2311	0.0081	0.84	0.0867	0.0019	1346	56	1340	47	1355	43
34 10	10	Ч	15196	0.69	2.725	0.116	0.2305	0.0081	0.83	0.0857	0.0020	1335	57	1337	47	1332	46
72 33	ŝ	1	17488	1.02	2.641	0.109	0.2223	0.0078	0.85	0.0862	0.0019	1312	54	1294	45	1342	42
66 18	ñ	30	430921	0.66	2.738	0.114	0.2315	0.0081	0.84	0.0858	0.0019	1339	56	1343	47	1333	43
35 8(	ő		228569	0.57	2.782	0.117	0.2325	0.0082	0.84	0.0868	0.0020	1351	57	1348	47	1356	44
18 3/	m	4	7883	0.43	2.749	0.118	0.2316	0.0082	0.82	0.0861	0.0021	1342	58	1343	47	1340	47
37 8	õ	8	241602	0.55	2.782	0.124	0.2325	0.0083	0.80	0.0868	0.0023	1351	60	1348	48	1356	52
31 7	~	0	8944	0.53	2.785	0.143	0.2356	0.0086	0.71	0.0857	0.0031	1351	70	1364	50	1332	70
39 6	9	5 2	8422	0.39	2.713	0.122	0.2324	0.0083	0.79	0.0847	0.0023	1332	60	1347	48	1308	54
30 4	4	2	194755	0.36	2.740	0.125	0.2320	0.0083	0.78	0.0856	0.0024	1339	61	1345	48	1330	55
28 5	ഹ	Ч	181278	0.42	2.672	0.113	0.2252	0.0079	0.83	0.0861	0.0020	1321	56	1309	46	1340	45
28 5	പ		183078	0.47	2.720	0.126	0.2315	0.0083	0.77	0.0852	0.0025	1334	62	1342	48	1321	5
20 3	('')	27	15572	0.43	2.751	0.118	0.2329	0.0082	0.82	0.0857	0.0021	1342	58	1350	48	1330	47
35 6	0	2	17423	0.41	2.757	0.116	0.2317	0.0082	0.84	0.0863	0.0020	1344	57	1344	47	1344	44
43 9	റ	7	3484	0.52	2.736	0.115	0.2285	0.0081	0.84	0.0868	0.0020	1338	56	1327	47	1357	44
26 5	ഗ	7	14532	0.50	2.742	0.121	0.2305	0.0082	0.81	0.0863	0.0022	1340	59	1337	48	1344	50
30 6	ø	5	194926	0.51	2.879	0.122	0.2385	0.0084	0.83	0.0876	0.0021	1377	58	1379	49	1373	45
28	ഹ	œ	2911	0.47	2.752	0.132	0.2301	0.0083	0.75	0.0868	0.0028	1343	65	1335	48	1355	61
29 3	m	ω	186989	0.27	2.349	0.117	0.2010	0.0073	0.73	0.0848	0.0029	1227	61	1180	43	1311	99
131	Ξ,	56	2323	0.07	2.013	0.086	0.1719	0.0061	0.83	0.0849	0.0020	1120	48	1022	36	1314	46
25 5	ഹ	2	160009	0.48	2.718	0.120	0.2302	0.0082	0.81	0.0856	0.0022	1333	59	1336	48	1330	5

(Continuación) Resultados de análisis isotópicos de U-Pb en zircones
Tabla 8. Elementos mayores y elementos traza reportados por Blount (1993). SDC= Sierra del Cuervo.

Anexo III. Resultados de elementos mayores y traza

	Localidad	Tipo de roca	SiO <sub>2</sub>	$\mathbf{TiO}_2$	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	<b>Fe</b> <sub>2</sub> <b>O</b> <sub>3</sub>	MnO	MgO	Ca0	Na <sub>2</sub> O	<b>K</b> 20	$P_2O_5$	<b>CO</b> <sup>2</sup>	H20 +
SDC		Metagabro	53.7	0.84	18.1	9	2.34	0.15	4.48	6.33	5.19	1.77	0.34		
SDC		Metagabro	52.34	0.91	18.1	5.31	2.41	0.14	4.01	6.7	4.53	2.03	0.37		
SDC		Metagabro	54.1	0.82	17.1	5.21	2.32	0.14	3.94	6.31	4.73	1.96	0.33		
SDC		Metagabro	54.1	0.8	18.6	5.35	2.3	0.13	4.19	5.52	4.26	1.75	0.32		
SDC		Metagabro	58.1	0.7	16.9	4.33	2.2	0.11	3.07	5.56	4.89	2.03	0.27		
SDC		Granitoide	73.83	0.03	13.89		0.4	0.02	0.12	2.43	7.84	0.12	0.02	1.68 (	0.45
SDC		Granitoide	73.9	0.07	14.6		0.73	0.02	0.35	2.58	6.85	0.76	0.02		0.62
SDC		Granitoide	74.6	0.07	13.88		0.48	0.01	0.19	0.27	7.73	0.27	0.02		
SDC		Granitoide	62.14	0.22	15.34		1.83	0.07	0.88	6.08	7.61	0.53	0.01	4.79 ]	l.49
SDC		Granitoide	76.6	0.05	14.54		0.24	0	0	0.28	3.09	4.5	0.01		
SDC		Granitoide	76.36	0.08	13.46		0.44	0.01	0.08	0.7	3.6	4.8		0.1 (	0.3
SDC		Metadiabasa	45.66	1.57		8.98	3.08	0.16	6.63	7.56	3.37	1.65	0.24		
SDC		Metadiabasa	47.22	1.55		8.98	3.05	0.18	6.87	8.08	3.2	1.57	0.23		
SDC		Metadiabasa	46.7	2.18		10.11	3.68	0.21	6.18	7.53	2.84	1.34	0.32		
SDC		Metadiabasa	47.3	1.67		9.64	3.16	0.22	6.91	7.61	1.97	1.26	0.26		
SDC		Metadiabasa	47.64	1.98		9.73	3.48	0.22	6.8	8.16	3.16	1.09	0.3		
SDC		Metadiabasa	46.1	1.94		10.97	3.2	0.22	7.39	7.46	2.83	1.18	0.26		
SDC		Metadiabasa	45.4	1.54		9.64	3.04	0.23	7.11	9.71	2.79	1.78	0.25		
SDC		Metadiabasa	47.3	1.46		9.63	2.96	0.18	6.94	6.24	3.39	1.55	0.23		
SDC		Metadiabasa	45.5	2.12		10.57	3.62	0.21	7.02	8.32	2.6	1.64	0.35		

93

	Ľ	0.32	0.18	0.26	0.2	0.2	1.83		0.21	0.33	0.1	0.45	0.37	0.38	0.48	0.4	0.35	0.5	0.66	0.64	0.58
Srvo.	γb	2.13	1.4	1.86	1.6	1.24	11.9	1.71	1.39	2.1	0.63	3.4	2.46	2.54	3.29	m	2.75	3.2	2.48	2.32	2.46
el Cue	'n	0	1.61	2.6	1.87	1.42	9.84	1.45	1.12	2.34	0.51	3.37	3.12	2.83	Э.8	3.1	3.28	3.4	2.68	2.49	2.98
rra de	Dy	3.93	2.95	4.35	3.37	2.64	6.62	1.96	1.04	4.03	0.6	5.58	4.86	4.85	6.76	5.44	6.18	5.98	5.08	4.7	5.51
C= Sie	gg		3.48	5.14	3.66	2.95	1.63	1.27	0.33	2.53	0.32	5.4	4.51	4.41	5.98	4.62	5.29	5.18	4.49	4.11	5.61
. SDC	Eu	1.41	1.37	1.29	1.48	1.24	0.54	0.36	0.19	0.88	0.29	0.13	1.58	1.59	1.97	1.63	1.69	1.77	1.53	1.45	1.75
1993)	Sm		4.14	5.69	4.73	2.78	0.55	0.2		1.24	0.41	7.45	3.83		5.38						
ount (	PQ	22.5	19.1	26.2	21	17.5	1.83	പ		4.67	2.25	30.4	14.1	15	20.2	15.8	18.5	18	15.4	14.4	20.2
oor Bl	e Ce	44.1	31.1	47.1	35.6	35.9	2.68	10.5		6.9	3.38	63.3	21.1	21.4	30	23.7	28	27.2	25.2	24.5	29.1
d sobe	La	18.6	17.3	19.7	17.7	18.2	1.38	6.06	0.1	3.19	4.72	30.1	8.74	8.61	11.2	9.31	10.9	13.4	8.84	8.8 9	10.7
eporta	ŗ	35	33	25	27	27							115	147	108	139	121	144	146	121	79
aza r	Ż	26	27	21	19	22							123	117	92	104	95	66	130	123	105
os tra	qN	∞	ഹ	∞	ഹ	ഹ							و	و	ω	و	~	2	~	9	و
nent	Zr	119	108	66	100	96	64	121	60	362	91	174	118	124	159	130	141	136	119	113	144
y eler	s	887	944	825	811	1033	80	247	48	221	201	11	515	488	344	376	279	269	336	516	349
ores	Rb	57	55	56	48	57	9	24	4	16	140	147	53	46	40	55	34	37	60	41	36
ementos ma)	Tipo de roca	Metagabros	Metagabros	Metagabros	Metagabros	Metagabros	Granitoides	Granitoides	Granitoides	Granitoides	Granitoides	Granitoides	Metadiabasas								
inuación)El	Localidad	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC	SDC
(Cont	Muestra	7-3-2 MG	158CMG	MGD-1	6-22-7MG	11-11-3MG	Garnet-Tron	11.12.4	11.12.5	Peg-Tron	6223 Granite	6152 Granite	5-18-4 D	5-18-4 DA	5-17-4 D	5-17-5 D	5-22-1 D	6-19-2 D	11-11-4 D	11-12-1 D	11-12-7 D



Figura 45. Ubicación de muestras geoquímicas reportadas por Blount (1993) para la Sierra del Cuervo.