



UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA
EN MINAS, METALURGIA Y GEOLOGÍA

**CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS
UNIDADES DEL TERCIARIO MEDIO DEL
DISTRITO MINERO DE
GUANAJUATO, GTO.**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEÓLOGO

PRESENTA:

MARIANA ELIZABETH COUTIÑO TABOADA

DIRECTOR: GERARDO DE JESÚS AGUIRRE DÍAZ

CO-DIRECTOR: JUAN JOSÉ MARTÍNEZ
REYES



GUANAJUATO, GTO; MAYO DE 2015.

**DR. LUIS ENRIQUE MENDOZA PUGA
DIRECTOR DE DIVISION DE INGENIERIAS
CAMPUS GUANAJUATO
P R E S E N T E.**

Los que suscriben, revisores del trabajo, que como requisito para obtención de Título Profesional, fue presentado a revisión por:

C. Mariana Elizabeth Coutiño Taboada

Pasantes del Programa Educativo de Ingeniero Geólogo de la División de Ingenierías del Departamento de Ingeniería en Minas, Metalurgia y Geología de la Universidad de Guanajuato, en la modalidad de **Trabajo de Tesis**, con el Título:

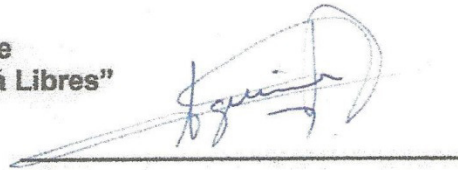
***“Correlación Estratigráfica de las Unidades del Terciario Medio
Del Distrito Minero de Guanajuato, Gto.”***

Una vez leído, analizado y revisado el trabajo, ha sido aprobado para que continúen con los trámites requeridos para solicitar fecha y sustenten examen.

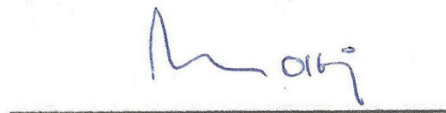
Sin más por el momento reciba un cordial saludo.

**Atentamente
“La Verdad Os Hará Libres”**

Dr. Gerardo de Jesús Aguirre Díaz
Director Del Trabajo de Titulación



M.C. Juan José Martínez Reyes
Co-Director Del Trabajo de Titulación




M.C. Federico Vogel González
Sinodal del Trabajo



Dr. Raúl Miranda Aviles
Sinodal del Trabajo



M.I.E. Elia Mónica Morales Zarate
Sinodal del Trabajo



AGRADECIMIENTOS

A mi Director de Tesis, el Dr. Gerardo Aguirre, por sus enseñanzas y apoyo; a mi Co-Director de Tesis, el M. C. Juan José Martínez Reyes, por la ayuda brindada durante la realización de este trabajo; a mis sinodales: la M.I.E. Elia Mónica Morales Zárate, el M. C. Federico Vogel González y el Dr. Raúl Miranda Avilés.

Al Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM, principalmente al Dr. Carlos Ortega por su colaboración.

A mis maestros con vocación y entrega.

A mi familia, especialmente a mi madre y a mi abuela; a mis amigos; a Pedro.

Esta es una investigación realizada gracias a una beca del Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IN-112312.

RESUMEN

El Distrito Minero de Guanajuato ha sido objeto de diversos estudios, tanto por su variedad de unidades litológicas, como por la importancia de los yacimientos minerales auroargentíferos. Es así como a lo largo de los años se ha hecho un intento por asignar una edad a cada una de las formaciones correspondientes al Terciario Medio, pasando desde edades relativas por estratigrafía y paleontología, hasta llegar al uso de dataciones absolutas empleando el método K-Ar y, como lo hace este trabajo, el método U-Pb.

Mediante dataciones hechas a las formaciones Loseros, Bufa y Calderones, se concluye que corresponden a una secuencia volcánica compuesta principalmente de rocas piroclásticas, formadas sobre todo de depósitos de flujos piroclásticos diluídos y densos, resultando en depósitos de oleadas piroclásticas (Fm. Loseros) e ignimbritas masivas (Fm. Bufa) o estratificadas (Fm. Calderones).

Los nuevos fechamientos y las observaciones de campo indican que la secuencia piroclástica Loseros-Bufa-Calderones sucedió en un tiempo corto, entre los 33 y 32 Ma aproximadamente, y corresponden con un origen volcánico derivado desde una caldera.

ÍNDICE

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO II. REPORTES PREVIOS SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y GEOCROLOGÍA DEL DISTRITO MINERO DE GUANAJUATO	4
2.1 Fm. Esperanza	4
2.2 Fm. La Luz	5
2.3 Conglomerado Rojo de Guanajuato	6
2.4 Fm. Loseros	8
2.5 Fm. Bufo	9
2.6 Fm. Calderones	10
2.7 Fm. Cedros	11
2.8 Fm. Chichíndaro	11
CAPÍTULO III. MÉTODO U-PB UTILIZANDO ZIRCONES EN GEOCROLOGÍA	13
3.1 Molienda de Muestras	13
3.2 Separación de Circones	18
3.2.1 Uso de Batea	18
3.2.2 Uso de Mesa Wilfley	22
3.3 Montado de Circones	24
3.4 Datación de circones mediante el método LA-ICP-MS (Ablación Láser acoplado a Espectrometría de Masas con fuente de Plasma Inductivo)	26
CAPÍTULO IV. RESULTADOS: REVISIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA Y NUEVA GEOCROLOGÍA U-Pb DE LAS UNIDADES VOLCANO-SEDIMENTARIAS DEL TERCARIO MEDIO EN EL DISTRITO MINERO DE GUANAJUATO	28

4.1 Conglomerado Rojo de Guanajuato (Tcg)	28
4.2 Fm. Loseros (Tl)	32
4.3 Fm. Bufo (Tb)	38
4.4 Fm. Calderones (Tca)	42
4.5 Fm. Cedros (Tce)	47
4.6 Fm. Chichíndaro (Tch)	48
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	55
5.1 Discusión de resultados	55
5.2 Conclusiones	57
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El Distrito Minero de Guanajuato está localizado cerca de la frontera de dos provincias fisiográficas: la Mesa Central y el Cinturón Volcánico Transmexicano. A su vez, es parte de la Sierra de Guanajuato, la cual tiene una orientación NW-SE, con un rango de elevación de 2,000 a 2,500 m.s.n.m., y contiene secuencias volcánicas del Terciario Medio relacionadas genéticamente con la provincia geológica de la Sierra Madre Occidental (Cerca et al., 2000; Aranda et al., 2003). La ciudad de Guanajuato, por la que se nombra el distrito minero, está a aproximadamente a 360 km al NW de la Ciudad de México.

El Distrito Minero de Guanajuato ha sido objeto de diversos estudios, tanto por su variedad de unidades litológicas que han sido parte de controversia algunas veces, como por la importancia de los yacimientos minerales auroargentíferos desde su descubrimiento en el año de 1548 (García, 1895), y ha sido motivo de estudios para establecer la relación entre los sistemas de fallas, la litología y los depósitos minerales (Wandke y Martínez, 1928; Guiza, 1949; Gross, 1975; Mango, 1988 y 1992; Randall, 1994).¹

Randall et al. (1994) proponen que el Conglomerado Rojo de Guanajuato está sobreyacido por una secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno relacionadas a un centro volcano-plutónico que exhibe características de una caldera, de 16 km de diámetro, formada cerca de la intersección de sistemas de fallas

¹ Algunos de los autores más destacados cit. por Orozco-V. F. J., 2014.- Mineralogía y génesis del “clavo de Rayas” de la zona central de la Veta Madre de Guanajuato, Gto. Tesis doctoral, p. 3.

normales regionales de rumbo NE y NW del Oligoceno Medio. Los límites de la estructura fueron determinados por la distribución horizontal de unidades volcánicas que Randall et al. (1994) interpretaron como syncaldera versus postcaldera. En el presente trabajo de tesis se hace notar que las principales unidades volcánicas de la zona están relacionadas en tiempo y espacio al desarrollo de una caldera y que éstas se depositaron dentro de la caldera o cerca de los posibles márgenes de la caldera. Se demostrará que la unidad inferior de esta secuencia, la Formación Loseros, tiene características de oleadas piroclásticas, y que junto con la ignimbrita Bufo y la Formación Calderones, conforman los productos principales de la caldera de Guanajuato.

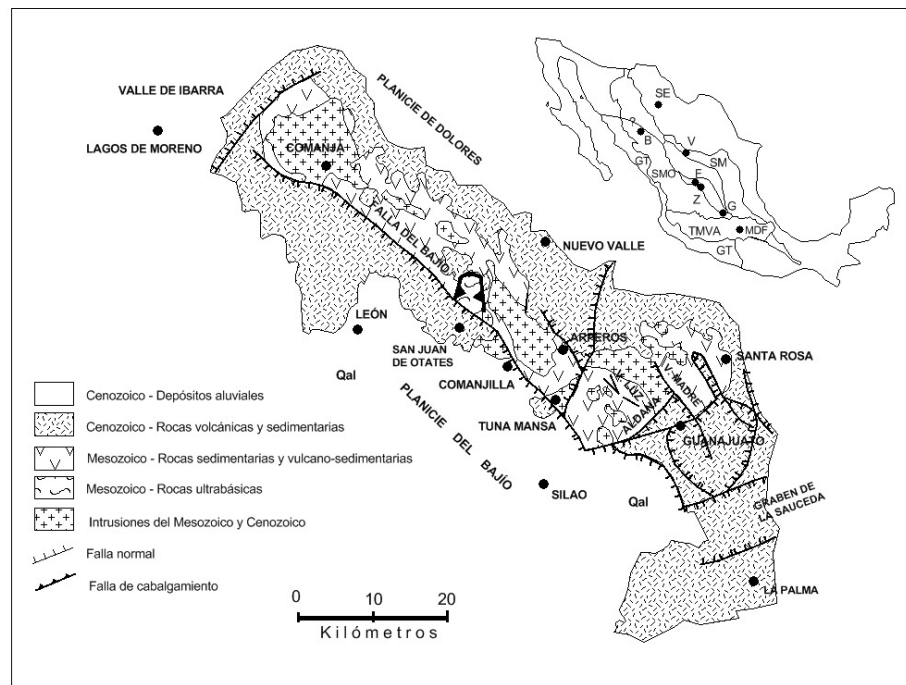


Figura 1. Posición del Distrito Minero de Guanajuato en relación al Terreno Guerrero y el marco geológico regional (modificada al español de Randall et al., 1994). B: Batopilas, F: Fresnillo, G: Guanajuato, GT: Terreno Guerrero, MDF: México (Distrito Federal), SE: Santa Eulalia, SM: Sierra Madre Oriental, SMO: Sierra Madre Occidental, TMVA: Eje Volcánico Transmexicano, V: Velardeña, Z: Zacatecas.

En este trabajo, se pretende hacer una revisión de la estratigrafía del Distrito Minero de Guanajuato, así como de las edades propuestas para las unidades litológicas en diversos estudios al paso de los años, y finalmente se proponen edades por el método U-Pb para algunas de las cinco formaciones volcánicas del Terciario Medio.

CAPITULO II

REPORTES PREVIOS SOBRE LA ESTRATIGRAFÍA Y GEOCROLOGÍA DEL DISTRITO MINERO DE GUANAJUATO

2.1 Formación Esperanza

En su estudio de Conglomerados Rojos del Terciario en el Centro de México de 1955, Edwards señala que las rocas más antiguas en el área del Distrito Minero de Guanajuato consisten principalmente en lutitas marinas plegadas, las cuales actualmente están expuestas como filitas o esquistos. En el área también se observan pequeños afloramientos de caliza, arenisca y rocas volcánicas. Estas rocas son de edad y espesor desconocido, aunque se ubicaron en el Triásico (Wandke y Martínez, 1928;² Guiza, 1949).

La formación más antigua del Distrito Minero de Guanajuato es la Pizarra Esperanza, formada a partir de lutita calcárea y carbonácea interestratificada con caliza, débilmente metamorfoseados a filitas, pizarras y mármol, y con intercalaciones de flujos de lava andesíticos a basálticos (Randall, 1994). El espesor de esta unidad excede los 600 metros y se le ha asignado una edad del Cretácico (Dávila y Martínez, 1987)³. Aranda y otros (2003) describen el complejo basal del Mesozoico que aflora en la Sierra de Guanajuato compuesto por rocas débilmente metamorfoseadas desarrolladas a partir de calizas, lutitas y areniscas, flujos de lava submarinos, y dioritas y tonalitas.

² Cit. por Echevoyén-Sánchez et al. (1970). Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México), p. 6.

³ Cit. por Randall R., J.A. et al. (1994). Exploration in a volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico, p. 1724.

Las filitas pudieron reconocerse por sus clastos tan finos que es imposible verlos a simple vista, además de que presenta un brillo satinado debido a la presencia de mica sericita y una foliación muy marcada. Las pizarras presentes son carbonosas, con un color gris que tiene un ligero brillo. Cuentan con foliación que permite que la roca se separe en láminas cuyo grosor no excede 1 mm.



Figura 2. Esquisto en Formación La Esperanza, mostrando foliación metamórfica.

2.2 Formación La Luz

Guiza (1949) llama esquisto La Luz a las rocas de la serie marina que fueron sometidas a mayor metamorfismo y que afloran en los alrededores del pueblo minero La Luz, localizado a 10 km al NW de Guanajuato. La Andesita La Luz (Randall, 1982)⁴ sobreyace la Formación Esperanza y consiste principalmente en rocas sedimentarias clásticas interestratificadas con lavas masivas

⁴ Ibid.

toleíticas y almohadilladas, datadas por el método K-Ar en 108.4 ± 6.2 Ma (Zimmerman, 1990)⁵. Los basaltos almohadillados fueron afectados por deformación, lo que los convirtió en esquistos cloríticos. En algunos lugares el basalto está mejor preservado en una matriz de esquisto milonítico (Aranda et al. 2003). Randall et al. (1994) mencionan que se ha estimado un espesor mínimo de 1,000 metros, sin embargo el verdadero espesor se desconoce debido a la deformación y al metamorfismo.

2.3 Conglomerado Rojo de Guanajuato

En su estudio de 1955, Edwards define y describe el Conglomerado Rojo de Guanajuato (CRG), cuyo afloramiento más grande es aquél que se localiza en la ciudad del mismo nombre. Sobreyace en contacto discordante tectónico por falla normal a las rocas marinas del Mesozoico. Se caracteriza por una alternancia entre areniscas de color rojo oscuro y conglomerados de capas delgadas de arena, grava y cantos rodados que contienen bloques que alcanzan 1.5 metros de diámetro. Edwards observó gradación, grietas de desecación y marcas de lluvia, así como estratificación cruzada y la formación de canales generados por conglomerados que cortan capas de arenisca a profundidades normalmente menores a 1 metro. En cuanto a la edad, en marzo de 1952, Carl Fries, Jr., jefe de la oficina en México de U.S. Geological Survey, encontró una parte del esqueleto de un roedor pequeño. C. W. Hibbard de la Universidad de Michigan y R. W.

⁵ Cit. por Ortiz, H., et al. (1990). El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas--implicaciones geodinámicas, p. 128.

Wilson de la Universidad de Kansas examinaron los restos fósiles. Wilson afirmó que al no haber una línea clara de descendencia, y al ser encontrado geográficamente lejos de zonas con hallazgos de especies similares, no era posible asignar una edad exacta, sin embargo podía determinarse una edad del Terciario, del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano, posiblemente. El descubrimiento se mencionó en un artículo corto de Arellano (1952). Edwards (1955, p. 156) en una columna estratigráfica generalizada, describe una discordancia angular entre el Conglomerado de Guanajuato y la formación subyacente; Randall et al. (1994) describe que el Conglomerado Rojo de Guanajuato descansa discordantemente en la Formación Esperanza y menos frecuentemente en la Andesita La Luz.

En su trabajo La Evolución Geológica del Sur de la Sierra de Guanajuato, Cerca et al. (2000) describen al Conglomerado Rojo de Guanajuato como un conglomerado fuertemente cementado, de grano grueso y estratificado, aunque en algunos sitios tiene una estratificación tosca que lo hace ver masivo. Su espesor mínimo en afloramientos pequeños es de 60 metros; sobreyace discordantemente el complejo basal y a su vez subyace rocas volcánicas del Cenozoico. La edad asignada al conglomerado es del Eoceno, de 49 Ma por el método de K-Ar en una lava máfica aparentemente interestratificada (Aranda-Gómez y McDowell, 1997).⁶

Randall et al. (1994) proponen que el CRG está sobreyacido por una secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno, relacionadas a un centro volcánico-plutónico que exhibe

⁶ Cit. por Cerca Martínez, L. M. et al. (2000). The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt, p. 135.

características de una caldera, formada cerca de la intersección de sistemas de fallas extensionales regionales de rumbo NE y NW del Oligoceno Medio. Para Randall et al. el relleno de la caldera incluye un depósito de oleadas piroclásticas y hasta 360 metros de material riolítico, megabrechas y domos riolíticos periféricos.

2.4 Formación Loseros

Se han empleado diversos nombres para denominar a esta unidad: Wandke y Martínez (1928) la nombraron Arenisca Bufa, término que utiliza Edwards (1955). En 1970, Echegoyén et al. adoptan el nombre de Formación Losero dado por Monroy (1888) y Guiza (1949); Randall (1994) emplea el nombre de Loseros.

Concordantemente sobre el CRG yace la arenisca Bufa, una arenisca tobácea silíceas depositada en agua (Bosford, 1909).⁷ Al ser delgada, con láminas continuas, buena clasificación, estratificación gradada, estratificación cruzada y algunos estratos con ondulitas y pequeños canales, se sugiere que se depositó en un ambiente de agua somero, como un lago poco profundo. No se observan gravas y las secciones delgadas muestran que se compone de granos de cuarzo y plagioclasa junto con fragmentos de rocas volcánicas silíceas alteradas cementadas por calcita. Los granos son en su mayoría angulares, pero también existen algunos subredondeados (Edwards, 1955). Echegoyén et al. (1970) consideran que la actividad volcánica comenzó inmediatamente después de la depositación del CRG, representada en su fase inicial por tobas silíceas. Para ellos, las rocas se constituyen principalmente de cenizas volcánicas de

⁷ Cit. por Edwards, J. D. (1955). Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico, p. 171.

grano fino y granos angulosos ligeramente redondeados de cuarzo y feldespato, una gran proporción de material volcánico silíceo cementado por calcita; se presenta en capas que varían de unos cuantos milímetros hasta 30 centímetros de espesor. Los autores mencionan que la depositación de la Formación Loseros se efectuó sobre una o varias cuencas pequeñas de aguas someras y relativa calma dado que la roca se presenta con láminas delgadas continuas de grano uniforme. El espesor máximo de la Formación Loseros es de 25 metros. Randall et al. (1994) mencionan la Formación Loseros como una arenita volcánica verde, bien estratificada cuyo espesor varía de 10 a 52 metros. Para Cerca et al. (2000), la Formación Loseros es un depósito de lapilli, con un característico color verde, que fue depositado aparentemente en agua. Contiene cuarzo y sanidino y actualmente el depósito está cementado en su mayoría por calcita. Según Randall et al. (1994), sobreyace al Conglomerado Rojo de Guanajuato con discordancia angular y parece tener una edad del Oligoceno, ya que puede estar relacionado a la erupción de la Riolita Bufo de 37 Ma.

2.5 Formación Bufo

Según Guiza (1949), sobreyaciendo concordantemente la arenisca Bufo, se tiene una serie de tobas masivas de grano grueso con espesor mayor a los 500 metros, que además incluyen brechas volcánicas asignándoles una edad probable del Mioceno. La base de la formación incluye fragmentos aislados de riolita rosa, arenisca tobácea, granito gris y esquisto. Durante esta edad de vulcanismo, diques andesíticos cortaron tanto el conglomerado y las rocas volcánicas suprayacentes; estos posiblemente actuaron como alimentadores para flujos de lava de andesita y

capas de ceniza superiores. Los diques, los únicos intrusivos en el conglomerado, son más numerosos en El Cedro, 6 kilómetros al SE de Guanajuato (Edwards, 1955). Wanke y Martínez (1928) mencionaron que una lava riolítica cuarzosa sobreyace la Formación Loseros, y le asignaron un espesor de 400 metros.⁸ Echegoyén et al. (1970) propusieron el nombre de Riolita Bufo y estimaron una edad del Mioceno para esta unidad. Sin embargo, Gross (1975) reportó una edad de 37.0 ± 3.0 Ma por el método de K-Ar.⁹ Randall et al. (1994) reportaron que la Formación Bufo es una toba de flujo de ceniza con un espesor de 360 metros.

2.6 Formación Calderones

La formación que sobreyace la Formación Bufo y que subyace a la Andesita Cedro, es la Formación Calderones, que Echegoyén et al. (1970) interpretan como conglomerados y areniscas, y la dividieron en tres miembros, inferior, medio y superior, y le asignan un espesor de 200 metros. Buchanan (1979) le asigna un espesor de 200 a 250 metros.¹⁰ Randall et al. (1994) describen esta formación como una unidad volcanoclástica de color verdoso a causa de cloritización, la cual incluye lahares y megabrechas.

⁸ Cit. por Cerca Martínez, L. M. et al. (2000). The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt, p. 138.

⁹ Ibid.

¹⁰ Cit. por Aranda-Gómez, J. J. et al. (2003, April). Three superimposed volcanic arcs in the southern cordillera—from the Early Cretaceous to the Miocene, Guanajuato, Mexico; p. 142.

2.7 Formación Cedros

Echegoyén et al. (1970) denominaron Formación Cedro a las lavas andesíticas que subyacen a la Formación Chichíndaro; para la cual estimaron un espesor de 250 a 640 metros. Cerca et al. (2000) reportan para esta unidad una edad de 30.5 ± 0.5 Ma por el método K-Ar, y la describen como las lavas de color verde si se trata de roca fresca o verde oscuro como resultado de alteración propilítica. Las lavas contienen fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, anfíbol y clorita, y en ocasiones incluyen olivino y augita. Randall et al. (1994), mencionan esta formación como flujos de lava andesítica con capas rojas interestratificadas, y tobas andesíticas a dacíticas.

2.8 Formación Chichíndaro

Wandke y Martínez (1928) fueron los primeros en describir la unidad Chichíndaro, definiéndola como un pórfido de cuarzo que sobreyace la secuencia del Distrito Minero de Guanajuato.¹¹ Según Randall et al. (1994), la unidad consiste en domos riolíticos, flujos de lava y brechas volcánicas. La riolita brechada ocurre generalmente al borde de los domos. Las lavas son generalmente blancas o rosas, porfídicas, con fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz criptocristalina. Echegoyén et al. (1970) le asignan una edad de finales del Plioceno. Gross (1975) reporta una edad por el método K-Ar de 32 ± 1.0 Ma.¹² Nieto-Samaniego et al. (1996), empleando el mismo método, obtuvieron una edad de 30.1 ± 0.8 Ma en riolitas al norte del poblado de Santa Rosa, al norte del Distrito, y otra de 30.8 ± 0.8 Ma en riolitas al sur del Distrito en

¹¹ Cit. por Cerca Martínez, L. M. et al. (2000). The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt, p. 140.

¹² Ibid.

el Graben La Saucedá. El espesor de la riolita varía entre 100 y 320 metros (Cerca et al. 2000), aunque Randall et al. (1994) estimaron un espesor que abarca de 100 a 250 metros.

Tabla A. Edades reportadas en trabajos previos en el Distrito Minero de Guanajuato.

Unidad Litológica	Método	Edad (Ma) $\pm 1 \sigma$	Referencia
Fm. Esperanza	Estratigrafía	Triásico	Wandke (1928) y Guiza (1949)
Fm. Esperanza	Estratigrafía	Cretácico	Dávila y Martínez (1987)
Fm. La Luz	K-Ar	108.4 \pm 6.2	Ortiz et al. (1990)
Conglomerado Rojo de Guanajuato	Paleontología	Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano	Fries et al. (1955)
Conglomerado Rojo de Guanajuato	K-Ar	49.0 (Eoceno)	Aranda y McDowell (1997)
Fm. Loseros	Estratigrafía	Oligoceno	Cerca et al. (2000)
Fm. Bufa	Estratigrafía	Mioceno	Edwards (1955).
Fm. Bufa	Estratigrafía	Mioceno	Echegoyén et al. (1970)
Fm. Bufa	K-Ar	37.0 \pm 3.0	Gross (1975)
Fm. Cedros	K-Ar	30.5 \pm 0.5	Cerca et al. (2000)
Fm. Chichíndaro	Estratigrafía	Pleistoceno	Echegoyén et al. (1970)
Fm. Chichíndaro	K-Ar	32.0 \pm 1.0	Gross (1975)
Fm. Chichíndaro	K-Ar	30.1 \pm 0.8	Nieto et al. (1996)
Fm. Chichíndaro	K-Ar	30.8 \pm 0.8	Nieto et al. (1996)

CAPÍTULO III

MÉTODO U-PB UTILIZANDO CIRCONES EN GEOCRONOLOGÍA

El circón es comúnmente el mineral utilizado para la datación de U-Pb y es además resistente a la erosión química y mecánica (Moser y Scott, 2001; Hanchar y Hoskin, 2003).¹³ Para llevar a cabo la datación de circones mediante el método U-Pb es necesario emplear una técnica que involucra triturado de roca, tamizado del material triturado y separación y montado de circones. Este trabajo se realizó en el Laboratorio de Molienda del Centro de Geociencias Campus Juriquilla de la Universidad Nacional Autónoma de México.

3.1 Molienda de Muestras

Dentro del Laboratorio de Molienda existen varios cubículos asignados cada uno a una tarea específica dentro del proceso a seguir para separar y montar circones. Uno de estos cubículos es empleado para triturar las muestras obtenidas en campo que generalmente son rocas mayores a un ejemplar de mano y cuyo peso puede ser superior a 1 Kg. Al entrar en el cubículo se debe cerrar la puerta y encender el extractor para evitar la contaminación fuera y dentro del lugar. Se procede entonces a realizar el método que se explica a continuación.

¹³ Cit. por Solari, L. A. et al. (2010). U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, p. 2.

1. Llenar una bitácora en la que se lleva un control de cada muestra procesada en el Laboratorio de Molienda. Primeramente se escribe el nombre de la muestra y después se describe el ejemplar, haciendo énfasis en si está o no intemperizada, su tamaño, color, dureza, tamaño de grano y de cristales, y descripción de minerales. Conforme se avanza en el proceso, se hace una segunda descripción en la que se explica el procedimiento empleado durante la trituración, el almacenamiento en bolsas del material tamizado, la separación y montado de circones.
2. Limpiar con agua y después con alcohol y aire comprimido la mesa de trabajo, y únicamente con alcohol o acetona, y aire comprimido la prensa y sus placas. Las placas de la prensa se limpian sobre papel revolución y con ayuda de un cepillo o taladro con cepillo de alambre que permitirá retirar remanentes de muestras previamente trituradas. Es muy importante que las placas no muestren manchas blancas, ya que son un indicativo de suciedad. Se usará la aspiradora para limpiar el piso.



Figura 3. Herramientas utilizadas en la trituración de roca A) Uso de taladro para limpiar las placas de la trituradora.

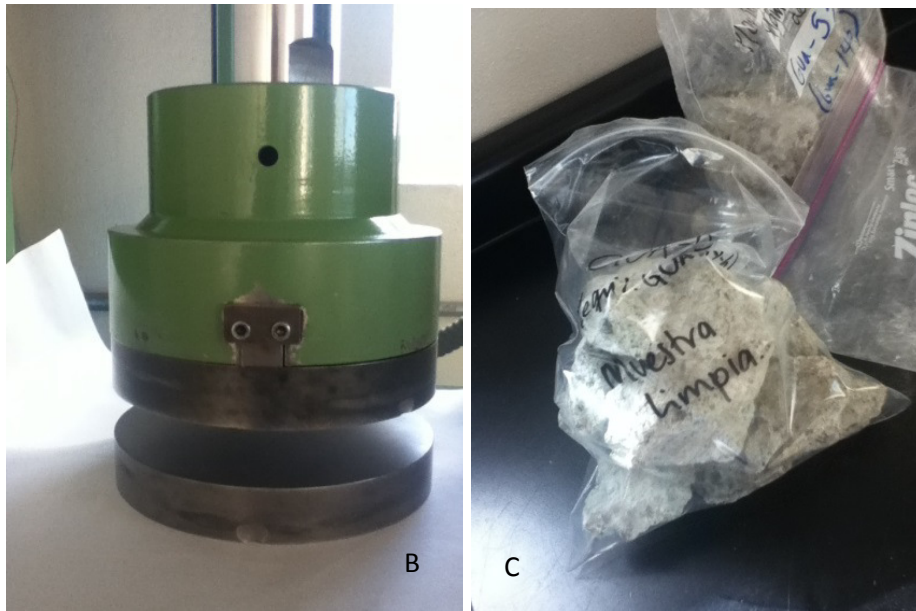


Figura 3 (Continuación). Herramientas utilizadas en la trituración de roca. B) Placas limpias de trituradora sobre papel revolución. C) Bolsa con muestra limpia lista para triturar.

El papel revolución es usado para tener un mejor control sobre los fragmentos de la roca y el polvo y ayudar a evitar contaminación. Debe ser empleado siempre que se limpien las placas, debajo de las mismas cuando se Trituren las rocas, en el espacio empleado para tamizado, cuando el material tamizado se guarde en bolsas y cuando se limpie la herramienta.

3. Usar papel revolución para colocar el equipo de trabajo, el cual consiste en tamices del No.4 (abertura de 4.75mm), No. 12 (abertura de 1mm) y No. 35 (abertura de 0.5mm), pica de geólogo, recogedor de acero inoxidable, tapadera y charola de tamices, 4 ligas para uso especial en tamices (para evitar que se atoren al empalmarlos). El equipo se limpia con alcohol y aire comprimido. El papel revolución se tira y se coloca uno nuevo para colocar sobre él la herramienta ya limpia. Se vuelve a limpiar la mesa para

evitar la contaminación del material con posibles partículas de polvo.

4. Habiendo quedado limpio todo el equipo de trabajo, las mesas y el piso, se procede a limpiar la muestra de roca quitándole la superficie intemperizada con ayuda de la pica y sobre una placa de metal puesta a su vez sobre papel revolución. Los fragmentos intemperizados que estén dentro del papel revolución y la placa se colocarán en una bolsa hermética rotulada "Muestra Sucia" o "Muestra para Precontaminar", que es el proceso en el que estos pedazos se trituran para "tapar" cualquier resto de la muestra anterior que haya quedado. La muestra limpia se guarda en una bolsa rotulada de esa manera.
5. Se coloca la placa superior de la prensa, y debajo de la placa inferior se pone papel revolución. Se emplean trozos de la bolsa rotulada "Muestra Sucia" lo suficiente para precontaminar toda la superficie de las placas. Al terminar se retiran las placas para limpiarlas nuevamente con el taladro o cepillo sobre papel revolución, y luego se limpian con alcohol o acetona al igual que la prensa, el piso y la mesa que pudo contaminarse con polvo.
6. Ya que se han montado de nuevo las placas en la prensa, se procede a la molienda de la muestra limpia, la cual será puesta posteriormente en los tamices con ayuda del recogedor y se agitará lo suficiente para que la muestra pueda pasar entre las mallas. Entonces el material que haya quedado en la malla del No. 4 se pondrá en una bolsa rotulada "Muestra X. >No.4", y se hará de la misma manera con el material para las mallas del No. 12 y 35. El material que quedó en la charola, en la parte de abajo, se ubicará en

una bolsa rotulada "Muestra X. <No. 35". Esta última bolsa es la más importante debido a que el material es menor a 0.5 mm, y los circones están concentrados aquí por su tamaño menor a 0.1 mm.

Es necesario mencionar que a causa de las limitaciones de la máquina trituradora, comúnmente la mitad del material triturado se queda en la malla del No. 12.



Figura 4. Trituración y tamizado de muestras. A) Muestra triturada. B) Muestra y tamices. C) Porciones de muestra separadas por granulometría.

3.2 Separación de circones

El proceso continúa con la separación de circones del concentrado de la bolsa rotulada como “Muestra X. <No. 35”. Dependiendo de la cantidad de concentrado existente, se determina el método a seguir. En este caso, cuando el concentrado es escaso se opta por emplear la Batea; cuando el concentrado es abundante, se utiliza la mesa Wilfley.

3.2.1 Uso de Batea

Se emplea este método cuando el material disponible es de aproximadamente 500 gramos, de manera que la mayoría de las muestras de este estudio se separaron en la batea. La batea consiste en un recipiente de plástico circular que reduce su diámetro hacia la base, y en la parte intermedia entre la base y la abertura, tiene dos líneas en relieve que se observan a manera de escalones. Otro tipo de batea empleado es completamente liso y menos profundo.

Para separar los circones se requiere de un recipiente en tamaño superior al de la batea (puede ser una tina de plástico) el cual se coloca en una tarja para tener acceso directo a un chorro de agua. Inicialmente, se vierte un poco de material triturado en la batea, que está a su vez ligeramente dentro de la tina. El material se moja y cuando el agua tape completamente el polvo, la batea se toma con las manos y se realiza un movimiento circular que hace que las partículas más ligeras y pequeñas floten, mientras que las más grandes y/o pesadas permanecen en el fondo. Como hay gran cantidad de partículas del tamaño de limos y arcillas, el agua es turbia, y por el movimiento realizado esta turbiedad se exagera. Se desecha el agua turbia con las partículas ligeras vertiéndola en la tina. Se agrega más agua para reemplazar la que

se ha tirado, hasta que el agua sea completamente clara y se reduzca la cantidad de material. Las líneas en relieve hacen la función de retener el material más denso cuando se vierte lo más ligero. Al final del proceso, si la muestra contiene circones, estos se verán al fondo formando un arco alrededor de la base de la batea. Con ayuda de una piseta, los circones se concentran en una caja de Petri y se ponen a secar en el horno. El material que quedó en la tina se pasa a un refractario quitándole el exceso de agua y también se pone a secar.

Una vez secado, el concentrado de circones se pasa por una malla de 80 micras. Los circones generalmente son menores a este tamaño, por lo que el material que pase el tamiz es colocado en un trozo de papel vegetal que se dobla, se sella con cinta adhesiva, y se marca con la etiqueta "Muestra X. <80 μm Zr". El material restante se coloca en una bolsa pequeña que también se sella y se etiqueta como "Muestra X. >80 μm ". Posteriormente ambas bolsas son guardadas en una bolsa de plástico hermética y se espera hasta haber separado el concentrado de circones de todas las muestras para después montar los circones en una probeta.

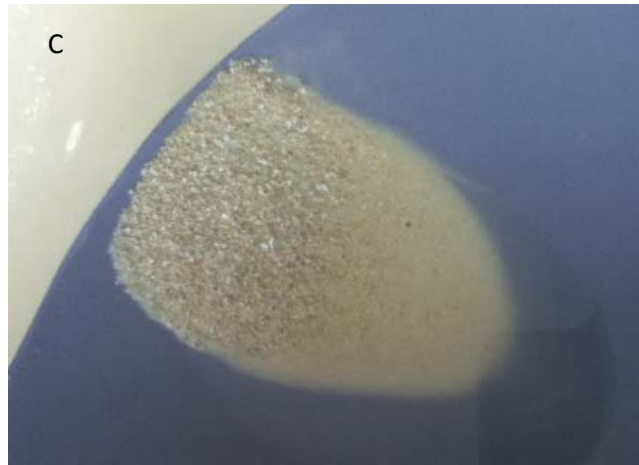
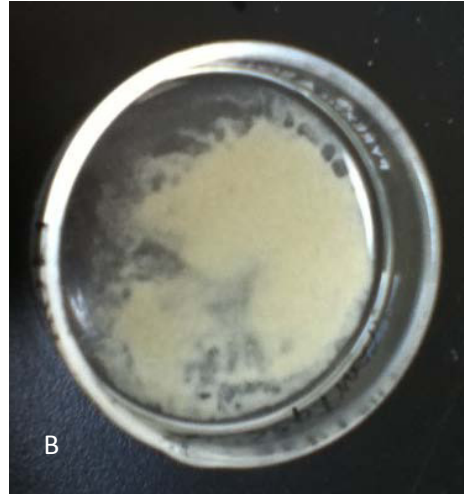


Figura 5. Herramientas utilizadas en el separado de circones. A) Uso de batea. B) Concentrado de circones. C) Separación de muestra por granulometría. D) Zircons vistos en microscopio óptico.

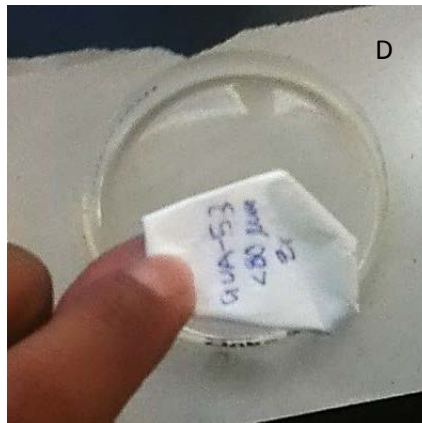
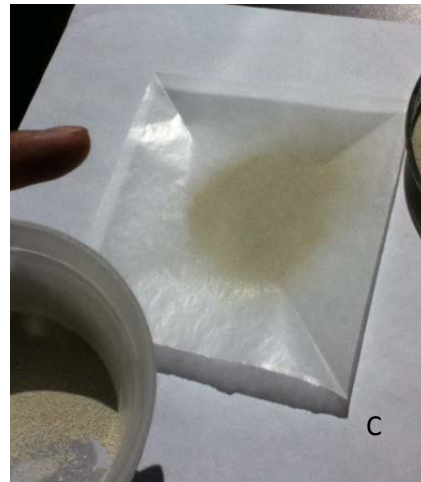


Figura 6. Manejo del concentrado de circones. A) Material empleado para separar el concentrado de circones. B) Tamiz de 80 μm para separar circones. C) Concentrado de circones después de haber sido tamizados por malla de 80 μm . D) Empaquetamiento de concentrado de circones para su almacenamiento y posterior uso.

3.2.2 Uso de mesa Wilfley

Para emplear este método se requiere tener un pre-concentrado de aproximadamente 1 Kg o más. La mesa Wilfley consiste en una mesa acanalada e inclinada sometida a un movimiento vibratorio en el que a su vez se realizan dos tipos de movimientos: uno es paralelo al flujo del agua y es segundo es perpendicular al flujo. En la base de la mesa hay cuatro divisiones que terminan cada una en una manguera, misma que es puesta en un recipiente para captar el concentrado. Antes de emplear la mesa se requiere una limpieza con agua y jabón de calidad de laboratorio para evitar posibles residuos de muestras anteriores que puedan contaminar la muestra actual. Posteriormente el material pulverizado se coloca en un recipiente de metal en la esquina superior de la mesa, que mediante vibración causa la caída del concentrado sobre la mesa. Ya en la mesa, el concentrado se ve afectado por la caída del agua y el movimiento vibratorio que permiten la separación de las especies minerales debido a la densidad, causando que se depositen por separado según su densidad en los recipientes en la base de la mesa Wilfley. Básicamente la separación de los minerales se genera por la velocidad de cada partícula al verse sometida al flujo de agua. Existe mayor velocidad en la parte superior de la columna de agua que en la parte inferior, de manera que las partículas de menor tamaño tendrán menor velocidad que las partículas grandes y junto con el movimiento vibratorio de la mesa, se recorrerán hasta depositarse en el último recipiente. De la misma forma, las partículas más ligeras flotarán y serán llevadas rápidamente por el agua hasta depositarse en los primeros recipientes, al mismo tiempo que las partículas más densas se mantendrán en la superficie de la mesa moviéndose por los canales hasta llegar al

final de la mesa y depositarse. Para poder tener un orden y control de los concentrados de cada recipiente, éstos se etiquetan al inicio del proceso. El recipiente W1 es aquél en el que los circones tienden a depositarse y generalmente es el último. El recipiente W2 a veces puede contener un mínimo de circones y minerales con densidad intermedia como los ferromagnesianos. El recipiente etiquetado como W3 tendrá un alto contenido de minerales más ligeros como cuarzo y plagioclasa, y finalmente, el W4 acumula normalmente el material arcilloso. Cuando todo el pulverizado es clasificado, se coloca a secar en un horno en refractarios debidamente etiquetados. El material W3 y W4 se coloca directamente en bolsas herméticas etiquetadas como “Muestra X. W3” y “Muestra X. W4”, respectivamente, para almacenarse. Las partes W1 y W2 son tamizadas por separado con la malla de $80\mu\text{m}$ para obtener el concentrado de circones que se usará en el análisis para obtener la edad de la muestra. Al igual que como se hizo en el método de la batea, se generan dos pequeñas bolsas para W1 y otras dos para W2. Aquellas etiquetadas como “Muestra X. W1. $<80\mu\text{m}$. Zr” y “Muestra X. W2. $<80\mu\text{m}$. Zr” serán las que contendrán los circones y el material que haya pasado la malla. Las bolsas “Muestra X. W1. $>80\mu\text{m}$ ”, y “Muestra X. W2. $>80\mu\text{m}$ ” contendrán el material que no pasó la malla.



Figura 7. Mesa Wilfley utilizada para la separación de circones. A) Mesa Wilfley antes de iniciar el separado. B) Mesa Wilfley en uso.

3.3 Montado de circones

Para realizar este procedimiento se requiere estar en el cubículo del microscopio binocular, en donde se prepara un vidrio al que se le dibuja un pequeño círculo del tamaño de una probeta. Al círculo se le traza una línea vertical por la mitad, y se trazan tres líneas perpendiculares a ella para obtener ocho espacios. Hecho esto, se pega una cinta adhesiva para colocar los circones. De la muestra seleccionada, se vierte el concentrado de circones de tamaño menor a 80 micras en una caja de Petri con un poco de alcohol y mediante el microscopio binocular se seleccionan los

circones con ayuda de unas pinzas de laboratorio. Cada muestra es ubicada en un espacio del círculo dibujado, de tal modo que en cada probeta caben hasta ocho muestras. Para evitar confundir los ejemplares, los circones pueden colocarse en patrones distintos y además se debe hacer un dibujo en la bitácora para registrar la colocación de las muestras.

En ocasiones los circones pueden confundirse con apatito, por lo que se requiere de atención y experiencia para distinguirlos. El circón se presenta incoloro, con un característico brillo vítreo y en un hábito bipiramidal; a pesar de su dureza de 7.5 en la escala de Mohs, es muy frágil y tiende a romperse si no se toma de manera adecuada con las pinzas. Se necesitan aproximadamente 40 circones para poder hacer una datación. Cuando todas las muestras estén montadas, es el momento de verter la resina para la formación de la probeta. Después de un día de secado, la probeta se pule y entonces está lista para llevarla al laboratorio para su análisis y datación.



Figura 8. Montado de circones. A) Placa de vidrio (probeta) con trazo circular para montar circones.



Figura 8 (Continuación). Montado de circones. B) Muestra con más de 40 circones vista a través del microscopio binocular.

3.4 Datación de circones mediante el método LA-ICP-MS (Ablación Láser acoplado a Espectrometría de Masas con fuente de Plasma Inductivo)

El método LA-ICP-MS es una herramienta microanalítica adecuada para proveer resultados geocronológicos precisos y rápidos del sistema isotópico U-Pb en granos de circón (Solari et. al. 2010). El método se ha empleado exitosamente para datar los minerales más antiguos de la Tierra (Wilde et al. 2001) así como rocas más jóvenes a 1 Ma.

En la sección de Montado de circones se mencionó el pulido de la probeta. Esa parte del procedimiento junto con la datación de las muestras es llevado a cabo por un especialista en el laboratorio. Después de que las muestras son pulidas, se observan bajo un microscopio binocular y bajo catodoluminiscencia. Las imágenes de catodoluminiscencia son importantes para determinar si hay zoneación interna en los circones, proporcionando un mejor control sobre los puntos de análisis que a su vez ayudarán con la interpretación de la edad. La probeta es enjuagada en agua de 18.2MΩ en un baño de

ultrasonido por 15 minutos, seguido de una limpieza superficial con 1 mol l⁻¹ de HNO₃ ultra puro antes de que la muestra sea introducida en la celda de ablación. Esta limpieza se hace con la finalidad de evitar impurezas y eliminar el Pb externo e innecesario (Solari et. al. 2010). Al terminar este proceso, se realiza el análisis isotópico U-Pb ingresando la muestra al LA-ICP-MS y se obtienen los resultados para el cálculo de la edad para cada muestra.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS: REVISIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA Y NUEVA GEOCROLOGÍA U-Pb DE LAS UNIDADES VOLCANO-SEDIMENTARIAS DEL TERCIARIO MEDIO EN EL DISTRITO MINERO DE GUANAJUATO

En esta sección se describen las observaciones de campo hechas por la autora de las unidades estratigráficas del Terciario medio en el Distrito Minero de Guanajuato, revisando y actualizando los conceptos vulcano-estratigráficos en las unidades volcánicas, así como proporcionando una nueva columna estratigráfica compuesta que integra a las unidades desde el Conglomerado Rojo de Guanajuato, las formaciones Loseros, Bufa, Calderones, Cedro hasta Chichíndaro. En este capítulo se presentan también los resultados de las dataciones realizadas con la técnica U-Pb en circones explicada anteriormente. Las unidades con edades U-Pb nuevas son Losero, Bufa y Calderones, y son las que, junto con el Conglomerado Rojo de Guanajuato, se describen a continuación.

4.1 Conglomerado Rojo de Guanajuato (Tcg)

Esta formación es un conglomerado polimíctico en el que se pueden distinguir dos partes características, la zona inferior consiste en estratos bien definidos con una buena selección formados por arcillas y areniscas finas a medias, algunos de ellos con grietas de desecación en su parte superior e inclusive con marcas de lluvia, que a veces se intercalan con estratos de granulometría mayor (limos-arena-gravas), como puede observarse en la carretera panorámica cerca de la Preparatoria

Oficial; mientras tanto la parte superior es masiva, mal seleccionada, con clastos angulosos del tamaño de arena hasta bloques incluso $\geq 1\text{m}$ de diámetro distribuidos erráticamente con una fábrica de matriz soportada, la cual es de composición arcillosa. A pesar de que esta parte del conglomerado es masiva, se pueden distinguir estratos cuya geometría es lenticular. Algunos de estos estratos presentan gradación normal o inversa. La angulosidad de los clastos indica poco transporte, sin embargo hacia la cima los clastos se vuelven más redondeados. Se interpreta aquí que el CRG fue formado por abanicos aluviales, mismos que al entrecruzarse forman zonas distales de grano más fino y más redondeado, así como lentes de base erosiva.

En cuanto a la composición de la formación, en el “Estudio de Conglomerados Rojos del Terciario Temprano en el Centro de México” publicado en 1955, Edwards establece que tiene un alto porcentaje de fragmentos volcánicos los cuales equivalen a más de la mitad de los fragmentos del tamaño de gravas o mayores, y dentro de estos, son más abundantes los del tipo latítico y riolítico. Otros constituyentes que les siguen son el granito, diorita y caliza, y en menor proporción, cuarzo y calcita, que en ocasiones actúan como cementante y se les observa también en vetillas. De esta manera es posible afirmar que el conglomerado está constituido por fragmentos del basamento del Mesozoico y granito, cuyo afloramiento más cercano es el Granito de Comanja, a unos 66 km al NW de la Ciudad de Guanajuato. Por otro lado, la matriz del conglomerado y los estratos de arenisca son producto de la desintegración de rocas volcánicas, encontrándose fragmentos de riolita, dacita y andesita, así como los minerales albita, oligoclasa, sanidino, cuarzo, biotita, calcita, aragonito, clorita, serpentina, magnetita y hematita; ésta última en pequeñas cantidades es la

responsable del color rojo característico de la formación. Respecto a su espesor, Edwards aclara que solamente puede estimarse ya que la base del conglomerado no está expuesta. Según Edwards (1955) el CRG tiene un espesor de 1,500 metros, y según algunas mediciones mineras, probablemente tenga un máximo de 2,000 metros.

La edad de 49 Ma de Aranda-Gómez y McDowell (1997) es la única hasta ahora se tiene para intentar fechar esta unidad. En base a observaciones hechas para este trabajo de tesis, la muestra colectada por estos autores proviene de un afloramiento de lavas de composición intermedia, verdes, tal vez andesita, en contacto discordante con el Conglomerado Rojo de Guanajuato. Es muy probable que la edad no sea correcta, pues se realizó en lavas muy alteradas hidrotermalmente, cloritizadas y propilitizadas, con abundante vetilleo de calcita y cuarzo, en donde seguramente el contenido de potasio original fue modificado substancialmente, afectando de esta manera el valor calculado en la edad K-Ar. Es necesario por lo tanto volver a datar esta unidad utilizando otras técnicas en materiales resistentes a la alteración, como la de U-Pb en circones, en este caso detríticos.



Figura 9. Aspectos de campo del Conglomerado Rojo de Guanajuato. A) Parte superior, en el Cerro La Bufa. B) Parte superior del conglomerado en el camino al Cubo.



Figura 9 (Continuación). Aspectos de campo del Conglomerado Rojo de Guanajuato. C) Estratos de arenas intercalados con estratos de gravas en la entrada Oeste a la Ciudad de Guanajuato (salida a Silao).

4.2 Formación Loseros (TI)

Sobreyaciendo el CRG se encuentra la Formación Loseros. Las capas superiores del conglomerado corresponden a estratos de gravas finas y arenas gruesas con una estratificación menor a los 20 centímetros; esta secuencia continúa con una intercalación de limolita verde y roja, que cambia hasta volverse completamente en los estratos verdes de la Unidad Loseros. De esta manera el contacto entre el CRG y Loseros es considerado transicional y concordante y no discordante como se ha establecido anteriormente (ver Capítulo 2.4).

La Formación Loseros está compuesta de material piroclástico que varía de ceniza muy fina a lapilli fino. Las esquirlas de vidrio que son parte de la formación son producto de explosiones volcánicas. Gran parte de las delgadas capas que componen esta unidad son menores a 1 cm de espesor. En general, la estratificación es planar, sin embargo puede

observarse la estratificación cruzada si se observa el depósito en exposiciones paralelas al flujo. La formación presenta un color verde a causa de la cloritización. Se trata de una unidad que no es continua y que tampoco mantiene su espesor, y que según Randall et al. (1994) varía de 10 a 52 metros, pero nuestras observaciones indican de 0 a 20 metros. Por sus características sedimentológicas observadas sobre todo en la parte inferior del depósito es posible que el material piroclástico haya sido acumulado en un lago somero. En este trabajo se obtuvo una edad U-Pb en circones de 32.0 ± 0.3 Ma para una muestra colectada en la localidad de La Cueva, en la base del Cerro La Bufa, y otra de 33.00 ± 0.28 Ma para una muestra tomada en el Cerro de la Bufa, en la localidad de La Cueva (muestras GUA-19 y GUA-32, Tabla B).

La Formación Loseros fue formada por la acumulación oleadas piroclásticas depositadas inicialmente en agua y posteriormente subáereas formado a partir de corrientes de densidad piroclástica diluidas en las que la interacción entre las partículas sólidas en movimiento es prácticamente irrelevante, pues el transporte y soporte de las partículas está dominado por efectos de la turbulencia de una fase fluida (dusty gas) que generalmente involucra saltación y tracción (Branney y Kokelaar, 2002). Es común que estos depósitos presenten estratificación cruzada y paralela, como ya se ha mencionado. Las corrientes de densidad piroclástica son un tipo de flujo de gravedad generadas directamente por actividad volcánica explosiva (Lockwood y Hazlett, 2010)¹⁴, de modo que pertenecen a un régimen de alta

¹⁴ Cit. por Valentine, G. A. et al. (2011). Effects of volcano profile on dilute pyroclastic density currents: Numerical simulations. *Geology*, p. 947.

energía en el que no se observan fragmentos grandes. Las sucesiones estratificadas, como en el caso de la Formación Loseros, registran erupciones freatomagmáticas que típicamente son pulsantes y que dan lugar a oleadas piroclásticas de corta duración (Branney y Kokelaar, 2002).

Las erupciones freatomagmáticas se caracterizan por la interacción entre magma y agua. El punto de inicio es magma a alta temperatura en contacto con agua externa y con el material que contiene el agua a temperaturas mucho más bajas. El agua puede ser calentada hasta alcanzar una temperatura muy alta y altas presiones a causa de la expansión del vapor, lo que genera la fragmentación. La mayor parte de la fragmentación se lleva a cabo cuando aumenta el volumen del agua líquida a vapor, más que por una subsecuente expansión de la fase de vapor. El producto final es una mezcla de partículas juveniles, gas magmático, vapor, partículas de las paredes y frecuentemente agua líquida (Sigurdsson et al. 1999, p. 505).

Por las características observadas, los depósitos de Loseros se originaron de la combinación de procesos volcánicos y sedimentarios subacuáticos. Su origen es definitivamente volcánico, con transporte de tipo flujo piroclástico diluído de alta velocidad, pero su acumulación muestra características de procesos sedimentarios en agua, tal vez en cuerpos de agua someros. Estas características incluyen estructuras sedimentarias unidireccionales y con buena selección, aunque más pobre que los típicos depósitos de arenas fluviales o lacustres, debido a su transporte como flujos piroclásticos turbulentos. La presencia de ondulitas en estos depósitos pueden deberse a un alto régimen de flujo (Crowe y Fisher, 1973; Wohletz y Sheridan, 1979). Por otro lado, en los depósitos de Loseros se han encontrado estructuras

denominadas sismitas, que indican una fuerte sismicidad durante la acumulación de Loseros, y que pueden relacionarse con la actividad sísmica producida durante una erupción de una caldera, como es el caso de Guanajuato. Ejemplos de ondulitas encontradas en depósitos de oleadas piroclásticas son el caso de la caldera Isla Decepción en la Antártida (Caselli et al., 2004), el caso de La Caldera Talagapa Chico en Los Andes Argentinos (Nullo et al., 2006), o el de depósitos piroclásticos del Volcán Villarica en Chile (Clavero et al., 1994). Nótese que tanto para la formación de ondulitas como de sismitas se requiere de material suave, sean arenas o piroclastos, con una reología que permita la deformación (Allen, 1982; Cas y Wright, 1987). Sin embargo, por las características observadas en la Formación Loseros y por su relación concordante con la Ignimbrita Bufa (ver abajo), Loseros es resultado de corrientes piroclásticas diluidas que se depositaron en un medio acuoso somero y que evolucionaron hacia la siguiente unidad, la Ignimbrita Bufa, como se explica a continuación.



Figura 10. Afloramientos de la Formación Loseros. A) Depósitos de oleadas piroclásticas formando capas delgadas. B) Contacto CRG-Formación Loseros cerca del camino Presa de la Olla-Cubo.

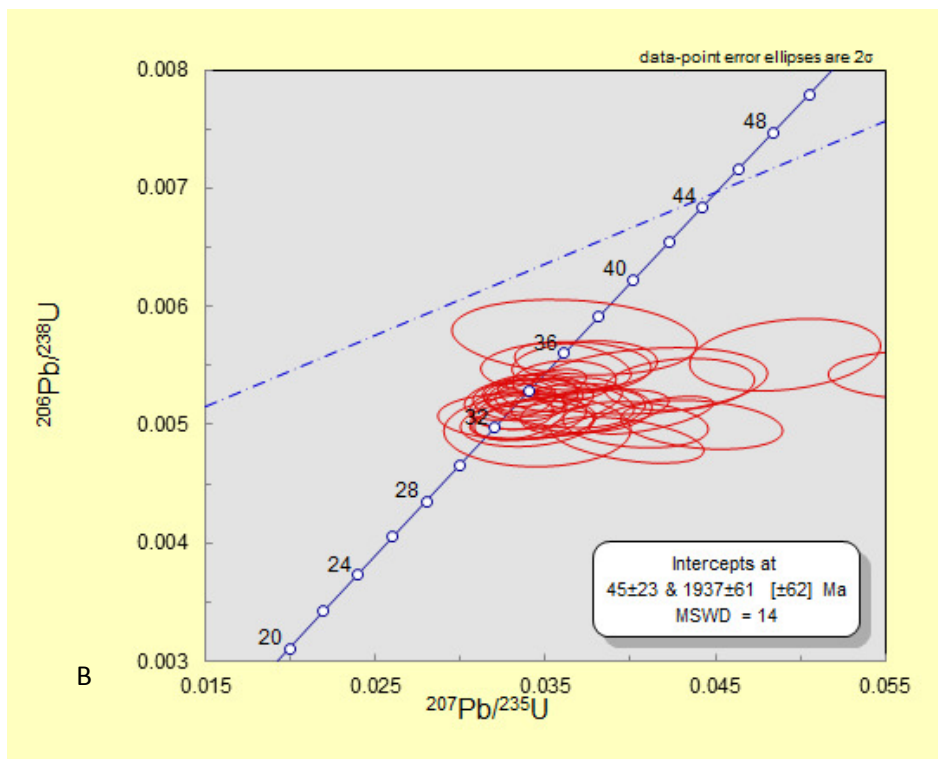
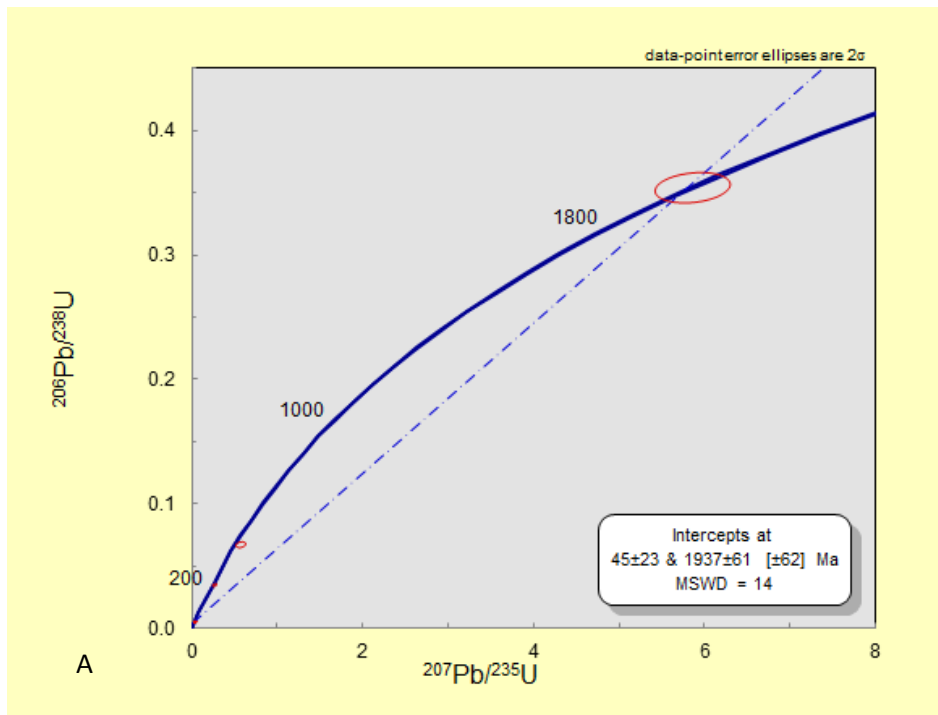


Figura 11. Diagramas concordia de la muestra GUA-32 de la Formación Loseros. A) Diagrama concordia completo. B) Diagrama concordia con ampliación hacia donde convergen la mayoría de las edades de los circones dados.

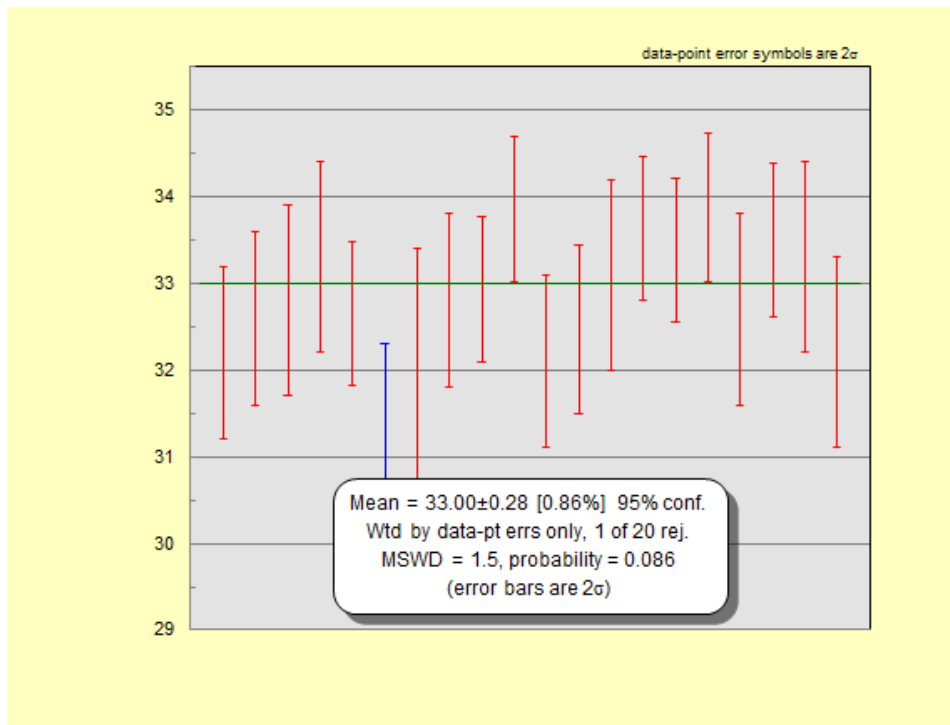


Figura 12. Diagrama de edades de medias ponderadas de la muestra GUA-32 de la Formación Loseros.

4.3 Formación Bufa (Tb)

Siguiendo el modelo agradacional de Branney y Kokelaar (1997), posterior a la fase freatomagmática inicial, la corriente de densidad piroclástica se convierte en una más densa y estable, de manera que una capa gigante se acumule gradualmente, la cual carece de gradación interna o estratificación, es decir, se forma un depósito piroclástico denso y masivo sobre el depósito freatomagmático anterior. Este depósito es llamado generalmente ignimbrita (Cas y Wright, 1987). La ignimbrita masiva que se forma es de gran espesor y se deposita normalmente en partes bajas, planicies y valles, mientras que en zonas topográficamente elevadas la tasa de deposición es mucho menor y/o el inicio de la deposición se retrasa significativamente, posiblemente por minutos a horas (Branney y Kokelaar, 2002). Echevoyén et al.

(1970) proponen que la Formación Bufa tiene un espesor de 180 metros en el camino de la ciudad de Guanajuato al poblado El Cedro, de manera que, el cual es mucho menor al espesor de 360 metros establecido por Randall et al. (1994). La ignimbrita se adelgaza al N, NE y E desapareciendo en la Sierra de Santa Rosa (Labarthe et al., 1995).

La Formación Bufa es una ignimbrita de composición riolítica con fenocristales de cuarzo, sanidino y biotita. En la base en ocasiones se observan moldes de líticos erosionados; los líticos que se conservan son subangulares de hasta 30 cm de diámetro, principalmente del basamento pre-volcánico. En ciertos lugares puede observarse que presenta una estructura columnar ligeramente definida, como en el camino de la Presa de la Olla a Mina Las Torres, y en el camino de la Colonia Peñolera a la Presa de Mata; estas estructuras posiblemente se formaron durante el enfriamiento de la ignimbrita en zonas en que está más densamente soldada.

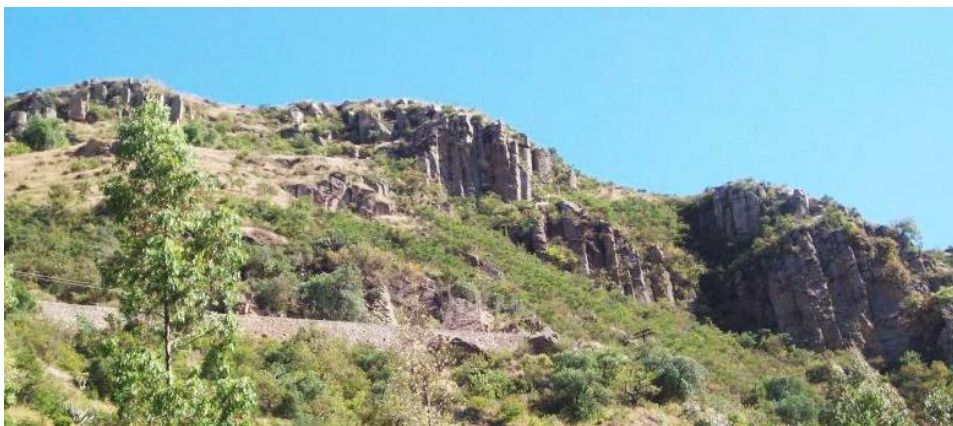


Figura 13. Estructuras columnares desarrolladas en zonas densamente soldadas de la ignimbrita Bufa en el camino Presa de la Olla-Cubo.

Una característica importante de la ignimbrita Bufa es que en la parte inferior, sobre el contacto con Loseros, existe una zona

de aproximadamente 2 metros de espesor que es rica en líticos y que tiene pómez aplanadas. Esto cambia gradualmente hacia la cima a una zona pobre en líticos de varios metros de espesor. En la parte superior, la ignimbrita Bufa es de grano fino y débilmente soldada, aunque un poco endurecida a causa de la silicificación. La zona rica en líticos en ocasiones corresponden a brechas coignimbríticas de rezago, que son acumulaciones de material tan pesado para ser transportado lejos de la zona de deflación, la cual es la zona alrededor de una columna eruptiva de colapso (Walker, 1985). Estas brechas coignimbríticas son indicadores de facies cercanas al conducto eruptivo.



Figura 14. Aspectos de campo de la ignimbrita Bufa. A) Contacto Loseros-Bufa. B) Muestra de mano de la ignimbrita Bufa.



Figura 14 (Continuación). Aspectos de campo de la ignimbrita Bufo. C) Líticos en la ignimbrita Bufo en el Arroyo La Leona. D) Cima de la ignimbrita Bufo en la localidad tipo, Cerro de La Bufo.

El contacto entre la Formación Loseros y la ignimbrita Bufo en algunas zonas es tectónico por falla normal, dado que existe cizallamiento y desfase; pero en general, el contacto es concordante.

En este trabajo se reportan las edades por U-Pb de 33.57 ± 0.22 Ma y 33 ± 0.3 Ma determinadas en dos muestras, la primera recolectada en el camino de la Presa de la Olla a Mina Las Torres, y la otra en el Cerro de la Bufo, en la localidad de La Cueva (muestras GUA-23 y GUA-20, Tabla B). Como se observa, ambos resultados son congruentes en un valor alrededor de 33 Ma, y cercanas al valor obtenido en la Formación Losero, considerando el error analítico.

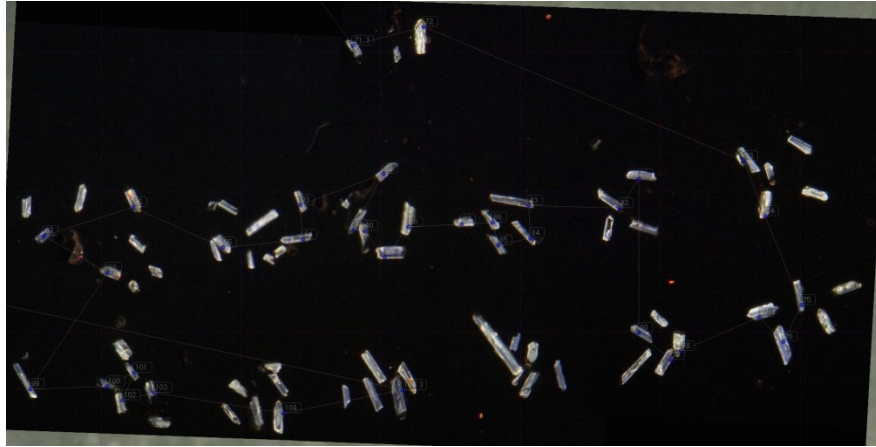


Figura 15. Circones de la muestra GUA-23.

En resumen, se interpreta a las formaciones Loseros y Bufa como parte de una misma erupción catastrófica explosiva asociadas a la formación de la caldera de Guanajuato, en donde Loseros se forma de corrientes piroclásticas de ceniza diluidas con escaso material sólido, mientras que La Bufa se origina del depósito de una corriente piroclástica densa con alto contenido de material piroclástico. Ambas son parte de un mismo evento que pudo ocurrir en cuestión de horas y con un breve lapso entre la deposición de una y otra.

4.4 Formación Calderones (Tca)

La Formación Calderones es una serie estratificada de origen piroclástico con estratos desde muy delgados (algunos cm) hasta muy gruesos (10 m). La composición varía en cuanto al contenido de componentes de cada capa, pero en general se puede decir que es de composición andesítica, por la mineralogía observada, piroxeno y plagioclasa principalmente, sin cuarzo ni sanidino. Echegoyen et al. (1970) interpretan a esta secuencia

como depósitos sedimentarios de conglomerados y distinguen tres miembros en Calderones: inferior, medio y superior; Aranda et al. (2003) propusieron que dichos miembros serían equivalentes a facies proximales, medias y distales, respectivamente. Pero en todas las capas observadas se distingue claramente características de depósitos piroclásticos, tales como líticos angulosos, pómez colapsada o fiamme, fenocristales de plagioclasa y piroxeno, y una matriz de ceniza. No se observa gradación en las capas ricas en líticos, sino más bien una fábrica masiva. Es común la estratificación cruzada en los estratos delgados, por lo que se interpretan como depósitos de oleadas piroclásticas. Los estratos más gruesos presentan las características de una ignimbrita; son masivos, con las zonas 2a y 2b de Sparks et al. (1973), la zona 2b muestra la base enriquecida en líticos, con líticos del basamento (granito, esquistos, rocas volcánicas alteradas). Cerca del poblado El Cubo, en el Cerro de La Loca, se ubica la sección estratigráfica más representativa de la secuencia Calderones en donde se tiene una secuencia de depósitos de flujos piroclásticos que varían en espesor de 10 cm a 8 metros, con los más delgados en la mitad inferior y los más gruesos en la parte superior. En su mayoría, los depósitos son ricos en líticos del Conglomerado Rojo de Guanajuato y de dacita morada rojiza en una matriz cloritizada y vitroclástica; hacia la parte media de la secuencia se observan ignimbritas soldadas con pómez colapsadas y reemplazadas completamente por clorita, dándoles un color verde oscuro; en la cima se tienen tres ignimbritas masivas cuyo espesor llega a 8 metros por unidad de flujo, la primera de las cuales tiene una brecha coignimbrítica de rezago de aproximadamente 1.5 m de espesor con líticos de hasta 30 cm de diámetro que incluyen granito, esquistos, andesita y

dacita. Estas brechas líticas de rezago son también observadas en otras localidades en el distrito minero, e indican cercanía al conducto.

El color verde a azul verdoso sugiere que la formación fue afectada por cloritización y tal vez depositada en cuerpos de agua somera, posiblemente lagos retenidos al interior de la caldera, o bien, que fue sometida a un proceso de alteración hidrotermal pervasivo. La propilitización también está presente en algunos casos. En general, la secuencia Calderones es rica en líticos del Conglomerado Rojo de Guanajuato, aunque hay lugares en los que existe un alto porcentaje de fragmentos líticos de andesita cloritizada. En otros sitios los fragmentos derivan de las rocas sedimentarias del basamento Mesozoico. La Formación Calderones es de estratificación media a gruesa, y el tamaño de los granos accidentales varía de arena fina a cantos rodados y bloques. Hay algunas capas con clastos bien redondeados, pero la mayor parte de la secuencia tiene clastos angulares. Algunas veces, los fiamme se erosionan y deja agujeros en la roca, dando la apariencia de ser una roca vesiculada. También pueden observarse bloques de trayectoria balística encajados en la formación, lo que puede indicar la proximidad de la fuente (hasta 5 km). La formación tiene un alto contenido de vidrio, ahora convertido a clorita de color verde a causa de la cloritización pervasiva. El vidrio al no tener una estructura cristalina, se ve fácilmente afectado por los procesos hidrotermales.

El contacto entre la riolita Bufo y esta formación es discordante por ángulo, pero no por hiatus. Por lo que estratigráficamente la secuencia Calderones fue emplazada inmediatamente después de la ignimbrita Bufo. Las dataciones hechas en este trabajo de tesis indican una edad por U-Pb de 32.5

± 0.6 Ma y 33.2 ± 0.5 Ma recolectadas en un afloramiento de corte de carretera cerca de Santa Rosa y en el Arroyo La Leona, respectivamente (muestras GUA-41 y GUA-28; Tabla B). El espesor para Calderones basada en la información proporcionada por Buchanan (1979)¹⁵ es de 200 a 250 metros.

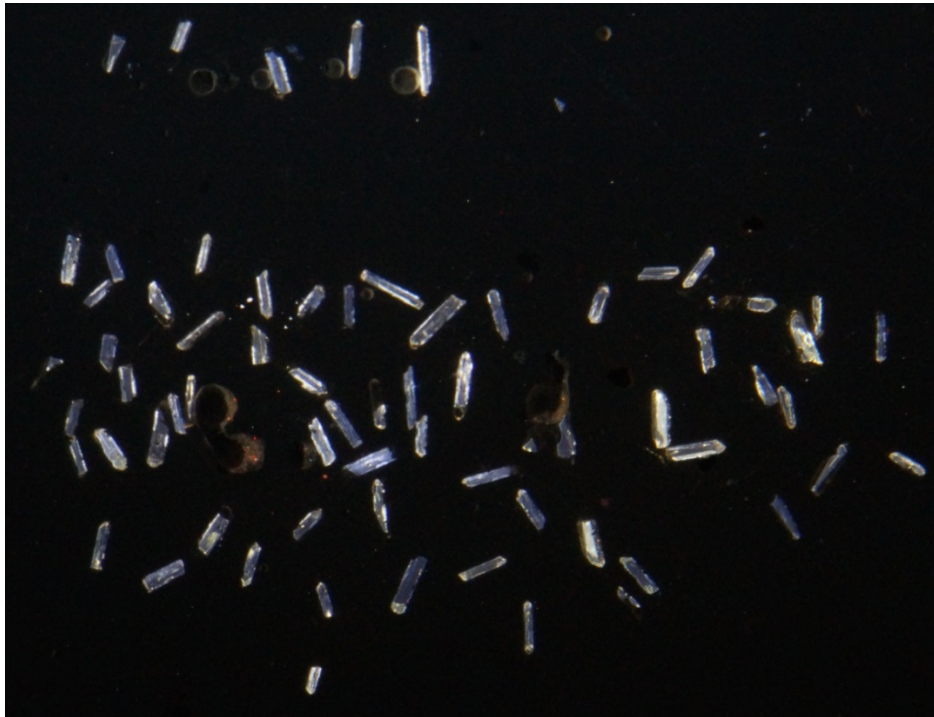


Figura 16. Circones de la muestra GUA-41.

¹⁵ Aranda-Gómez, J. J. et al. (2003, April). Three superimposed volcanic arcs in the southern cordillera—from the Early Cretaceous to the Miocene, Guanajuato, Mexico. P. 142.



Figura 17. Aspecto de campo de la secuencia piroclástica Calderones. A) Contacto Bufo- Calderones en un paleocanal formado por erosión de oleadas piroclásticas iniciales de Calderones. B) Brechas líticas en ignimbritas de la cima de la secuencia Calderones en el Cerro de La Loca. C) Parte inferior de la secuencia Calderones mostrando depósitos de oleadas piroclásticas con estratificación cruzada.



Figura 17 (Continuación). Aspecto de campo de la secuencia piroclástica Calderones. D) Detalle de la textura de un estrato piroclástico de la secuencia Calderones en El Cubo. E) Fiamme verde en uno de los depósitos delgados de flujo piroclástico en la secuencia Calderones, cerca de Cerro de San Nicolás.

4.5 Formación Cedros (Tce)

Esta formación consiste en flujos de lava de composición andesítica a basáltica que sobreyacen la Formación Calderones. La transición Calderones-Cedros corresponde a la

interestratificación de tobas verdes de grano fino con tobas café obscuro (Aranda et al. 2003). Randall et al. (1994) proponen que los flujos andesíticos Cedros pertenecen a una etapa posterior a la formación de la caldera que proponen, y que fueron alimentados por fracturas ocupadas por diques que son perpendiculares a los sistemas de vetas de Veta Madre y La Sierra. Dichos diques son de grano fino con pequeños cristales de ortopiroxeno, anfíbol y vidrio.

La andesita Cedros pasa de ser una secuencia de tobas y lóbulos de lavas almohadilladas depositadas en agua de algunas docenas de metros de espesor en la base, a ser flujos de lavas ampliamente distribuidos y aparentemente subaéreos. Nuestro trabajo confirma las observaciones de Aranda et al. (1993) de que en varios sitios la andesita en la base de la formación, muestra evidencia de interacción con agua, ya que ha desarrollado meteorización esferoidal y los depósitos piroclásticos asociados contienen palagonita como matriz.

4.6 Formación Chichíndaro (Tch)

Es la unidad volcánica más joven del Distrito Minero de Guanajuato. Consiste en domos alargados de composición riolítica y de textura porfídica fluidal, que intrusionan rocas del basamento. La riolita es rosa o en ocasiones blanca, con una matriz criptocristalina de vidrio desvitrificado. Es una formación con alto contenido de sílice, casi contemporánea con la efusión de las andesitas Cedro y que está emplazada principalmente al norte del Distrito, en la Sierra de Santa Rosa (Aranda, et al. 2003). Se le dio ese nombre porque su afloramiento característico se localiza en el cerro del mismo nombre. Los domos podrían interpretarse como material post-colapso de la caldera de magma ya desgasificado,

como sucede en otras calderas en México, como La Primavera (Mahood, 1980), Amealco (Aguirre-Díaz, 1996), Huichapan (Aguirre-Díaz y López-Martínez (2009), y Acoculco (López-Hernández et al., 2010).

Tabla B. Resultados de edades de U-Pb nuevas reportadas en este estudio.

Unidad Litológica	Muestra	Ubicación	Coordenadas UTM		Elevación (m)	Método	Edad Ma \pm 1 σ
			Latitud N	Longitud E			
Fm. Calderones	GUA-41	Santa Rosa	2331285	269894	2622	U-Pb	32.54 \pm 0.56
Fm. Calderones	GUA-28	Arroyo La Leona (Camino al Cubo)	2324302	271622	2228	U-Pb	33.22 \pm 0.46
Fm. Bufa	GUA-23	Camino Presa de la Olla-Mina Las Torres	2324091	268399	2226	U-Pb	33.57 \pm 0.22
Fm. Bufa	GUA-20	Cerro de la Bufa. La Cueva	2322950	265894	2235	U-Pb	33 \pm 0.3
Fm. Loseros	GUA-19	La Cueva	2323043	265984	2230	U-Pb	31.96 \pm 0.27
Fm. Loseros	GUA-32	Cerro La Leona	2324495	270405	2500	U-Pb	33.00 \pm 0.28

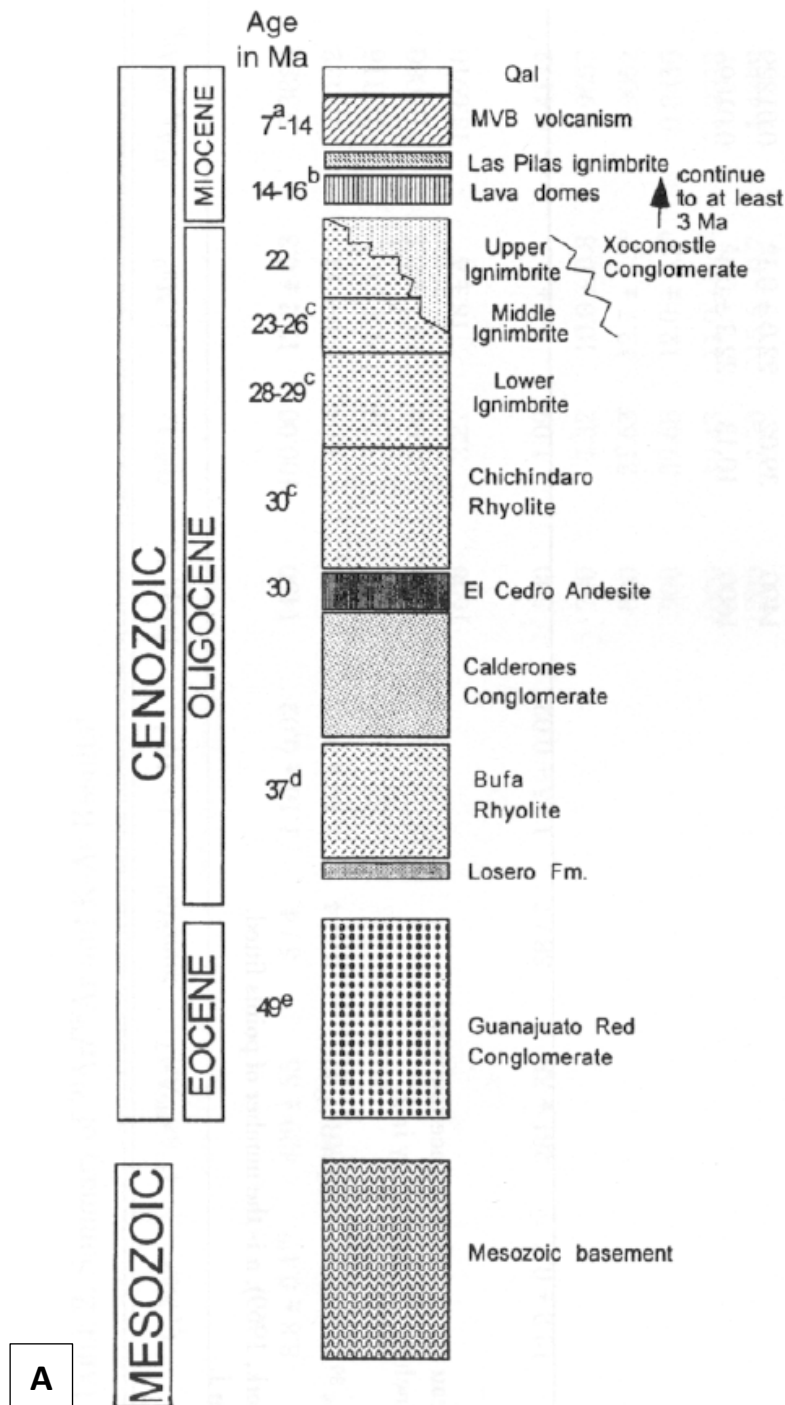


Figura 18. Columnas estratigráficas compuestas representativas del Distrito Minero de Guanajuato propuestas por otros autores, y la columna propuesta por este trabajo de tesis, para comparación. A) Columna de Cerca et al. (2000). Las columnas son esquemáticas. No se muestran espesores ni escala.

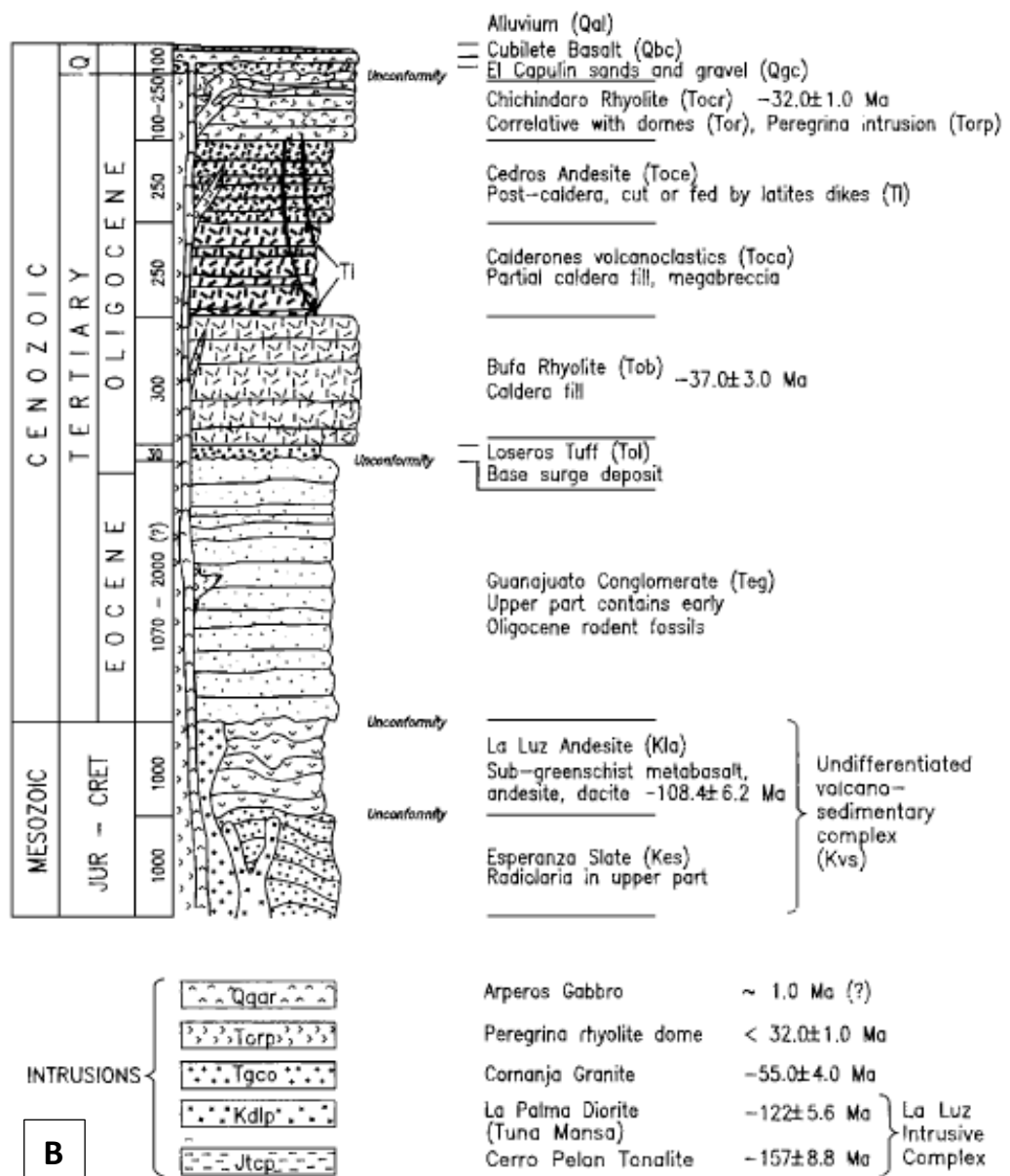


Figura 18 (Continuación). B) Columna de Randall et al. (1994). Las columnas son esquemáticas. No se muestran espesores ni escala.

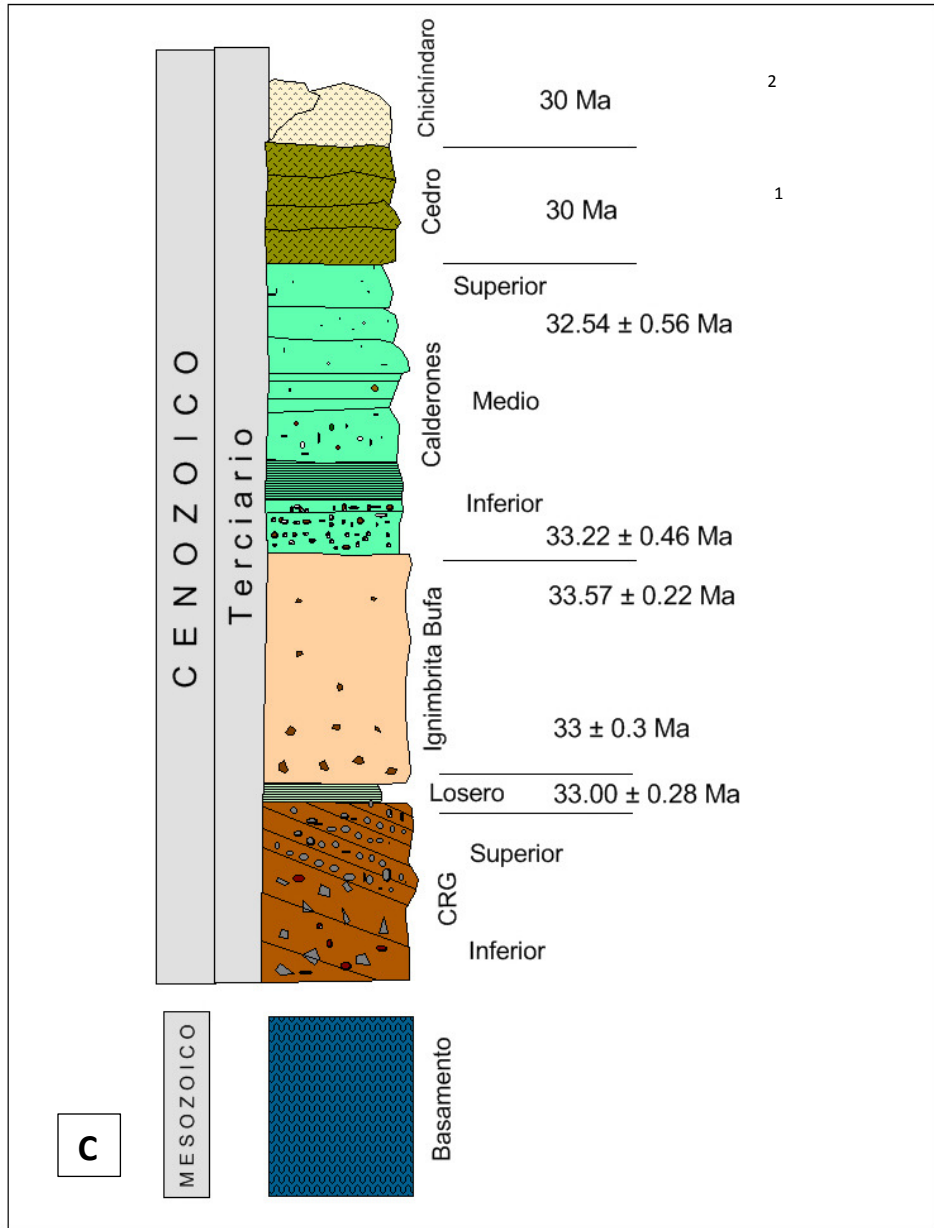


Figura 18 (Continuación). C) Columna de este trabajo, mostrando las nuevas edades U-Pb en circones. Las columnas son esquemáticas. No se muestran espesores ni escala. ¹ Edad K-Ar de 30.5 ± 0.5 Ma obtenida por Cerca et al. (2000). ² Edades K-Ar de 30.1 ± 0.8 Ma y 30.8 ± 0.8 obtenidas por Nieto et al. (1996).

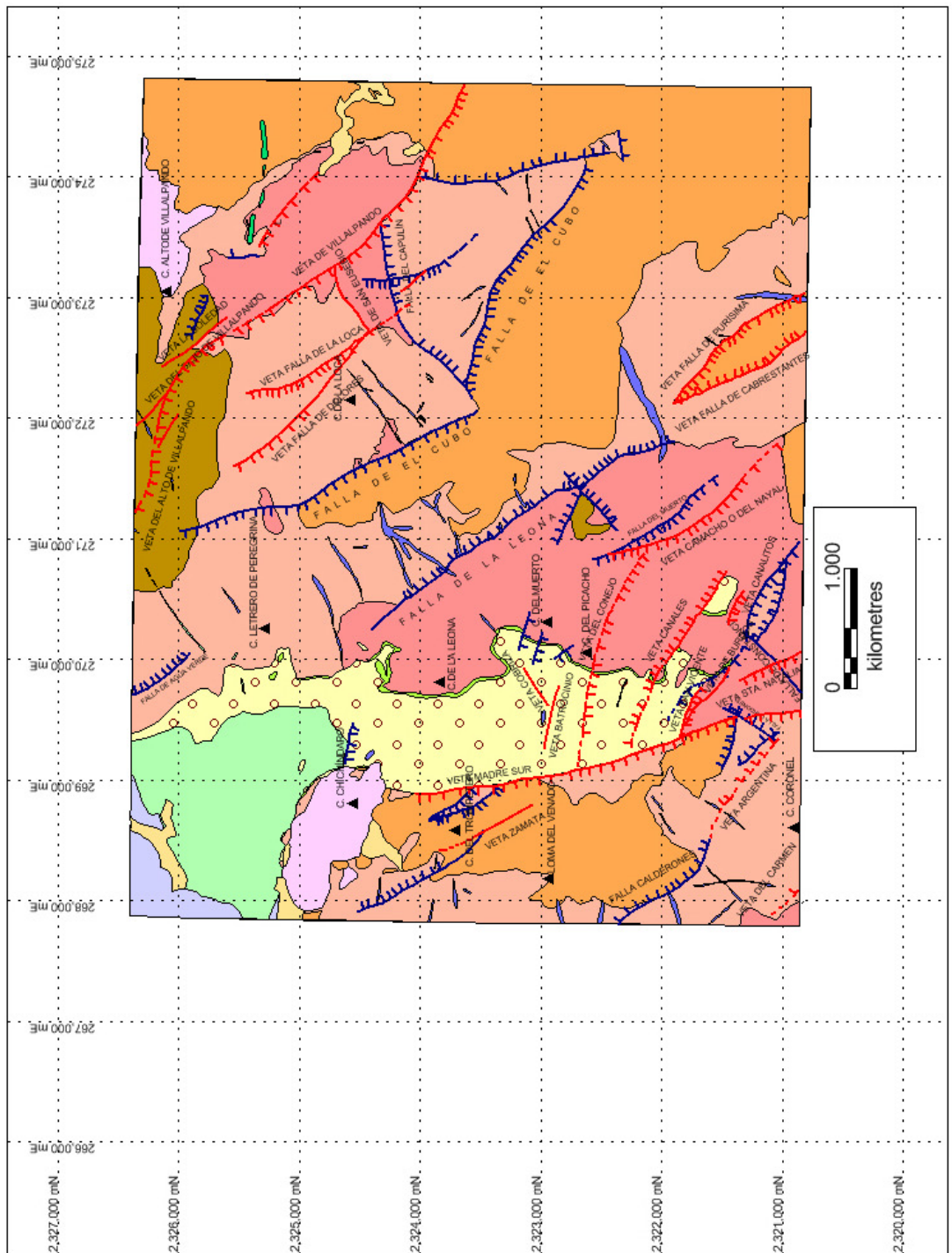


Figura 19. Mapa geológico de la zona cercana a El Cubo, que es parte del Distrito Minero de Guanajuato. Modificado de Echegoyén et al. (1970).



Figura 19 (Continuación).

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES

5.1 Discusión de resultados

En este trabajo de tesis se realizó una revisión de la estratigrafía de la secuencia volcánica-sedimentaria del Terciario Medio del Distrito Minero de Guanajuato, enfatizando el trabajo en las unidades más reconocidas, incluyendo el Conglomerado Rojo de Guanajuato, y las formaciones Loseros, Bufa, y Calderones. Se realizaron nuevos fechamientos con el método U-Pb en circón, ya que las edades reportadas anteriormente utilizan técnicas que han quedado obsoletas, como la técnica K-Ar, y que no son las más recomendadas para rocas con intensa alteración hidrotermal y meteorización por la re-movilización química del Potasio, ocasionado un resultado con exceso de Argón, y por lo tanto una edad más antigua de la real, como es el caso de las rocas del Distrito Minero de Guanajuato. La técnica aquí empleada utiliza uno de los minerales más resistentes al intemperismo y la alteración, como es el circón, garantizando así la obtención de una edad más veraz. Las dataciones se hicieron en tres de las cinco unidades volcánicas que sobreyacen la unidad sedimentaria del Conglomerado Rojo de Guanajuato y los resultados pueden verse en la Tabla B.

Como se puede apreciar, en el caso de la Formación Loseros, que es la unidad volcánica más inferior de las que se obtuvieron edades nuevas, representada por la muestra GUA-19, presentó una edad de 31.96 ± 0.27 Ma. Este resultado contradice la posición estratigráfica, debajo de la ignimbrita Bufa, que resultó con edades de 33.57 ± 0.22 y 33 ± 0.3 Ma. Sin embargo, dentro de los errores analíticos puede decirse que la combinación de

resultados Loseros-Bufa se ubica entre los 32.3 Ma y 33.8 Ma, utilizando los valores extremos. Otra edad obtenida para Loseros, representada por la muestra GUA-32 es de 33.00 ± 0.28 Ma, que indica una edad mayor a la muestra GUA-19 y con lo que puede determinarse que las formaciones Loseros y Bufa son prácticamente contemporáneas.

Podría pensarse que la Formación Loseros es equivalente a la capa 2a propuesta por Sparks et al. (1973), la cual corresponde a un estrato basal de grano fino que descansa bajo una capa denominada 2b, misma que constituye el cuerpo de la ignimbrita en un 90% de todo el volumen. La capa 2a propuesta, varía su espesor de pocos centímetros a >1 metro, presenta gradación inversa, carece de grandes líticos, que se concentran sobre la capa, y clastos de pómez. Básicamente es un colchón de ceniza sobre el que viaja el flujo; sin interrupción cambia el depósito al que se incorporan líticos grandes y pómez. De esta manera se genera un depósito masivo y sin estructura interna, en el que sólo se diferencia la capa 2a de la 2b porque los líticos grandes se ubican en la parte inferior de la zona 2b y su zona superior se enriquece con clastos grandes de pómez que por su densidad se sitúan ahí. No obstante, entre Loseros y la riolita Bufa existe un límite bien definido y se trata de unidades diferentes.

Dos dataciones se han realizado para la Formación Calderones, 33.22 ± 0.46 y 32.54 ± 0.56 . Estos valores corroboran que a pesar de que la unidad Calderones está constituida por varias capas que representan diferencias en la dinámica eruptiva, fueron sucediéndose una tras otra inmediatamente. También sugieren que la secuencia Calderones sucedió justo después del emplazamiento de la ignimbrita Bufa, coincidiendo con las observaciones de campo, como es la ausencia de paleosuelos

entre Bufa y Calderones, o de depósitos sedimentarios, que indicarían una pausa volcánica prolongada.

En base a estos resultados es posible determinar que las formaciones Loseros, Bufa y Calderones están próximas cronológicamente, y por las características observadas en campo podemos decir también que los contactos son concordantes. Los canales en la base de Calderones, en el contacto Bufa-Calderones en el camino de la Presa de la Olla al Cubo confirman lo anterior, ya que la Formación Bufa no podía estar litificada al 100% cuando se depositó la formación subsiguiente; es decir, los flujos piroclásticos iniciales de Calderones erosionaron parte de la cima de la ignimbrita Bufa, aun sin consolidar.

Esta información muestra que al menos la secuencia Losero-Bufa-Calderones fue continua en el lapso de 32-33 Ma y corresponde al tipo volcánico-piroclástico.

5.2 Conclusiones

- a) La secuencia volcánica del Terciario Medio del Distrito Minero de Guanajuato se compone principalmente de rocas piroclásticas, compuestas sobre todo de depósitos de flujos piroclásticos diluídos y densos, resultando en depósitos de oleadas piroclásticas (Fm. Loseros) e ignimbritas masivas (Bufa) o estratificadas (Calderones).
- b) En base a las observaciones en campo, la secuencia Loseros-Bufa-Calderones es concordante, sin registrarse paleosuelos o depósitos sedimentarios entre las tres unidades. Los contactos discordantes que llegan a observarse son posteriores al emplazamiento de las unidades y son de tipo tectónico por fallas normales.

- c) Los nuevos fechamientos isotópicos mediante la técnica U-Pb en circón resultan en 31.96 ± 0.27 para Loseros, 33.57 ± 0.22 y 33.0 ± 0.3 Ma para Bufa, y 32.54 ± 0.56 y 33.22 ± 0.46 Ma para Calderones. Estas nuevas edades son más jóvenes que las edades K-Ar publicadas anteriormente por otros autores. Esto se puede explicar por exceso de Argón en los fechamientos K-Ar por utilizar rocas alteradas hidrotermalmente y/o meteorizadas, dando lugar a la removilización química del Potasio.
- d) Los nuevos fechamientos y las observaciones de campo indican que la secuencia piroclástica Loseros-Bufa-Calderones sucedió en un tiempo corto, entre los 33 y 32 Ma aproximadamente, y corresponden con un origen volcánico derivado desde una caldera.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguirre-Díaz, G.J., 1996, "*Volcanic stratigraphy of the Amealco caldera and vicinity, Central Mexican Volcanic Belt.*" *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.13, p. 10-51.

Aguirre-Díaz, G.J., and López-Martínez, M., 2001, "*The Amazcala caldera, Querétaro, Central Mexican Volcanic Belt, México. Geology and geochronology.*" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 111, p. 203-218. DOI: 10.1016/S0377-0273(01)00227-X; ISSN: 0377-0273.

Aguirre-Díaz, G.J. and López-Martínez, M., 2009, "*Geologic evolution of the Donguinyó-Huichapan caldera complex, central Mexican Volcanic Belt, Mexico.*" *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 179, No. 1-2, p. 133-148, January, 2009, doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.10.013. ISSN:0377-0273.

Allen, J.R.L., 1982. "*Sedimentary structures: their character and physical basis.*" Elsevier, Amsterdam, 593 pp.

Aranda-Gómez, J. J., & McDowell, F. W. (1997). "*Extensión temprana en la porción meridional de la provincia de Cuencas y Sierras de México: basculamiento contemporáneo al depósito de la secuencia terciaria (Eoceno-Oligoceno) del Distrito Minero de Guanajuato.*" In Proc GEOS. Annual meeting of the Unión Geofísica Mexicana (Vol. 17, No. 4, pp. 225-226).

Aranda-Gómez, J. J., Godchaux, M. M., Aguirre-Díaz, G. D. J., Bonnicksen, B., & Martínez-Reyes, J. (2003, April). "*Three superimposed volcanic arcs in the southern cordillera—from the Early Cretaceous to the Miocene, Guanajuato, Mexico.*"

In Geologic Transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips, 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico (pp. 123-168).

Arellano, A. R. V. (1952). "*El hallazgo de mamíferos del cenozoico inferior en el Conglomerado Rojo de Guanajuato (*)*."

Botsford, C. W. (1909). "*Geology of the Guanajuato District, Mexico*": Eng. and Min. Jour, 87, 691-694.

Branney, M. J., & Kokelaar, P. (1997). "*Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlan ignimbrite, Mexico*." *Geology*, 25(2), 115-118.

Branney, M. J., & Kokelaar, B. P. (2002). "*Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*." Geological Society of London.

Buchanan, L. J. (1979). "*The Las Torres mine, Guanajuato, México; Ore controls of a fossil geothermal system*": Colorado, Colorado School of Mines (Doctoral dissertation, tesis doctoral, 138 p).

Cas, R. A., & Wright, J. V. (1987). "*Volcanic successions, modern and ancient*." Allen & Unwin. Londres, 528 pp.

Caselli, A.T., Bengoa, C. y Rojas Vera, E. (2004). "*Estratificación "ondulítica" en depósitos de oleadas piroclásticas de la Isla Decepción (Antártida)*." Vº Simposio Argentino y Iº Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas. Actas-CD.101GV. [Fecha de consulta: 27 de Febrero de 2015].
Disponible en:

<<http://www.dna.gov.ar/CIENCIA/SANTAR04/CD/PDF/101GV.PDF>
>

Cerca Martínez, L. M., Aguirre Díaz, G. D. J., & López Martínez, M. (2000). "*The geologic evolution of the southern Sierra de Guanajuato, Mexico: a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt.*" *International Geology Review*, 42(2), 131-151.

Clavero, J., & Moreno, H. (1994). "*Ignimbritas Licán y Pucón: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur*", 39 25'S. In *Congreso Geológico Chileno* (Vol. 7, pp. 250-254).

Crowe, B.M. y Fisher, R.V., 1973. "*Sedimentary structures in base-surge deposits in special reference to cross-bedding: Ubehebe craters, Dead Valley, California*". *Geol. Soc. Am. Bull.* 84: 663-682.

Dávila-Alcocer, V. M., & Martínez-Reyes, J. (1987). "*Una edad cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato.*" In *Simposio sobre la Geología de la Sierra de Guanajuato, Programa y Resúmenes*: México, DF, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología (pp. 19-20).

Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez, S., & Velázquez-Silva, S. (1970). "*Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato*". Consejo de Recursos Naturales No Renovables (México). *Boletín*, 75, 36.

Edwards, J. D. (1954, January). "*Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico.*" In *Geological Society Of America Bulletin* (Vol. 65, No. 12, pp. 1248-1248). Texas A & M

Univ, Dept Geology & Geophysics, College Stn, Tx 77843-3115:
Assoc Engineering Geologists Geological Society Amer.

Fries, C., Hibbard, C. W., & Dunkle, D. H. (1955). "*Early Cenozoic vertebrates in the red conglomerate at Guanajuato, Mexico*" (Vol. 123, No. 7). Smithsonian Institution.

García, T. (1895). "*Los mineros mexicanos: colección de artículos sobre tradiciones y narraciones mineras, descubrimiento de las minas más notables, fundación de las poblaciones minerales más importantes y particularmente sobre la crisis producida por la baja de la plata.*" Oficina Tip. de la Secretaría de Fomento.

Gross, W. H. (1975). "*New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico.*" *Economic Geology*, 70(7), 1175-1189.

Guiza, R. Jr., 1949, "*Estudio geológico del distrito minero de Guanajuato, Gto.*" México, DF, Inst. Nal. Invest. Ree. Minerales, Bol, 22, 75.

Hanchar J.M. and Hoskin P.W.O. (2003) "*Zircon. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*", 53, 500pp.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aguilón-Robles, A., Barboza-Gudino, J. R., Jiménez-López, L. S., Mata-Segura, J. L., & Almaguer-Tapia, R. (1995). "*Cartografía Geológica 1: 25,000 de la Sierra de Guanajuato.*" Peñoles. Investigación elaborada para la Compañía Minera Las Torres. Guanajuato, Gto. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología. San Luis Potosí, S.L.P., México.

Lockwood, J. P., & Hazlett, R. W. (2010). "*Volcanoes: global perspectives.*" Chichester, UK, Wiley-Blackwell, 539 p.

López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H., Quijano-León, J.L., 2009, "*Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies: Geothermics*", vol. 38, p. 279-293, doi:10.1016/j.geothermics.2009.05.001.ISSN:0375-6505.

Mahood, G.A., 1980. "*Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico.*" J. Volcanol. Geotherm. Res., 8: 199-230

Marble, F. E. (1970). "*Dynamics of dusty gases.*" Annual Review of Fluid Mechanics, 2(1), 397-446.

Martina, Federico. (2004). Anexo I. "*Introducción las rocas piroclásticas*" [en línea]. [Fecha de consulta: 11 de Octubre de 2014]. Disponible en: <http://abmceicin.org/IMG/pdf/ROCAS_PIROCLASTICAS.pdf >

Monod, O., Lapierre, H., Chiodi, M., Martinez, J., Calvet, P., Ortiz, E., & Zimmermann, J. L. (1990). "*Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcano-plutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur).*" Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, 310(1), 45-51.

Moser D.E. and Scott D.J. (2001) "*Towards a more accurate U-Pb geochronology.*" Chemical Geology, 172, 1-3.

Nieto-Samaniego, A. F., Romo, C. M., & Alvarez, S. A. A., (1996). "*Nuevas edades isotópicas de la cubierta volcánica cenozoica de*

la parte meridional de la Mesa Central, México.” Revista mexicana de ciencias geológicas, 13(1), 9.

Nulló, F. E., Ganduglia, T., & Risso, C. (2006). “*La Caldera Talagapa Chico. Meseta de Somún Curá, Provincia del Chubut.*”

Orozco-V. F. J., 2014. “*Mineralogía y génesis del ‘clavo de Rayas’ de la zona central de la Veta Madre de Guanajuato, Gto.*” Tesis doctoral. CEGEO-UNAM, 150 p., Inédita.

Ortiz, H., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., & Calvet, P. (1990). “*El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas--implicaciones geodinámicas.*” Revista mexicana de ciencias geológicas, 9(2), 126-145.

Randall R., J.A., 1982. “*Contacto entre el Terciario y el Mesozoico en el Distrito Minero de Guanajuato [abs.]*”: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Nacional, 6th, Mexico City, Resumen, p.89.

Randall R., J.A., 1987. “*Emplazamiento y Origen del Yacimiento Auro-Argentífero de “El Cubo”, Guanajuato*”: Universidad Nacional Autónoma de México, Simposio sobre la Geología de la Región de la Sierra de Guanajuato, Guanajuato, Abril 28-30, 1987, Resumen, p.35-37.

Randall R., J.A., Saldaña, A. E., & Clark, K. F. (1994). “*Exploration in a volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico.*” Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists, 89(8), 1722-1751.

Saldaña-A, E. (1990). "*Gold-Silver Geo* thermal Systems of the Central Part of Sierra de Guanajuato. Mexico*": Master of Science thesis, University of London.

Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., & McNutt, S. (1999). "*Encyclopedia of volcanoes*." Academic Press.

Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., & Tanner, M. (2010). "*U-Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. Geostandards and Geoanalytical Research*", 34(1), 5-18.

Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. L. (1973). "*Products of ignimbrite eruptions*." *Geology*, 1(3), 115-118.

Valentine, G. A., Doronzo, D. M., Dellino, P., & de Tullio, M. D. (2011). "*Effects of volcano profile on dilute pyroclastic density currents: Numerical simulations. Geology*", 39(10), 947-950.

Walker, G. P. (1985). "*Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents*." *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1), 157-171.

Wandke, A., & Martínez, J. (1928). "*The Guanajuato mining district, Guanajuato, Mexico*." *Economic Geology*, 23(1), 1-44.

Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H., & Graham, C. M. (2001). "*Evidence from detrital zircons for the existence of continental crust and oceans on the Earth 4.4 Gyr ago*." *Nature*, 409(6817), 175-178.

Wohletz K.H. y Sheridan M F., 1979. "A *model of pyroclastic surge.*" En Chapin, C.E. y Elston, W.E. (Eds.): Ash flow tuffs. Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Paper 180: 177-192

Wright, J. V., Smith, A. L., & Self, S. (1980). "A *working terminology of pyroclastic deposits.*" Journal of Volcanology and Geothermal Research, 8(2), 315-336.