



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

CENTRO DE GEOCIENCIAS
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA CENOZOICA DE LAS SIERRAS DE GUANAJUATO Y CODORNICES, MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

EDGAR ANGELES MORENO

TUTOR
ANGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO
CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DRA. SUSANA ALICIA ALANIZ ÁLVAREZ, CENTRO DE GEOCIENCIAS, UNAM
DR. RAÚL MIRANDA AVILÉS, UNIVERSIDAD DE GUANAJUATO
DR. MICHELANGELO MARTINI, INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
DR. FELIPE DE JESÚS ESCALONA ALCÁZAR, UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE ZACATECAS

QUERÉTARO, MÉXICO

DICIEMBRE DE 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Declaración de ética académica

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."

Atentamente



Edgar Angeles Moreno

Agradecimientos

A mi esposa Marisol Lucero Guadalupe Serrano Cruz por su amor, cariño, confianza y apoyo; que fueron determinantes y depositados en mí a lo largo de este camino académico y de investigación científica como fue el doctorado.

A mi madre, María de la Luz Moreno Dávila, a mi padre, Tomas Mario Angeles Sánchez, porque siempre me han brindado su apoyo y por tenerme una paciencia ilimitada. A mis suegros Leticia Huerta y Ezequiel Serrano por su apoyo con algunos consejos de la vida misma. A mis hermanos, Charito Benita, Mario y Christopher; y a mis cuñadas Marlem y Maricruz Serrano por estar siempre ahí para cuando se necesite un apoyo familiar. A mi abuela, Melecia Sánchez quien siempre me ha animado con sus valiosos comentarios con respecto a mi carrera.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica de la UNAM (PAPIIT-DGAPA) dentro del proyecto PAPIIT-IN105417, a través de los cual obtuve los recursos económicos para desarrollar mi trabajo de investigación.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el soporte económico, de beca nacional con el número de registro: 42266 el cual me brindó durante los cuatro años del doctorado.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM por los oportunos trámites para cada semestre y por llevar las tareas administrativas necesarias para lograr también el objetivo planteado del doctorado. Del Posgrado en Ciencias de la Tierra del CGEO, agradezco a Mariano Cerca Martínez, a Marta Pereda Miranda, Blanca Rendón y Armando Ramírez Morán por apoyarme en la realización de los trámites del posgrado para cada semestre.

Un especial e importante agradecimiento a mi asesor, el Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego por su constante guía, asesoría, apoyo y disponibilidad de su tiempo para cualquier aclaración y discusión con referencia al doctorado, así como su confianza en mí y por su enorme paciencia.

A mi comité tutorial Dra. Susana A. Alaniz Álvarez, Dr. Gilles Levresse, Dr. Luca Ferrari por sus oportunas ideas, asesorías y discusiones durante mis exámenes semestrales que me sirvieron para corregir y afinar detalles de mi trabajo de investigación.

Al Dr. Jesús Solé Viñas del Instituto de Geología de la UNAM en la Ciudad de México por haber realizado el análisis potásio-argón de algunas muestras de este trabajo.

Un especial agradecimiento a la Dra. Karina E. Cervantes de la Cruz de la Facultad de Ciencias de la UNAM por haberme apoyado en el análisis de anfíboles en la microsonda electrónica del Instituto de Geofísica en la ciudad de México. Agradezco también al técnico de la microsonda electrónica del Instituto de Geofísica Carlos Linares por apoyo para el análisis de anfíboles.

Al Dr. Alexander Iriondo y el estudiante Jesús Roberto García Flores del Centro de Geociencias por permitirme emplear el microscopio electrónico de barrido para identificar algunas zonas de crecimiento en algunos zircones.

Al técnico Juan Tomás Vázquez Ramírez por su apoyo en la preparación de secciones delgadas en el taller de laminación del CGEO. Al técnico Oscar Aguilar Moreno de taller de laminación del CGEO por su apoyo para enseñarme algunas técnicas para llevar a buen termino la elaboración de láminas delgadas.

Al técnico Manuel Albarrán Murillo por su asistencia en la separación y concentrado de minerales en el taller de molienda que sirvieron en el fechamiento posterior por uranio y plomo.

A la Dra. Marina Vega González y el Dr. Carlos Ortega Obregón por sus consejos y apoyo en las etapas de análisis de minerales tanto en la geocronología y la geobarometría.

A mis compañeros y amigos que me acompañaron a campo Francisco Ruiz, Paulina Olmos Moya, Alexis del Pilar Martínez y Paola Botero Santa. A Ignacio Hernández Javier y Fresnillo PLC con su oficina de exploración Toluca que en ocasiones me brindaron apoyo para logística y apoyo de personal para algunas tareas de geología de campo.

Al personal administrativo del Centro de Geociencias de la UNAM que entre sus tareas cotidianas contribuyeron de alguna forma e indirectamente para lograr este objetivo del doctorado.

A Nancy Retiz Vázquez documentalista del Centro de Física Aplicada y Tecnología Avanzada, UNAM Campus Juriquilla, por apoyo en la revisión documental y ortográfica de la tesis.

A Consuelo Macías Romo del Instituto de Geología, UNAM en la Ciudad de México que me apoyo de alguna forma para lograr este objetivo académico y profesional.

| Índice | Pág. |
|---|-------------|
| Índice de figuras | iv |
| Índice de tablas | iv |
| Resumen | xi |
| Abstract | xiii |
| | |
| 1. Generalidades | 1 |
| 1.1 Introducción | 2 |
| 1.2 Área de estudio | 4 |
| 1.3 Objetivos | 6 |
| 1.3.1 Objetivo general | 6 |
| 1.3.2 Objetivos específicos | 6 |
| | |
| 2. Metodología y procedimientos analíticos | 7 |
| 2.1 Recopilación de información antecedente | 8 |
| 2.2 Geología de campo | 8 |
| 2.3 Petrografía | 9 |
| 2.4 Fechamiento U-Pb | 9 |
| 2.5 Fechamiento K-Ar | 10 |
| 2.6 Análisis de microsonda electrónica y geobarometría de Al-total en hornblenda | 12 |
| | |
| 3. Marco geológico | 13 |
| 3.1 Orogenia Laramide | 14 |
| 3.1.1 Orogenia Laramide en la Mesa Central | 16 |
| 3.1.2 Edad de la Orogenia Laramide en las sierras de Guanajuato y Codornices | 17 |
| 3.2 Registro magmático y sedimentario del Cenozoico de la Mesa Central | 18 |
| 3.2.1 Registro magmático en las sierras de Guanajuato y Codornices | 24 |
| 3.3 Estructuras cenozoicas de la Mesa Central | 26 |
| | |
| 4. Estratigrafía y geocronología de las sierras de Guanajuato y Codornices | 30 |
| 4.1 Mesozoico | 31 |
| 4.1.1 Jurásico-Cretácico Temprano | 31 |
| 4.1.2 Albiano-Cenomaniano | 34 |
| 4.2 Cenozoico | 34 |
| 4.2.1 Grupo del Ypresiano | 38 |
| 4.2.1.1 Diquestrato Duarte (Edd) | 38 |

| | |
|---|------------|
| 4.2.1.2 Riolita La Laborcita (Erl) | 41 |
| 4.2.1.3 Granito Comanja (Egc) | 43 |
| 4.2.1.4 Conglomerados del Eoceno: Duarte (Ecd) y Guanajuato (Ecg) | 50 |
| 4.2.1.5 Ignimbrita Palo Blanco (Eip) | 53 |
| 4.2.2 Grupo del Rupeliano | 54 |
| 4.2.2.1 Grupo Volcánico Guanajuato (GVG) | 55 |
| 4.2.2.2 Andesitas (Oan) | 55 |
| 4.2.2.3 Gabro de Arperos (Oga) | 57 |
| 4.2.2.4 Riolita Chichíndaro (Orch) | 59 |
| 4.2.2.5 Ignimbritas y rocas piroclásticas (Opv) | 61 |
| 4.2.3 Grupo del Chattiano | 67 |
| 4.2.3.1 Basalto Dos Aguas (Obda) | 68 |
| 4.2.3.2 Ignimbrita La Media Luna (Oml) | 68 |
| 4.2.3.3 Conglomerado Santa Catarina (Ovc) | 69 |
| 4.2.3.4 Ignimbrita San Nicolás (Osn) | 70 |
| 4.2.4 Grupo del Mioceno | 72 |
| 4.2.5 Piroclástico Las Pilas y sedimentarias del Plioceno-Cuaternario (Qvs) | 77 |
| 5. Geobarometría del Granito Comanja | 79 |
| 6. Geología estructural | 83 |
| 6.1 Estructuras Laramídicas | 84 |
| 6.2 Estructuras mayores cenozoicas | 85 |
| 6.2.1 Sistema de fallas El Bajío (SFB) | 85 |
| 6.2.1.1 Falla del Bajío | 86 |
| 6.2.1.2 Fallas Duarte-La Laborcita (FDL) | 89 |
| 6.2.1.3 Fallas que limitan a la cuenca del Bajío (FLCB) | 93 |
| 6.2.1.4 Fallas Salamanca-Celaya (FSC) | 95 |
| 6.2.2 Fallas León (FL) | 96 |
| 6.2.3 Graben El Cuarenta (GEC) | 97 |
| 6.2.4 Graben de Villa de Reyes (GVR) | 97 |
| 6.2.5 Graben de la Saucedá (GLS) | 98 |
| 6.2.6 Fallas del Distrito Minero de Guanajuato (SFDMG) | 100 |
| 6.2.7 Fallas de la Sierra Codornices (SFSCO) | 103 |
| 7. Discusión | 106 |
| 7.1 Eventos de deformación | 107 |
| 7.1.1 Evento D1 (Laramide) | 107 |
| 7.1.2 Evento D2 Transicional (Ypresiano) | 110 |
| 7.1.3 Evento D3 (extensional) | 112 |
| 7.1.3.1 Fase de deformación D3F1 (Lutetiano-Priaboniano) | 112 |
| 7.1.3.2 Fase de deformación D3F2 (alrededor de ca. 30 Ma) | 114 |
| 7.1.4 Evento D4 (FVTM) (Mioceno medio- ¿Plioceno?) | 116 |
| 7.2 Interpretaciones sobre la estratigrafía | 118 |

| | |
|---|-----|
| 7.2.1 Rocas volcánicas del Eoceno | 118 |
| 7.2.2 El límite Ypresiano-Lutetiano (Eoceno inferior-Eoceno medio) | 120 |
| 7.2.3 Grupos estratigráficos de las sierras de Guanajuato y Codornices y sus discordancias | 120 |
| 7.3 Sistemas de fallas de las sierras Guanajuato y Codornices y su relación con los sistemas de fallas de la parte sur de la Mesa Central | 124 |
| 7.4 Evolución tectónica de las sierras Guanajuato y Codornices: sedimentación, magmatismo, fallamiento y exhumación | 130 |
| 8. Conclusiones | 147 |
| Referencias | 151 |
| Anexos | 173 |
| Tabla A1. Petrografía | 174 |
| Tabla A2. Datos isotópicos uranio-plomo. | 177 |
| Tabla A3. Datos isotópicos potasio-argón. | 191 |
| Tabla A4. Resultados del análisis químico de hornblenda en microsonda electrónica y geobarometría. | 192 |

Índice de tablas

| | |
|---|-----|
| Tabla 1. Registro de edades del Eoceno y algunas del Cretácico Tardío en la Mesa Central. | 22 |
| Tabla 2. Relación de edades del Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato. | 34 |
| Tabla 3. Resumen de las edades isotópicas U/Pb obtenidas en este trabajo. | 41 |
| Tabla 4. Compilación de edades isotópicas del Granito Comanja. | 47 |
| Tabla 5. Edades K-Ar y Ar-Ar de rocas volcánicas del grupo del Mioceno de las sierras de Guanajuato y Codornices. | 75 |
| Tabla 6. Resumen de los resultados de geobarometría de los diques graníticos del Granito Comanja. | 82 |
| Tabla 7. Comparación de características estructurales del Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT) y Sistemas de Fallas El Bajío (SFB). | 125 |

Índice de figuras

| | |
|---|----|
| Figura 1. Ubicación del área de estudio, Duarte y Cañada La Virgen en las sierras de Guanajuato y Codornices (Simplificado del mapa compilado de la Figura 8). | 5 |
| Figura 2. Orógeno Laramide a lo largo del cinturón Cordillerano de Norteamérica (Modificada de English y Johnston, 2004). | 15 |
| Figura 3. Migración de la deformación contractiva en el transecto estudiado por Cuellar-Cárdenas <i>et al.</i> (2012). | 17 |
| Figura 4. Ubicación de los intrusivos y rocas volcánicas de edad Ypresiano y Lutetiano en la MC. | 20 |
| Figura 5. Sierra de Guanajuato (SG) en el contexto regional de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Modificado de Nieto-Samaniego <i>et al.</i> , 2005; Ferrari <i>et al.</i> , 2007) (Limite Terreno Guerrero de Centeno-García <i>et al.</i> , 2017). El recuadro muestra la división en tres sectores (noroeste, centro y sureste) que en este trabajo se hace de la Sierra de Guanajuato. | 26 |
| Figura 6. Estructuras cenozoicas de Mesa Central y ubicación de la Sierra de Guanajuato (modificada de Nieto-Samaniego <i>et al.</i> , 2005). | 27 |
| Figura 7. Columna estratigráfica esquemática del basamento mesozoico de la Sierra de Guanajuato. | 32 |

- Figura 8.** Mapa geológico de las sierras de Guanajuato y Codornices. DMG Distrito Minero de Guanajuato, BMSG Basamento mesozoico Sierra de Guanajuato, GVG Grupo Volcánico Guanajuato. 33
- Figura 9.** Mapa de las sierras de Guanajuato (sectores noroeste y central) y Codornices (sector sureste) basado en el mapa geológico de la Figura 8. 35
- Figura 10.** Columnas estratigráficas de los sectores Noroeste Central y Sureste del área de estudio y grupos estratigráficos propuestos. 36
- Figura 11.** Columna estratigráfica de la región Duarte, sector noroeste de la SG. 37
- Figura 12.** Diquestrato Duarte. a) El diquestrato granodiorítico (Edd) intrusionando al Conglomerado Duarte (Ecd). b) Textura porfídica con fenocristales visibles de feldespato alcalino (Kfs) y cuarzo (Qz). c) Sección delgada sin nícoles cruzados en donde se muestra la textura porfídica con fenocristales de feldespato (Kfs), cuarzo (Qz) y epidota (Ep); la matriz con vidrio, biotita (Bt), epidota (Ep), clorita (Chl), cuarzo (Qz), y titanita (Ttn). d) Misma imagen que c, pero con nícoles cruzados. 39
- Figura 13.** Edades U-Pb en zircón, diagrama de concordia de la muestra EA-4 (diquestrato Duarte) y edad media ponderada para un grupo 17 análisis. Véase Tabla A2 (anexos). Los zircones se analizaron en sus bordes externos de crecimiento y las edades más antiguas que se encuentran fuera del recuadro corresponden con zircones accidentales; esto es similar para todos los casos de muestras U-Pb fechadas en este trabajo. 40
- Figura 14.** a) Afloramiento de riolita La Laborcita presenta intenso fracturamiento y alteración hidrotermal. b) Textura porfídica con feldespatos alterados hidrotermalmente. c) Sección delgada sin nícoles cruzados que muestra textura fluidal y fenocristales de feldespato alcalino (Kfs), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl). d) Misma imagen que c, pero con nícoles cruzados. 42
- Figura 15.** Edades U-Pb en zircón de la riolita La Laborcita muestra EA-5. Véase Tabla A2 de anexos. 43
- Figura 16.** Fotomicrografías del Granito Comanja. a) Textura granoblástica con cristales de cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Kfs) y biotita (Bt); feldespato alcalino con texturas de exsolución y mirmekita. b) Textura intercrystalina definida por cristales de cuarzo, plagioclasa (Pl), y biotita (Bt). Plagioclasas con macla tipo albita con bordes lobulados. c) Texturas de desequilibrio entre feldespatos alcalinos y plagioclasa, y texturas de exsolución. d) Texturas de desequilibrio de feldespato alcalino y plagioclasa, con plagioclasas con extinción ondulante y maclas tipo albita difusas. 45

- Figura 17.** Aureola de metamorfismo de contacto en el Granito Comanja. Este evento termal da información de las condiciones de temperatura y presión del emplazamiento del Granito Comanja. 48
- Figura 18.** a) Borde poniente del Granito Comanja, diques que intrusionan a metasedimentos del CVSG y forma *hornfels* con granate y sílice. b) *Hornfels* de cordierita y sílice. c) Zona de *hornfels* de pirrotita, sílice, clorita y epidota. d) *Hornfels* de actinolita de la aureola de contacto del Granito Comanja (muestra TC18). e) Microfotografía de sección delgada de nícoles paralelos de la muestra TC18, en la que se muestran cristales de actinolita (Act), turmalina (Tm), allanita (Aln), feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Qz) y epidota (Ep). f) Misma imagen que e) pero con nícoles cruzados. 49
- Figura 19.** Sección esquemática en la localidad de San Juan de Otates que muestra las relaciones estratigráficas del Conglomerado Duarte con las rocas volcánicas del grupo del Ypresiano. BMSG, Basamento Mesozoico Sierra de Guanajuato; Erl, riolita La Laborcita; Ecdi, Conglomerado Duarte miembro inferior; Ecds, Conglomerado Duarte miembro superior; Oia, Ignimbrita Alfaro; Oml, ignimbrita La Media Luna. 51
- Figura 20.** Sección esquemática en la localidad de La Laborcita que muestra las relaciones estratigráficas de la ignimbrita Palo Blanco con las rocas volcánicas del grupo del Ypresiano. BMSG, Basamento Mesozoico Sierra de Guanajuato; Erl, riolita La Laborcita; Eip, ignimbrita Palo Blanco; Ecd, Conglomerado Duarte; Oml, ignimbrita La Media Luna. 53
- Figura 21.** Edades de la ignimbrita Palo Blanco reportada por Ruiz-González (2015), U-Pb en zircón, se muestra diagrama de concordia y diagrama de barras de edad de la muestra IG-01. Véase Tabla A2 de anexos. 54
- Figura 22.** Andesita de Cañada La Virgen. a) derrame de andesita. b) andesita con textura vesiculada y algunas son amígdalas rellenas de clorita y calcita. c) derrame de andesita cortada por diques piroclásticos. d) dique piroclástico que corta a andesita y a la toba Cañada La Virgen (descrita más adelante). 57
- Figura 23.** Afloramientos de gabro Arperos (Oga) al oriente de Nuevo Valle de Moreno. a) afloramiento del gabro de Arperos con sectores intemperizados. b) textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos. c) contacto por falla con desarrollo de brecha de falla (Bf) entre el gabro de Arperos (Oga) y la Ignimbrita Cuatralba (Oic). d) dique riolítico de la riolita Chichíndaro (Orch) que corta al gabro de Arperos (Oga). 59
- Figura 24.** Muestras fechadas de la ignimbrita Alfaro (Oia) en el área de Duarte. 62
- Figura 25.** Edades U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la ignimbrita Alfaro (Oia) en el sector noroeste de la SG, área de Duarte. Véase Tabla A2 en anexos. 63

- Figura 26.** Mapa geológico de Cañada la Virgen. 66
- Figura 27.** Edades U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la Ignimbrita Cañada La Virgen y la Toba Cañada La Virgen del sector sureste de la SG. Véase Tabla A2 en anexos. 67
- Figura 28.** Edades U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la ignimbrita La Media Luna del sector noroeste de la SG, área de Duarte. Véase Tabla A2 en anexos. 69
- Figura 29.** Ignimbrita San Nicolás. a). edad U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la Ignimbrita San Nicolás (muestra LV-6). b) Ignimbrita San Nicolás aflorando en la Mesa del Turbante por encima de la Ignimbrita Cañada La Virgen. Véase Tabla A2 en anexos. 72
- Figura 30.** Andesita y basalto de Mesa El Obispo. a) Andesita de piroxeno (muestra CV-1) en nícoles paralelos con textura inequigranular y microlítica con cristales de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) en mesostasis de vidrio y cristales pequeños de plagioclasa y opacos. b) Andesita de piroxeno en nícoles cruzados. c) Basalto de olivino (Ol) en nícoles paralelos con cristales de olivino (Ol), plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) en una matriz vítrea. d) Basalto de olivino en nícoles cruzados. 74
- Figura 31.** Basaltos de Mesa del Obispo, localización de las muestras fechadas por K-Ar en el sector noroeste de la SG, en específico el área de Duarte. 76
- Figura 32.** Afloramiento de los diques graníticos en los cuales se aplicó el geobarómetro de aluminio total en hornblenda. a) Dique granítico rico en feldespato potásico que intrusión a granito de biotita y a hornfels de actinolita. b) Muestra de mano del dique granítico (muestra C2). c) Cúpula del Granito Comanja en contacto con hornfels de actinolita, se observa que es cortado a su vez por diques ricos en feldespato potásico con hornblenda. d) Microfotografía de la muestra C2 del dique granítico con feldespato potásico y hornblenda. e) Afloramiento en la parte central del Granito Comanja, se observa el dique granítico (muestra TC125) con hornblenda. f) Microfotografía de la muestra TC125 con cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl), hornblenda (Hbl) y biotita (Bt). 81
- Figura 33.** Estructuras de las sierras de Guanajuato y Codornices. 86
- Figura 34.** Mapa geológico del sector noroeste, área de Duarte. 88

- Figura 35.** Distintas localidades de la falla del Bajío en el sector Duarte. a) Falla del Bajío en la barranca de Alfaro bascula a la Ignimbrita Alfaro y se muestra la discordancia angular con la Ignimbrita La Media Luna. b) Falla del Bajío en la localidad La Media Luna, pone en contacto estructural al BMSG, la ignimbrita Alfaro y el Conglomerado Duarte. c) Zona de falla de la falla del Bajío con brechas de falla y limonitas de alteración de sulfuros. d) Camino de La Laborcita a Nuevo Valle de Moreno, contacto entre el Conglomerado Duarte con el BMSG. 89
- Figura 36.** Fallas Duarte-La Laborcita y veta-fallas en el Granito Comanja. a) Fallas laterales con una componente inversa que se presentan en vetas-falla de cuarzo y turmalina del Granito Comanja. b) Veta-fallas cuarzo y turmalina de tipo normal en el Granito Comanja. c) Fallas laterales en rocas sedimentarias y volcánicas del Eoceno. d) Diques graníticos del Granito Comanja. e) Orientaciones de fallas NW-SE en rocas del grupo del Ypresiano. f) Fallas ENE-WSW en rocas del grupo del Ypresiano. 91
- Figura 37.** Fallas Duarte-La Laborcita. a) Falla de Los Reyes que pone en contacto la ignimbrita Alfaro con rocas del grupo del Chattiano. b) Acercamiento a la falla Los Reyes, se observa abundante salbanda. c) Falla La Laborcita que pone en contacto rocas del grupo del Ypresiano con el Conglomerado Duarte. d) Salbanda plegada de la falla La Laborcita. 92
- Figura 38.** Fallas eocénicas probablemente reactivadas en el Oligoceno y cubiertas discordantemente por la ignimbrita La Media Luna (Oml) del grupo del Chattiano. Se observa el basculamiento de la estratificación del Conglomerado (Ecd) y de la riolita La Laborcita (Erl). 93
- Figura 39.** Sistema de fallas y vetas del DMG (Randall *et al.*, 1994). 102
- Figura 40.** Fallas de la Sierra Codornices (FSCO). 104
- Figura 41.** Eventos de deformación en la Sierra de Guanajuato. Se estableció que la falla (o fase de fallamiento) es más joven que la roca cortada y es más vieja que la roca que la cubre. Se muestran los sistemas de falla mayores de las sierras de Guanajuato y Codornices. 109

- Figura 42.** Orientación de planos de falla y estrías de fallas laterales y normales en rocas del grupo del Ypresiano. a) Estereograma de las vetas-falla de cuarzo y turmalina del Granito Comanja, obsérvese que el eje de acortamiento es vertical y el desplazamiento lateral de las fallas indican un fallamiento lateral con una pequeña componente inversa, datos tomados de Angeles-Moreno *et al.* (2017). b) Estrías normales oblicuas en las mismas fallas que a), obsérvese que el eje de acortamiento es vertical; el tratamiento estadístico es igual que para a). c) y d) fotografías de campo de vetas-falla de cuarzo y turmalina en el Granito Comanja con dos generaciones de estrías sobrepuestas, laterales inversas y normales oblicuas. e) Estereograma de fallas laterales inversas con eje principal de acortamiento horizontal orientado NE-SW en rocas volcánicas y sedimentarias del grupo del Ypresiano; obsérvese que el eje de acortamiento mínimo es vertical, igual que en el caso de a). f) Estrías normales oblicuas en las mismas fallas de e), el eje de acortamiento es vertical indicando fallamiento extensional. g) y h) Ejemplo de campo de fallas en rocas volcánicas del grupo del Ypresiano utilizadas en e y f. Para el análisis de los datos de falla se utilizó el software libre Stereonet 9.8.3 Richard W. Allmendinger © 2011-2016 y Faultkin 6.0 Richard W. Allmendinger © 2013, Para la inversión de datos de falla este programa utiliza el método de inversión linked Bingham tensor y la solución es presentada mostrando los ejes principales y la “pelota de playa”.
- Figura 43.** Direcciones principales de acortamiento y extensión durante D2 y D3 en rocas del grupo del Ypresiano de la Sierra de Guanajuato (Botero-Santa *et al.*, 2015; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012, 2015; Angeles-Moreno *et al.*, 2017).
- Figura 44.** Direcciones principales de extensión en rocas del grupo del Rupeliano y del Chattiano de la Sierra de Guanajuato (Botero-Santa *et al.*, 2015; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012, 2015; Angeles-Moreno *et al.*, 2017).
- Figura 45.** Comparación de edades de enfriamiento y cristalización de trabajos antecedentes y este trabajo para las unidades del grupo del Rupeliano y su distribución a lo largo de la Sierra de Guanajuato (SG).
- Figura 46.** El SFB como sistema de fallas subsidiario al SFSLT. a) En la terminación SE del SFSLT se forman numerosas fallas subsidiarias que acomodan la deformación que este sistema no puede acomodar de acuerdo con el modelo de King (1983) y en donde el SFB está acomodando esta deformación (figura modificada de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). b) Modelo de King (1983): Una falla principal tiene desplazamiento cero en sus extremos y se desarrollan fallas más pequeñas que acomodan los déficits de desplazamiento de las fallas del SFSLT.
- Figura 47.** Sistemas de fallas que convergen hacia la parte sur de la Sierra de Guanajuato (SG). El Sistema NE-SW coincide con centros volcánicos y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. El Sistema E-W es el más joven y corta al sistema NE-SW (trabajos integrados: Hasenaka y Carmichael, 1985; Aguirre y

McDowell, 1999; Suter *et al.*, 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Figura 48. Correlación de eventos de deformación y grupos estratigráficos del área de estudio. 131

Figura 49. Relación entre los estados de deformación de las rocas del grupo del Ypresiano, eventos de turmalina, eventos magmático-hidrotermales, diques graníticos del GC, sedimentación y la exhumación de la Sierra de Guanajuato durante el Ypresiano-Lutetiano. 135

Figura 50. Relación entre los estados de esfuerzos de las rocas del grupo del Ypresiano, eventos de turmalina y diques graníticos del GC y la exhumación del GC. Sector noroeste de la Sierra de Guanajuato (modificado de Angeles-Moreno *et al.*, 2017). 136

Figura 51. Relación entre los picos de edades isotópicas de Ferrari *et al.* (1999) y los pulsos de fallamiento para la Sierra de Guanajuato. 139

Figura 52. El contexto tectónico para el sur de México aproximadamente entre 15 y 6.5 Ma en relación con la Mesa Central y la Sierra de Guanajuato. a) Registro magnético en el pacífico adyacente a México en relación con la Mesa Central y la Sierra de Guanajuato (Modificada de Klitgord y Mammerickx, 1982; Ferrari *et al.*, 2005, 2007). b) Interpretación de la configuración de placas entre 15 Ma y 6.5 Ma, tomado Klitgord y Mammerickx, (1982). c) Interpretación de una anomalía termal en la parte norte de la FVTM como rompimiento de la placa subducente oceánica y la correspondiente formación de una ventana en la placa oceánica y migración de magmatismo máfico al este (Ferrari, 2004). 141

Figura 53. Distribución de algunas rocas intrusivas a lo largo de la Mesa Central incluyendo al Granito Comanja de la Sierra de Guanajuato. 142

Figura 54. Traslape temporal del levantamiento-exhumación de algunos cuerpos plutónicos en la parte sur de la Mesa Central entre los 51 Ma y 47.5 Ma. 144

Figura 55. La Mesa Central como una región extendida y comparable a otras regiones en la que ha ocurrido colapso extensional. a) Regiones con colapso extensional, tomado de Dewey (1988), b). La Mesa Central como región extendida del Sistema Cordillerano de Norteamérica, elaborado a partir de los mapas de Coney (1980), Armstrong (1982), Wernicke *et al.* (1987) y Whitney *et al.* (2013). c) Estructuras cenozoicas mayores de la Mesa Central en relación con el entrante laramídico (elaborado a partir de Velez-Scholvink, 1990 y Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). 146

Resumen

La Sierra de Guanajuato (SG) y la Sierra Codornices (SC) son piezas clave en la evolución tectónica cenozoica de la parte sur de la Mesa Central. En este trabajo se presentan nuevos datos de estratigrafía, geocronología, geobarometría y geología estructural para ambas sierras. En la Mesa Central se han reconocido tres discordancias regionales cuyas edades son del Cretácico Tardío-Eoceno, Eoceno-Oligoceno y Rupeliano-Chattiano, pero su significado tectónico, así como el hiatus que representan, no ha sido explicado. En este estudio se identificaron esas discordancias en la SG y SC, logrando precisar sus límites y su significado tectónico.

La estratigrafía cenozoica de las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) se organizó de la manera siguiente: grupo del Ypresiano (52-48 Ma), grupo del Rupeliano (32-31 Ma), grupo del Chattiano (24-22 Ma), grupo del Mioceno (14-7 Ma) y un grupo de rocas sedimentarias denominados conglomerados del Eoceno. Los conglomerados del Eoceno incluyen los conglomerados Duarte y Guanajuato, y otros que tienen intercaladas rocas volcánicas ypresianas o que yacen bajo las rocas volcánicas del Rupeliano. El grupo del Ypresiano incluye a las unidades: diquestrato Duarte (52.16 ± 0.2 Ma, LA-ICPMS; U-Pb en zircón), riolita La Laborcita (51.86 ± 0.46 Ma, LA-ICPMS; U-Pb en zircón) Granito Comanja (GC) (51.0 ± 0.3 , U-Pb en zircón) e ignimbrita Palo Blanco (48.82 ± 0.97 Ma, U-Pb en zircón). El GC se emplazó a una profundidad de ca. 7 km de acuerdo con los resultados de geobarometría de aluminio total en hornblenda. El grupo del Rupeliano comprende a las rocas ígneas con edades de ca. 34 Ma a ca. 28 Ma; en este grupo están incluidas las rocas del grupo volcánico Guanajuato, las andesitas de la base del Oligoceno, el gabro de Arperos, la ignimbrita Alfaro de ca. 31 Ma, la riolita Chichíndaro y otras ignimbritas como la Toba Cañada La Virgen (de ca. 29 Ma) y la Ignimbrita Cañada La Virgen (de ca. 28 Ma). El grupo del Chattiano es propuesto para agrupar a rocas volcánicas cuyas edades varían entre 26 y 22 Ma, en este grupo están incluidas el Basalto Dos Aguas, la ignimbrita La Media Luna, la ignimbrita San Nicolás y el Conglomerado Santa Catarina (Grava Santa Catarina). El grupo del Mioceno incluye en su base conglomerados mal consolidados y rocas basálticas y andesíticas con edades entre 16 Ma y 7 Ma que afloran de manera dispersa en ambas sierras.

En las SG y SC se reconocieron cuatro eventos de deformación: D1 es el evento mesozoico de acortamiento Laramide, NE-SW, que está registrado en el Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato; D2 es un evento de fallamiento lateral con una componente pequeña de movimiento inverso, con el eje principal de acortamiento orientado NE-SW y horizontal. La edad de D2 queda comprendida entre los ca. 51 Ma y ca. 48 Ma. D2 es un evento transicional entre la Orogenia Laramide y la extensión subsecuente estilo *Basin and Range* (B&R), que constituye el evento D3, el cual es de carácter extensional y tuvo dos fases de deformación D3F1 y D3F2. La fase D3F1 ocurrió en el Lutetiano-Priaboniano, produjo fallas normales en los conglomerados eocénicos y las rocas del grupo del Ypresiano; sus estrías de falla normal se superponen a las estrías de fallamiento lateral producidas por D2. Esta fase originó basculamientos de 40° a 80° en las rocas eocénicas que yacen en discordancia angular bajo las rocas volcánicas del grupo del Rupeliano. La fase de deformación D3F2 es de tipo extensional ocurrida entre 33 Ma y 28 Ma, la cual produjo alargamientos tanto NE-SW como NW-SE. Sincrónicamente con la fase de deformación D3F2 se registró una migración de poniente a oriente del magmatismo, entre los ca. 33 Ma y ca. 27 Ma. El evento D4 (14-7 Ma) fue un evento extensional del Mioceno caracterizado por fallas normales acompañadas de vulcanismo. El evento de deformación D4 es coetáneo con la reorganización de placas ocurrida en el Océano Pacífico, la cual produjo la desaparición de la placa Guadalupe y el nacimiento de las placas de Cocos y Rivera.

La discordancia Cretácico Tardío-Ypresiano representa el tiempo en que ocurrió el evento de deformación Laramide y ubica el término de esa orogenia entre ~62 Ma y ~53 Ma. En la SG la discordancia Lutetiano-Rupeliano es angular y marca el inicio del magmatismo riolítico del Oligoceno que formó la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental. La discordancia entre el grupo del Chattiano y del Mioceno representa un hiatus que abarca de ca. 22 Ma a ca. 16 Ma; es decir, tiene una duración de ca. 6 Ma, marca el cese del magmatismo de carácter explosivo (ignimbritas) y el establecimiento de un vulcanismo de tipo efusivo de composición máfica.

Abstract

The Sierra de Guanajuato (SG) and the Sierra Codornices (SC) are key elements in the Cenozoic tectonic evolution of southern Mesa Central. This thesis provides new data about the stratigraphy, geochronology, geobarometry and structural geology of both ranges. There are three regional unconformities in the Mesa Central of Mexico with ages: Late Cretaceous-Eocene, Eocene-Oligocene and Rupelian-Chattian. Nevertheless, their tectonic significance and the hiatus that represent remain unknown. In the SG and SC that unconformities were identified, and their tectonic meaning and temporal limits established.

The Cenozoic stratigraphy of the SG and SC was organized as follows: Ypresian group (52-48 Ma), Rupelian group (32-31 Ma), Chattian group (24-22 Ma), Miocene group (14-7 MA) and a group of sedimentary rocks called Eocene conglomerates. The Eocene conglomerates includes the Duarte conglomerate, the Guanajuato conglomerate and minor outcrops of continental clastic sediments, which contain interstratified volcanic rocks of Ypresian age, or that lie under the Rupelian volcanic rocks. The Ypresian group includes the Duarte sill (52.16 ± 0.2 Ma, LA-ICPMS; U-Pb in zircon), the Laborcita rhyolite (51.86 ± 0.46 Ma, la-ICPMS; U-Pb in zircon) the Comanja Granite (GC) (51.0 ± 0.3 , U-Pb in Zircon) and the Palo Blanco ignimbrite (48.82 ± 0.97 Ma, U-Pb in Zircon). The Comanja granite (GC), was emplaced at ca. 7 km depth, according to the total aluminum in hornblende geobarometer. The Rupelian group comprises the igneous rocks with ages of ca. 34 Ma to ca. 28 Ma; in this group are included the Guanajuato volcanic group, andesites with early Oligocene ages, the Arperos gabbro, the Alfaro ignimbrite of ca. 31 Ma, the Chichíndaro rhyolite, the Toba cañada La Virgen (ca. 29 Ma) and the Cañada La Virgen Ignimbrite (ca. 28 Ma). The Chattian group is proposed to include volcanic rocks whose ages vary from 26 to 22 Ma, in this group are included the Basalto dos Aguas, the Media Luna ignimbrite, the San Nicolás ignimbrite and the Conglomerado Santa Catarina. The group of the Miocene includes conglomerates poorly consolidated at the base, and isolated outcrops of basalt and andesites with ages between 16 Ma and 7 Ma.

Four deformational events were recognized: D1 is the NE-SW shortening Laramide event that is registered in the Mesozoic basement of the Sierra de Guanajuato; D2 is a strike-slip-faulting event with a small reverse component, the main shortening axis was

horizontal, oriented NE-SW. The age of D2 is between 51 Ma and 48 Ma. D2 is a transitional event between the Laramide orogeny and the subsequent Basin and Range (B&R) extension, which is the event D3, it is extensional and had two phases D3F1 and D3F2. The D3F1 phase occurred in the Lutetian-Priabonian, originating normal faults in the Eocene conglomerates and in the Ypresian group; the normal-displacement slickensides overlap the lateral slickensides of D2. D3F1 tilted 40° to 80° the Eocene rocks, which lie in angular unconformity under the volcanic rocks of the Rupelian group. The D3F2 phase is extensional, occurred between 33 Ma and 28 Ma and produced elongation in both NE-SW and NW-SE directions. Between 33 Ma and 27 Ma took place a migration of the magmatism from the western zone to eastern zone in the study area. The event D4 (14-7 Ma) was an extensional event characterized by normal faulting accompanied by volcanism. The event of deformation D4 is contemporary with the reorganization of tectonic plates occurred in the Pacific, which resulted in the consumption of the Guadalupe plate and the birth of the Cocos and Rivera plates.

The Late Cretaceous-Ypresian discordance recorded the Laramide orogeny that finishes between ~62 Ma and ~53 Ma. The Lutetian-Rupelian discordance angular and predates the inset of the flare-up magmatism related with the Sierra Madre Occidental. The discordance between the Chattian and Miocene groups represent a hiatus that lasted ca. 6 Ma, from ca. 22 Ma to ca. 16 Ma. In the SG and SC, that discordance marks the cessation of explosive magmatism (ignimbrites) and the establishment of effusive-type volcanism of mafic composition.

1. Generalidades

1.1 Introducción

Planteamiento del problema y justificación

Las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) se localizan en el límite sur de la provincia fisiográfica de la Mesa Central de México (MC), su estratigrafía y depósitos minerales han sido estudiados por poco más de un siglo (López-Monroy, 1888; Botsford, 1909; Wandke y Martínez, 1928; Petruck y Owens, 1974; Gross, 1975; Edwards, 1955; Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y existen muchos trabajos técnicos no publicados de empresas mineras y organismos gubernamentales. La Sierra de Guanajuato es conocida a nivel mundial porque contiene uno de los grandes distritos mineros de clase mundial como es el Distrito Minero de Guanajuato (DMG) y que aún hoy día continúa en exploración y explotación minera (Figura 1).

En diversos estudios geológicos del Cretácico Tardío y Cenozoico de la Mesa Central (MC) se han reconocido cuatro discordancias regionales cuyas edades son el Cretácico Tardío-Eoceno, Eoceno-Oligoceno, Rupeliano-Chattiano y Mioceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, 2007; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012), pero su significado tectónico, así como del hiato que representan, no ha sido explicado (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Estas discordancias también se identificaron en las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) y son piezas clave para establecer su evolución tectónica de finales del Cretácico y durante el Cenozoico.

La discordancia del Cretácico Tardío-Eoceno coincide en tiempo con la Orogenia Laramide y ha sido observada en la MC por diversos autores (Quintero-Legorreta, 1992; Aranda Gómez *et al.* 2007; Tristán-González *et al.* 2009a; Tristán-González *et al.* 2009b; Botero-Santa, 2011; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016). Esa discordancia varía en su alcance estratigráfico representando la migración de oeste a este de la Orogenia Laramide en la MC. Esa migración fue documentada por las relaciones de corte entre las estructuras de acortamiento laramídicas y cuerpos subvolcánicos e intrusivos, cuyas edades de cristalización varían de 74 a 51 Ma (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012); dicha progresión

también fue documentada en la Sierra Madre Oriental por Fitz-Díaz *et al.* (2014), pero con una temporalidad distinta, entre 84 y 44 Ma.

La discordancia del Eoceno-Oligoceno se ha documentado en la parte sur, centro y oeste de la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) presentándose como una relación angular entre rocas volcánicas eocénicas (49-37 Ma) y rocas del Oligoceno, fue observada en Guanajuato, Aguascalientes, Zacatecas, Fresnillo, Sombrerete, San Luis Potosí y Durango (Swanson *et al.*, 1978; Albinson, 1988; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Loza-Aguirre *et al.*, 2008; Mascuñano *et al.*, 2013; Levresse *et al.*, 2015; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016). Esta discordancia representa también un hiatus en la actividad volcánica y parece marcar un cambio en las composiciones de los magmas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

La discordancia del Rupeliano-Chatiano se ha documentado en la parte sur de la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Botero-Santa *et al.*, 2015) y representa un hiatus en la actividad volcánica de finales del Oligoceno a ca. 27 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c).

La discordancia del Mioceno (Aquitano-Langhiano) se ha documentado en la parte centro, sur y occidente de la MC y está representada por un hiatus en la actividad volcánica, ya que sobre las rocas oligocénicas aparecen rocas volcánicas máficas que han sido fechadas en ca. 17-10 Ma por varios autores (McDowell y Keizer, 1977; Luhr *et al.*, 1995; Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Aguirre-Díaz *et al.*, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Verma y Carrasco-Nuñez, 2003); ese hiatus se ha asociado a una extensión intracontinental acompañada de un debilitamiento termal y adelgazamiento de la corteza (Luhr *et al.*, 1995; Henry y Aranda-Gómez, 2000).

En este trabajo se integra la información geológica disponible de las SG y SC con nuevos resultados de cartografía geológica, estratigrafía, geocronología, geología estructural y geobarometría. En esta tesis se pone al día el conocimiento geológico de la Sierra de Guanajuato y se propone un modelo de su evolución tectónica cenozoica. Comparando la evolución geológica de las sierras de Guanajuato y Codornices con la de la parte sur de la Mesa Central de México, se sugiere que los eventos registrados en ambas sierras podrían hacerse extensivos para la parte sur de la MC, aunque pudieron ocurrir de manera diacrónica.

1.2 Área de estudio

Las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) están ubicadas en el límite sur de la provincia fisiográfica de la Mesa Central de México, en el límite entre las provincias geológicas Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y Mesa Central (MC). Los estudios más detallados realizados en esta investigación se localizan, uno dentro de la SG en la región de Duarte y el otro en la SC en la Cañada La Virgen (Figura 1). El área de Duarte está ubicada hacia el oriente de la ciudad de León donde aflora el Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato (BMSG), el Granito Comanja (GC) y la cobertura cenozoica, mientras que la Cañada La Virgen se encuentra localizada 16 km al suroeste de la ciudad de San Miguel de Allende (SMA) y allí solo aflora la cobertura cenozoica.

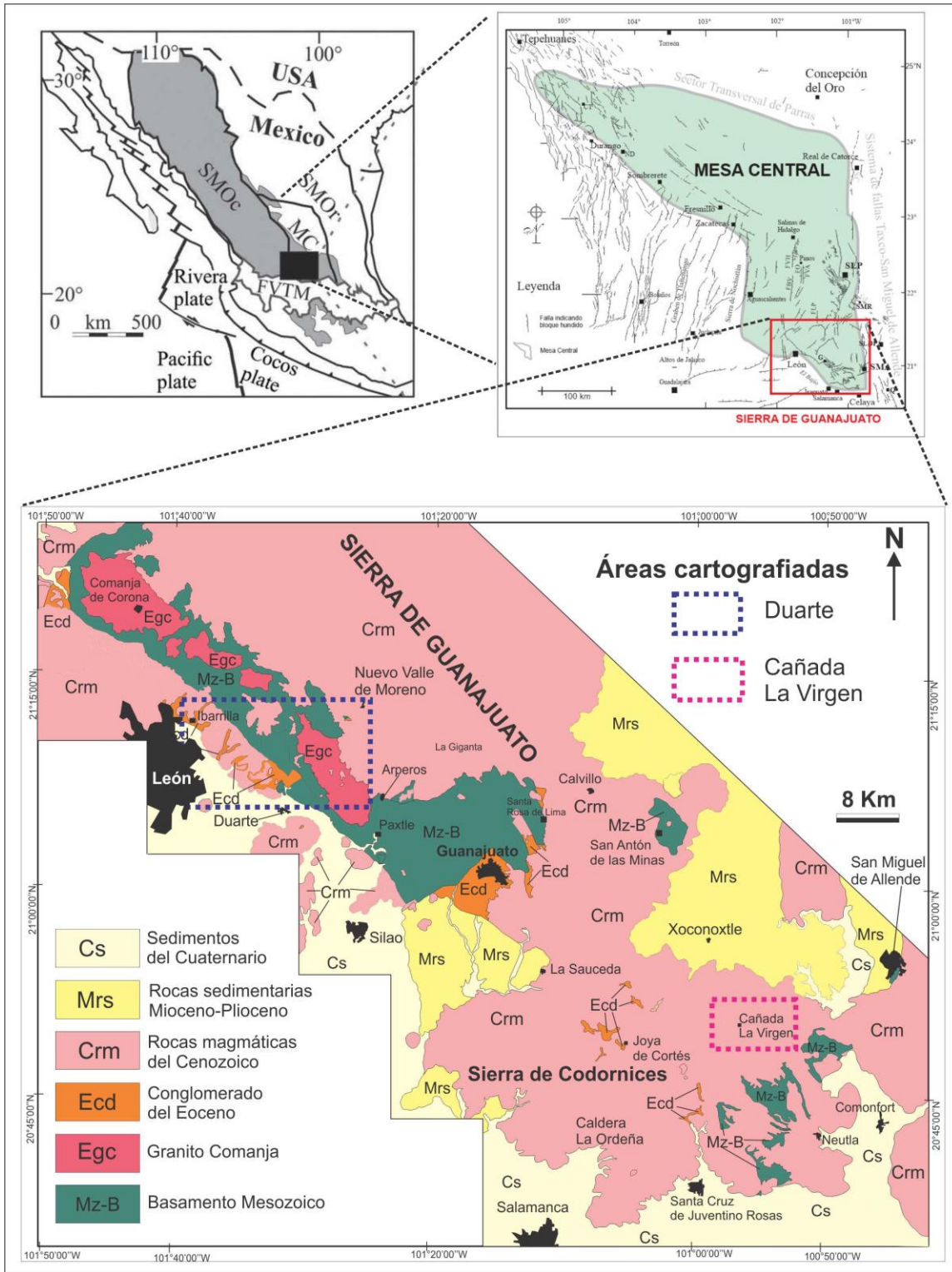


Figura 1. Ubicación del área de estudio, Duarte y Cañada La Virgen en las sierras de Guanajuato y Codornices (Simplificado del mapa compilado de la Figura 8).

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Establecer la evolución tectónica cenozoica de la Sierra de Guanajuato mediante la integración de información antecedente y los nuevos datos estratigráficos, geocronológicos y geobarométricos obtenidos en este estudio.

1.3.2 Objetivos específicos

- Identificar grupos estratigráficos que registren los eventos principales en la evolución tectónica de la Sierra de Guanajuato.
- Interpretar las fases de deformación ocurridas durante la evolución tectónica de la Sierra de Guanajuato.
- Establecer el significado tectónico de las discordancias Cretácico Tardío-Eoceno Temprano y Eoceno Medio-Oligoceno de la Sierra de Guanajuato y sus las implicaciones en la evolución tectónica de la Mesa Central.

2. Metodología y procedimientos analíticos

2.1 Recopilación de información antecedente

Se realizó una búsqueda de información antecedente de la zona de Duarte, Cañada La Virgen y de la Sierra de Guanajuato. Los documentos que se consultaron fueron mapas geológicos y topográficos; así también publicaciones como artículos, libros y reportes técnicos. En una primera etapa se usaron las cartas topográficas a escala 1:50 000 de INEGI edición 1998: Nuevo Valle de Moreno con clave F14C42, Lagos de Moreno con clave F14C31 y San Miguel de Allende con clave F14C54. Se realizaron las ampliaciones correspondientes a escala 1: 20 000 del área de Duarte y escala 1: 10 000 del área de Cañada La Virgen.

Para la compilación de la geología y la interpretación de lineamientos en el total de la Sierra de Guanajuato se emplearon las cartas topográficas y algunas geológico mineras del Servicio Geológico Mexicano (SGM) de ediciones entre 1998 a 2012: Lagos de Moreno F14C31, Ibarra F14C32, Nuevo Valle de Moreno F14C42, Guanajuato F14C43, San Miguel de Allende F14C54, Aldama F14C53, Salamanca F14C63, San Felipe F14C33, y Silao F14C52.

2.2 Geología de campo

A partir de las cartas topográficas se realizó una primera fotointerpretación geológica apoyada de las imágenes de Google Earth. En el área de Duarte, se compararon datos con las cartas geológicas mineras del SGM (Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo, 1999) y la carta geológica de Martínez-Reyes (1992). En el área de Cañada La Virgen se levantó una cartografía geológica a escala 1: 10 000 y se usó como referencia la carta topográfica F14C54 de INEGI edición 1998 y la carta geológico-minera del SGM de San Miguel de Allende (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a).

El trabajo de campo consistió en varias etapas espaciadas que se realizaban en función de la información recabada y el entendimiento de las relaciones geológicas. Los puntos fueron posicionados y controlados por GPS.

El muestreo para los estudios de geocronología se realizó en las etapas intermedias a las salidas de campo, una vez que se tenía un mejor control estratigráfico.

2.3 Petrografía

La preparación de las secciones delgadas de rocas se llevó a cabo en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias de la UNAM. Se realizó la preparación estándar empleando primero una cortadora para obtener “galletas de roca”, posteriormente se realizó el desbastado de las muestras empleando diferentes tipos de abrasivos en función de la naturaleza de las rocas; algunos tipos de abrasivos empleados fueron: carburo de silicio y óxidos de aluminio. Se realizó el pegado con resina epóxica a un portaobjetos para después realizar un corte delgado a 1.0 mm y después el desbaste hasta un grosor de 30 micrómetros. La petrografía se realizó en un microscopio marca Olympus BX51 del Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias. La descripción detallada de la petrografía se presenta en el anexo (Tabla A1). La petrografía se hizo en muestras a las que se realizó del estudio de geocronología de U-Pb y K-Ar y en muestras de unidades cuya identificación fue importante durante la cartografía geológica y el análisis estratigráfico.

2.4 Fechamiento U-Pb

Se analizaron 16 muestras 11 del área Duarte (6 muestras de ignimbrita: EAQ-152, EA-6, EA-9, EAQ-141, EA-11, EA-7; 1 muestra de riolita: EA-5; 1 de un diquestrato granodiorítico EA-4 y 3 muestras del Granito Comanja: GC-08, C2, TC32). Las muestras C2, TC32 y GC-08 fueron publicadas en Angeles-Moreno *et al.* (2017). Del área de Cañada La Virgen se analizaron 5 muestras de ignimbrita (LV-6, LA-001, LV-5, LV-003, LV-004). Los resultados analíticos se muestran en la Tabla A2 de anexos. Las muestras fueron trituradas, molidas, y tamizadas en mallas (200 - 50) en los laboratorios y talleres de molienda y separación mineral del Centro de Geociencias de la UNAM. Se emplearon las fracciones de malla 60, para después separar las concentraciones de minerales pesados por medio de batea y empleando la mesa Wifley. Los concentrados finales se vaciaron en vasos de Petri con alcohol. Los zircones fueron seleccionados manualmente mediante el empleo de pinzas desmagnetizadas y el apoyo de un microscopio binocular. Los zircones fueron montados en una briqueta de plástico con resina epóxica y posteriormente pulidos con lijas para agua con tamaños de grano variando de 800 a 3000. Los puntos que se analizaron por ablación láser fueron seleccionados una vez que se realizó catodoluminiscencia para identificar zonas núcleo y zonas de bordes de

crecimiento. Se seleccionaron algunos núcleos, pero la mayoría de los análisis fueron de las zonas externas de los zircones para fechar las últimas etapas de cristalización. En algunas muestras se empleó el microscopio electrónico de barrido del Centro de Geociencias para identificar zonas de crecimiento en zircones.

Análisis U-Pb

Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. El laboratorio consiste en una láser marca Resonetics (Solari *et al.*, 2009) unido con un espectrómetro de masas y plasma acoplado inductivamente (ICPMS). El láser de ablación opera en un rango de 193 nm (Lamba Physik model Coherent LPX 200, Boston, MA, USA) y enlazado con un sistema óptico con lentes que tienen una profundidad de foco de 50 a 200 micrómetros. La celda de ablación esta presurizada con gas Helio lo cual posibilita extraer una señal de manera rápida. El tamaño del haz empleado en el análisis fue de un diámetro de 30 micrómetros y la profundidad alcanzada es de 20-25 micrómetros para un total de materia ablacionada de ~ 70-80 ng. Diecisiete isótopos fueron escaneados durante cada análisis. Esto permitió obtener una medida cuantitativa para los isótopos necesarios para el fechamiento U-Pb (Plomo, Uranio, y Thorio) a la vez de un monitoreo de los elementos mayores y traza como Si, P, Ti, Zr y elementos de tierras raras, los cuales pueden dar importante información de la presencia de inclusiones dentro de los zircones (por ejemplo: monazita, apatito y titanita) que pueden producir resultados erróneos. Para cada análisis 25 s de fondo de señal fue realizado y monitoreado, seguido de otro paso de 30 s de señal con el láser a una frecuencia de 5 Hz y una densidad de energía de ~ 8J/cm² en el objetivo. Los restantes 25 s son empleados para el reposicionamiento de la platina y la limpieza. Se usó el programa Isoplot 4.1 (Ludwig, 2008) para la selección y cálculo de las edades y los errores. Para detalles del laboratorio y la metodología ver Solari *et al.* (2009) y Solari y Tanner (2011).

2.5 Fechamiento K-Ar

Se analizaron por K-Ar cinco muestras: EA-3, CV-6, CV-1, GC-05 y EA-6. Tres de ellas de andesita-basalto analizándose matriz (CV-6, CV-1 y GC-05), una de ignimbrita

analizándose sanidino (EA-6) y otra de vidrio volcánico (EA-3) de un depósito piroclástico de caída.

Separación mineral

Para la separación del sanidino y el vidrio volcánico de las muestras EA-6 y EA-3, se trituró el material, se tamizó y se seleccionó la mejor fracción de malla 300-420 micrómetros. Se lavó con agua destilada y se secó a menos de 50°C. Posteriormente se utilizó el separador magnético Isodinámico Frantz para separar la fracción félsica y luego se realizó manualmente la separación con un microscopio binocular. Las muestras de andesitas y basaltos (CV-6, CV-1 y GC-05) se trituraron, tamizaron y se separó la mesostasis; posteriormente utilizó el separador magnético isodinámico Frantz donde se quitaron minerales magnéticos en varios pasos.

Análisis K-Ar

El contenido de K fue medido en fluorescencia de rayos X (FRX) en alícuotas de 50 mg usando una regresión específica para medir K en muestras de K-Ar (Solé y Enrique, 2001). La precisión analítica fue mejor de 2%. Los duplicados de muestra pesaron entre 6 y 8 mg y fueron desgasificados en alto vacío a ~150°C por 12 horas antes del análisis, para reducir la contaminación atmosférica. El gas Argón fue extraído por fusión completa de la muestra usando un láser CO₂ a 50 W defocalizado a 1-3 mm de diámetro. Los gases que salieron fueron mezclados con una cantidad conocida de spike de ³⁸Ar purificado con un dispositivo de laboratorio “dedo frío” inmerso en nitrógeno líquido y dos bombas de tipo SAES getters en una línea de extracción de acero inoxidable. Las medidas fueron realizadas en modo estático con un espectrómetro de masas MM1200B usando cambios de picos electromagnéticos controlados por una sonda Hall. La precisión analítica de las alturas de los picos del ⁴⁰Ar y ³⁸Ar alcanzó 0.2% y el mejor fue de 0.5% en ³⁶Ar. Los datos fueron calibrados con estándares internos y los materiales de referencia internacionales de biotitas LP-6 y HD-B1. Todas las edades fueron calculadas usando las constantes recomendadas por Steiger y Jäger (1977). Una descripción detallada de los procedimientos y cálculos puede revisarse en Solé (2009). Los resultados se muestran en anexos tabla A3.

2.6 Análisis de microsonda electrónica y geobarometría de Al-total en hornblenda.

Se analizaron dos muestras (C2 y TC32) correspondientes a diques del Granito Comanja. Las muestras fueron trituradas, molidas y tamizadas entre malla de 200 a 50.

Separación mineral

Se realizó la separación de minerales a partir de los concentrados de las muestras C2 y TC32. Se emplearon pinzas para separar manualmente las hornblendas y se montaron en un vidrio con cinta adhesiva; posteriormente se colocaron en una briqueta añadiéndoles resina y se pulieron en lijas finas hasta lograr su exposición en superficies ideales. Se verificó que fueran hornblendas usando un SEM-EDS del Laboratorio de Fluidos Corticales y se montaron en portaobjetos en el Taller de Laminación del CGEO-UNAM preparando secciones pulidas; posteriormente se tomaron fotografías en el microscopio petrográfico. Se seleccionaron los granos a analizar elaborándose mapas de las imágenes que contienen los puntos a analizar y se recubrieron posteriormente con gráfita en los laboratorios de separación mineral del CGEO.

Los análisis se realizaron en la microsonda electrónica del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica de la UNAM. Para llevar a cabo el estudio de geobarometría en anfíbol se eligieron los que no presentaban inclusiones o zoneamientos químicos, o texturas de recrecimiento. Se contó con el apoyo del encargado de la microsonda y la Dra. Karina E. Cervantes de la Cruz. Se empleó el geobarómetro por aluminio total que está corregido por la temperatura de Anderson y Smith (1995). Los resultados se muestran en anexos tabla A4.

3. Marco geológico

Las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) son un elemento clave en la Geología de México para entender la evolución geológica de la parte central de México. En ellas hay elementos geológicos que permiten un mejor entendimiento del término de la Orogenia Laramide y la evolución cenozoica de la Mesa Central de México.

3.1 Orogenia Laramide

La Orogenia Laramide fue definida en E.U.A. y Canadá como un evento tectónico ocurrido entre 80 a 55 Ma, que se ha reconocido a lo largo de la margen oeste de Norteamérica, al que pertenece al cinturón Cordillerano que va desde Alaska hasta, por lo menos, México (Campa y Coney, 1983; English y Johnston, 2004). Este evento es posterior a las acreciones de sistemas de arcos volcánicos del Jurásico y Cretácico Temprano a lo largo de la Cordillera de Norteamérica (English y Johnston, 2004) (Figura 2). Se han propuesto mecanismos de cabalgamiento con retroarco, tectónica de flotación, subducción con placa horizontal y colisión transpresional como mecanismos generadores de la Orogenia Laramide (English y Johnston, 2004). También se ha considerado que el orógeno Laramide pudiera ser parte de un cinturón de cabalgaduras de retroarco en un sistema orogénico Cordillerano (DeCelles, 2004) y que, como parte de los sistemas orogénicos cordilleranos, pudo tener procesos tectonomagmáticos cíclicos que, de acuerdo con DeCelles y Graham (2015), ocurren en conexión entre el arco volcánico y sus raíces, la región antearco y la zona de retroarco. Para el caso de México dicha orogenia migró de oeste a este y con una temporalidad distinta, iniciando en ca. 105 Ma y terminando en el Eoceno medio, a ca. 44 Ma (Mossman y Viniegra 1976; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2014) (Figura 3). Fitz-Díaz *et al.* (2014) suponen que en México no es solo un evento de acortamiento el que está registrado en el orógeno, ya que con base en datos estructurales y fechamiento de illitas sintectónicas con las estructuras, infieren que hay tres cinturones sobrepuestos. Se han encontrado elementos para suponer que la Orogenia Laramide en México inició a los ca. 105 Ma en Baja California Sur y Sinaloa, y que fue migrando hacia el oriente acompañada de magmatismo (Ferrari *et al.*, 2005; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). En el poniente de México, en Baja California Sur y Sinaloa, algunos plutones con edades entre 89-101 Ma muestran evidencia de deformación sintectónica (como estructuras miloníticas, foliaciones y lineaciones) (Henry *et al.*, 2003; Mattern *et al.*, 2010; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012), por

lo que se han interpretado como plutones sintectónicos con deformación dúctil (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012) y con una cinemática transpresional (Mattern *et al.*, 2010). En la Sierra Madre Occidental (SMOc) la Orogenia Laramide está representada en el Complejo Volcánico Inferior, el cual se ha interpretado como los restos de un arco magmático antiguo (Ferrari *et al.*, 2007).

La diferencia de ca. 20 Ma en el inicio de la Orogenia Laramide en E.U.A y Canadá con respecto a México, muestra el carácter diacrónico del acortamiento asociado a esta orogenia. Esa es una razón por la cual algunos autores cuestionan si en México debiese llamarse Orogenia Laramide (Fitz-Díaz *et al.*, 2017), o incluso retomar el término acuñado por DeCserna (1960) quién la denominó Orogenia Hidalgoense.

Diversos autores han discutido si el estilo de deformación de la Orogenia Laramide es de piel delgada o de piel gruesa (Suter, 1984; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2005); sin embargo, se ha documentado que ocurrió tanto reactivación de fallas de basamento (Padilla y Sánchez, 1985; Chávez-Cabello, 2005; Angeles-Moreno, 2006), como despegue de cobertura sobre rocas evaporíticas (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello, 2005).

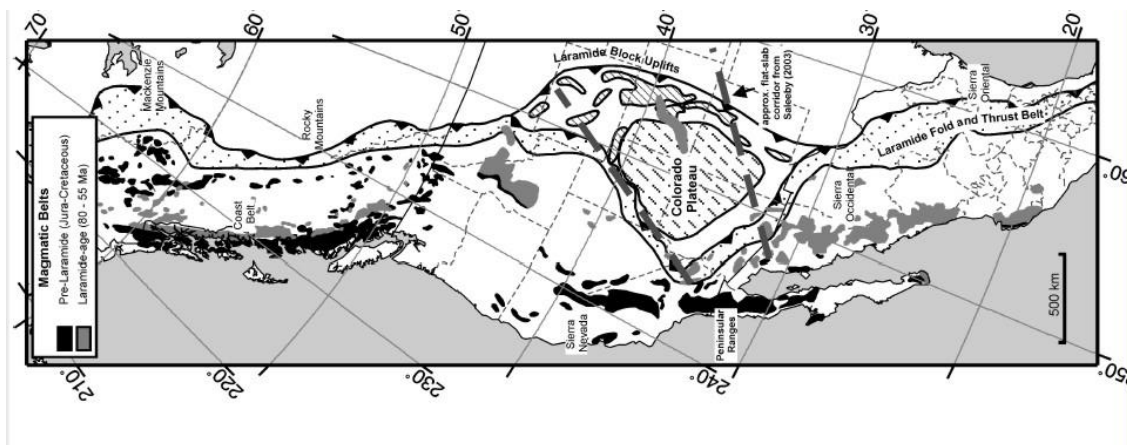


Figura 2. Orogénio Laramide a lo largo del cinturón Cordillerano de Norteamérica (Modificada de English y Johnston, 2004).

3.1.1 Orogenia Laramide en la Mesa Central

La mayoría de los trabajos sobre la Orogenia Laramide se han enfocado hacia la parte norte, noreste y oriente de México (De Cserna, 1956; Padilla y Sánchez, 1985; Suter, 1984; Fitz-Díaz *et al.*, 2014, 2017); es decir, hacia los bordes de la MC. Recientemente se ha retomado el interés por entender su progresión y el significado de las discordancias relacionadas con el orógeno Laramide en el interior de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cuéllar-Cárdenas *et al.*, 2012), encontrándose que el evento Laramide fue posterior a las estructuras de acortamiento relacionadas a la acreción de conjuntos volcanosedimentarios marinos que se consideran parte del “terreno Guerrero” (Quintero-Legorreta, 1992; Martini *et al.*, 2016).

En la región central de México, la progresión de oeste a este de la Orogenia Laramide está representada por la discordancia Cretácico-Paleoceno para el poniente de México (Baja California-Sinaloa) (Ferrari *et al.*, 2005; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012) y la discordancia Cretácico-Eoceno para la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Quintero-Legorreta, 1992; Aranda Gómez *et al.* 2007; Tristán-González *et al.* 2009b; Botero-Santa, 2011). Esta orogenia provocó que estructuras formadas en distintas profundidades fueran expuestas por exhumación (Nieto-Samaniego *et al.*, 2003; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). La progresión hacia el oriente de la deformación y el magmatismo asociados con la orogenia originó que la discordancia angular entre las rocas cretácicas y paleogénicas también migrara hacia el Este. Cuellar-Cárdenas *et al.* (2012) consideró que para la parte central de México la Orogenia Laramide estuvo activa en un intervalo de tiempo entre ca. 105 Ma y ca. 74 Ma. El final de la Orogenia Laramide en la parte central de México varía dependiendo de la región considerada, para la parte occidental de la SMOr (parte sur de la Mesa Central) tuvo lugar entre 62 y 53 Ma (Angeles-Moreno *et al.* 2017) y en la parte oriental de SMOr terminó alrededor de los 44 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

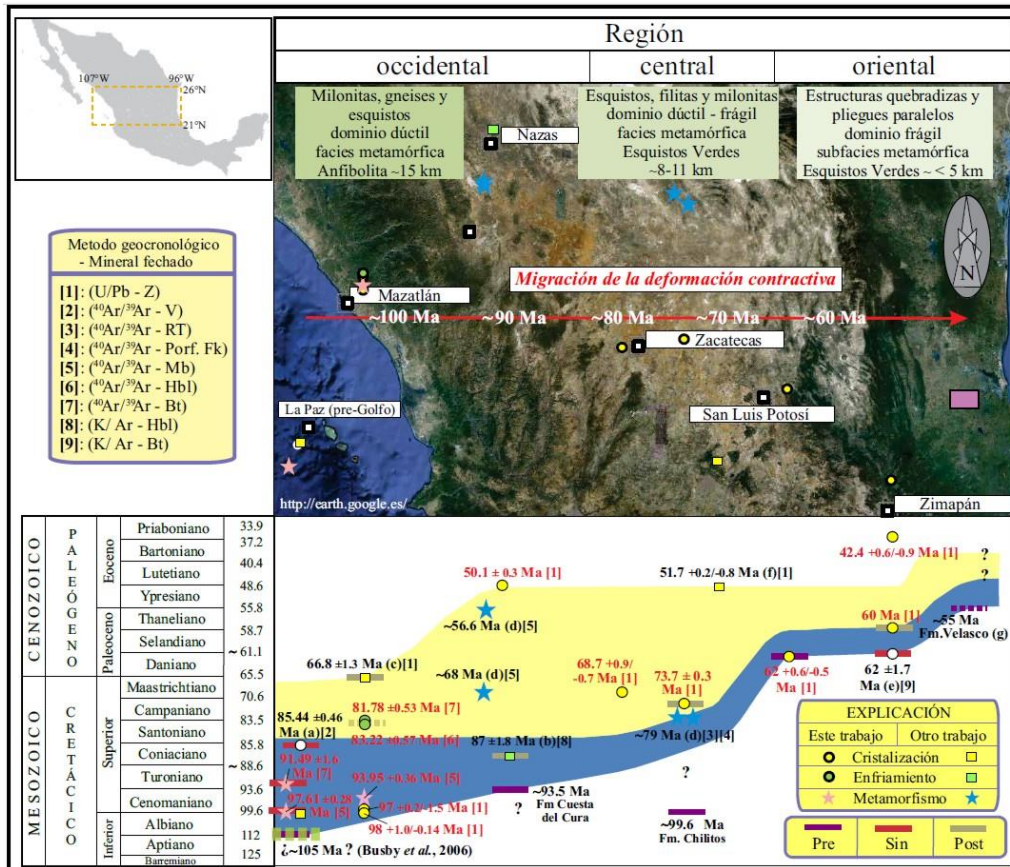


Figura 3. Migración de la deformación contractiva en el transecto estudiado por Cuellar-Cárdenas et al. (2012).

3.1.2 Edad de la Orogenia Laramide en las sierras de Guanajuato y Codornices

En la Sierra de Guanajuato hay datos geológicos recientes que están precisando los límites de la Orogenia Laramide. Chiodi *et al.* (1988) y Quintero-Legorreta (1992) documentaron la presencia de una discordancia entre la Caliza La Perlita del Albiano Superior-Cenomaniano Inferior y las rocas volcanosedimentarias del Terreno Guerrero. Quintero-Legorreta (1992) documentó que la Caliza La Perlita está deformada por acortamiento, por lo que dicha deformación fue posterior al Albiano Tardío-Cenomaniano Temprano. En la Sierra de los Cuarzos, cerca de 45 km al este de la SC, Martini *et al.* (2016) fecharon el depósito de las calizas pelágicas de la Formación Española mediante microfósiles, obteniendo un intervalo Cenomaniano-Turoniano Temprano y fecharon muscovita dentro de los planos de cizalla de fallas inversas, obteniendo edades entre 82.6 ± 1.1 y 79.9 ± 1.0 Ma (K-Ar). A una distancia de ca. 110 km del sureste de la SG, en

Tolimán, Querétaro, Fitz-Díaz *et al.* (2014) determinaron una edad de 83.5 ± 1.5 Ma en illitas sintectónicas con la deformación de acortamiento. Estos datos sugieren que la Orogenia Laramide en la SG inició entre ~ 90 a ~ 80 Ma. Por otra parte, el término de la Orogenia Laramide en la SG ocurrió entre ~ 62 Ma y ~ 53 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

3.2 Registro magmático y sedimentario del Cenozoico de la Mesa Central

En la literatura hay cartografía geológica regional realizada por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y por el Servicio Geológico Mexicano que cubre desde la península de Baja California hasta el Golfo de México. También hay publicados trabajos científicos que abordan la estratigrafía de la parte sur de la Mesa Central (Quintero-Legorreta, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005; Aranda Gómez *et al.* 2007; Tristán-González *et al.* 2009b; Botero-Santa, 2011; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012).

En la Mesa Central hay muy pocas rocas volcánicas que tienen edades paleocénicas, solo se ha reportado en la Tesorera, Zacatecas, la dacita el Gato de 62.5 ± 1.5 Ma (K-Ar en roca entera) (Tristán-González *et al.*, 2015) (Tabla 1). Hay numerosas rocas clásticas cuya edad fue supuesta del Paleoceno-Eoceno (Nieto-Samaniego *et al.* 2005), pero que las edades más recientes reportadas las ubican principalmente en el Eoceno, pudiendo extenderse en algunos casos hasta el Oligoceno (Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Escalona-Alcázar *et al.*, 2016; Angeles-Moreno *et al.*, 2017). En la Mesa Central y sus regiones aledañas se han reconocido también rocas intrusivas graníticas e intrusiones subvolcánicas, con edades de cristalización y de enfriamiento de 74 a 60 Ma (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Tristán-González *et al.*, 2015) (Tabla 1); estas rocas cortan a las estructuras de acortamiento de la Orogenia Laramídica (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Tristán-González *et al.*, 2015). En el límite norte de la Mesa Central hay intrusivos que son de edad Cretácico Tardío y que presentan evidencias de deformación sintectónica con la Orogenia Laramide, Pico de Teyra 76.9 Ma (U-Pb en zircón) (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017) e intrusivos cercanos a Concepción del Oro, Zac., con edad de ca. 72 Ma (Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017) (Tabla 1).

En gran parte de la MC se han documentado intrusivos del Paleógeno y muchos de ellos pueden ser eocénicos. Muchos de estos intrusivos están limitando los bordes de fosas tectónicas rellenas por conglomerados y cortan a rocas sedimentarias marinas plegadas durante la Orogenia Laramide. Hay intrusivos que cuentan con edades isotópicas (Tabla 1 y Figura 4), Cerro de la Cruz, Nazas en Durango con edad de 50 ± 0.3 Ma (U-Pb en zircón) (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012); intrusivos de Concepción del Oro con edades de ca. 43 Ma (U-Pb en zircón) en Zacatecas (Sosa-Valdés *et al.*, 2011); Peñón Blanco en Zacatecas de 50.94 ± 0.47 Ma (Ar-Ar en muscovita) (Aranda-Gómez *et al.*, 2007); Chepinque en Zacatecas de 58.88 ± 1.43 Ma (K-Ar en roca entera) (Franzetti, 2009); Granito Comanja, Guanajuato de 51 Ma (U-Pb en zircón) (Botero-Santa *et al.*, 2015; Ruiz-González, 2015) y también en el Granito Comanja se documentaron diques graníticos de 49.50 ± 0.8 Ma y 51.0 ± 0.6 Ma (U-Pb en zircón) (Angeles-Moreno *et al.*, 2017); intrusivos de Real de Catorce, S.L.P. de 38 a 45 Ma (U-Pb en zircón) (Mascuñano *et al.*, 2013); diques en Charcas, S.L.P. con dos pulsos magmáticos 50 Ma y ca. 48-45 Ma (Levresse *et al.*, 2015), Cerro de la Gloria en Sombrerete, Zacatecas de 46.2 ± 1 Ma (K-Ar en biotita) (Damon *et al.*, 1983) y cuerpos de skarn en el Distrito Minero de San Martín en Zacatecas de 43.7 ± 0.3 Ma y 44.0 ± 0.2 Ma (Re-Os en molibdenita) (Camprubí *et al.*, 2015) (Tabla 1) y por último los intrusivos adyacentes al borde oriente de la MC y dentro de la SMO de ca. 41 a 44 Ma (K-Ar en roca entera) (Vasallo *et al.*, 2004) y un intrusivo de ca. 42 Ma (U-Pb en zircón) (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012). Los intrusivos que no se han fechado y que podrían ser de edad eocénica son: Chalchihutes, Edo. de Zacatecas; Peñón Blanco, San José de Avino y La Parrilla, Edo. de Durango (Figura 4).

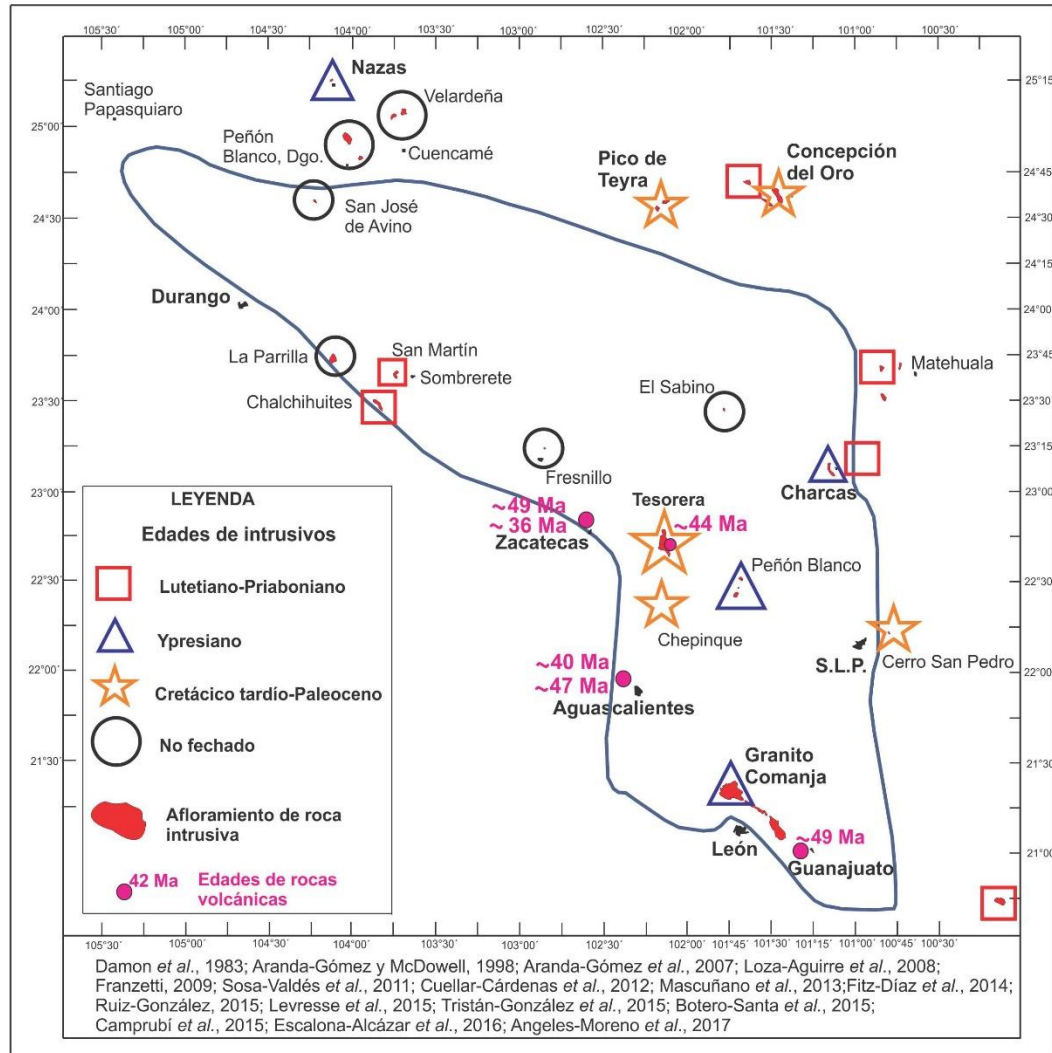


Figura 4. Ubicación de los intrusivos y rocas volcánicas de edad Ypresiano y Lutetiano en la MC.

Los intrusivos pueden ser agrupados en intrusivos del Ypresiano y del Lutetiano. Con los datos que se cuentan hasta hoy, pareciera que los intrusivos del Ypresiano se ubican en el borde occidental, norte y sur de la MC mientras que en el lado oriental están ausentes. En cambio, los del Lutetiano son más comunes hacia el borde oriental (Figura 4).

En la Mesa Central hay conglomerados y areniscas del Eoceno que contienen clastos de esos intrusivos (Aranda-Gómez *et al.*, 2007; Ruiz-González, 2015). En el conglomerado de Zacatecas se han reportado edades de U-Pb en zircones detríticos de ca. 36 Ma y de 43 a 47 Ma, que representan edades máximas de depósito (Escalona-Alcázar *et al.*, 2016). En el conglomerado Duarte y el Conglomerado Guanajuato también se han

reportado clastos de granito que pueden provenir del Granito Comanja o de cuerpos intrusivos del Cretácico (Ruiz-González, 2015; Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). La presencia de los clastos en los conglomerados documenta que los cuerpos graníticos se exhumaron en el tiempo de depósito de dichos conglomerados.

Las rocas volcánicas del Lutetiano-Priaboniano en la MC están en varios lugares, en la SG este magmatismo está representado por la ignimbrita Palo Blanco de 48.82 ± 0.97 Ma (zircón, U-Pb) (Ruiz-González, 2015), que se presenta intercalada en el Conglomerado Duarte y una roca máfica de 49.3 ± 1 Ma (K-Ar roca entera) (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) intercalada con el Conglomerado Guanajuato. Loza-Aguirre *et al.* (2008) obtuvo una edad de 48.91 ± 0.09 Ma (Ar-Ar en sanidino) para una riolita ubicada al oriente del Cerro La Bufa a lo largo de la autopista que va de Zacatecas a Aguascalientes y para la Formación Presillas de 42.3 ± 1.6 Ma (K-Ar en sanidino) en localidades cercanas a la ciudad de Zacatecas. Del conglomerado Zacatecas, Escalona-Alcázar *et al.* (2016) fechó dos tobas intercaladas en 35.77 ± 0.54 Ma y 37.64 ± 0.36 Ma (U-Pb en zircón) y la roca volcánica del Cerro La Bufa en 43.53 ± 0.73 Ma (U-Pb en zircón) (Tabla 1). En la Tesorera, Zacatecas, se reportaron edades lutetianas para la riolita La Cardona (44.5 ± 1.1 Ma, K-Ar, roca entera; Tristán-González *et al.*, 2015) y en Ahualulco, San Luis Potosí, Tristán-González *et al.* (2009a) obtuvo una edad de 44.5 ± 1.1 Ma (K-Ar, roca entera) para la andesita Casita Blanca. Nieto-Samaniego *et al.* (1996) dató a la riolita El Venaderito de 40.6 ± 1 Ma (K-Ar en sanidino) y la ignimbrita Presa Los Arquitos de 47.2 ± 1.2 Ma (K-Ar en sanidino), en la región de Aguascalientes. La presencia de rocas volcánicas intercaladas con los conglomerados eocénicos sugiere que ocurrió una sedimentación contemporánea con el vulcanismo Lutetiano-Priaboniano.

En la Mesa Central el magmatismo oligocénico es el más distintivo de las partes meridional y occidental (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Ferrari *et al.*, 2005; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Aquí se clasificó en tres conjuntos: uno inferior (>30 Ma) que tiene rocas básicas (andesitas-basaltos) y ácidas (piroclásticas), un segundo conjunto (30-29 Ma) que tiene lavas y domos riolíticos con depósitos piroclásticos asociados, y el tercer grupo (29 Ma) que son rocas piroclásticas (principalmente ignimbritas) que forman una delgada pero extensa cubierta.

| Unidad | Litología | Edad Ma | Tipo de muestra Roca/mineral | Método de fechamiento | Lugar geográfico | Referencia |
|---------------------------------------|------------------------|--------------------|---------------------------------|-----------------------|-------------------------------|--|
| Toba en Conglomerado Zacatecas | Toba | 35.77 ± 0.54 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Zacatecas, Zacs. | Escalona-Alcázar <i>et al.</i> , 2016 |
| Toba en Conglomerado Zacatecas | Toba | 37.64 ± 0.36 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Zacatecas, Zacs. | Escalona-Alcázar <i>et al.</i> , 2016 |
| Intrusivos Real de Catorce | Varias | 38 a 45 | Zircón | U-Pb | Real de Catorce, S.L.P. | Masculiano <i>et al.</i> , 2013 |
| Riolita Venaderito | Riolita | 40.6 ± 1.0 | Sanidino | K-Ar | Aguascalientes | Nieto-Samaniego <i>et al.</i> , 1996 |
| Conglomerado Zacatecas | Conglomerado | Picos: 36, 43 a 47 | Zircón detrítico | U-Pb (LA-ICPMS) | Zacatecas | Escalona-Alcázar <i>et al.</i> , 2016 |
| Formación Presillas | Ignimbrita | 42.3 ± 1.6 | Sanidino | K-Ar | Zacatecas, Zacs. | Loza-Aguirre <i>et al.</i> , 2008 |
| Intrusivos borde oriente Mesa Central | Varias | 41 a 44 | Roca entera | K-Ar | Sierra Madre Oriental | Vasallo <i>et al.</i> , 2004 |
| Cerro La Bufa | Riolita | 43.53 ± 0.73 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Zacatecas, Zacs. | Escalona-Alcázar <i>et al.</i> , 2016 |
| Intrusivos de Concepción del Oro | Sienita a monzogranito | ca 43 | Zircón | U-Pb | Concepción del Oro, Zacs. | Sosa-Valdés <i>et al.</i> , 2011 |
| Cuerpos skarn | skarn | 43.7 ± 0.3 | Molibdenita | Re-Os | San Martín, Zacs. | Camprubí <i>et al.</i> , 2015 |
| Cuerpos skarn | skarn | 44.0 ± 0.2 | Molibdenita | Re-Os | San Martín, Zacs. | Camprubí <i>et al.</i> , 2015 |
| Riolita La Cardona | Riolita | 44.5 ± 1.1 | Roca entera | K-Ar | Tesorera, Zacs. | Tristán-González <i>et al.</i> , 2015 |
| Andesita Casita Blanca | Andesita | 44.1 ± 1.0 | Roca entera | K-Ar | Ahualulco, S.L.P. | Tristán-González <i>et al.</i> , 2009a |
| Cerro La Gloria | Granitoide | 46.2 ± 1.0 | Biotita | K-Ar | Sombrerete, Zacs. | Damon <i>et al.</i> , 1983 |
| Ignimbrita Presa Los Arquitos | Ignimbrita | 47.2 ± 1.2 | Sanidino | K-Ar | Aguascalientes | Nieto-Samaniego <i>et al.</i> , 1996 |
| Riolita al Oriente de Cerro la Bufa | Riolita | 48.91 ± 0.09 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Zacatecas, Zacs. | Loza-Aguirre <i>et al.</i> , 2008 |
| Ignimbrita Palo Blanco | Ignimbrita | 48.82 ± 0.97 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Duarte, Guanajuato | Ruiz-González, 2015 |
| Andesita en Conglomerado Guanajuato | Andesita | 49.3 ± 1.0 | Roca entera | K-Ar | Guanajuato, Gto. | Aranda-Gómez y McDowell, 1998 |
| Diques en Charcas | Varias | 50, 48 - 45 | Zircón | U-Pb | Charcas, S.L.P. | Levesse <i>et al.</i> , 2015 |
| Intrusivo Nazas | Monzonita | 50 ± 0.3 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Cerro de la Cruz, Nazas, Dgo. | Cuellar-Cárdenas <i>et al.</i> , 2012 |
| Peñón Blanco | Granito | 50.94 ± 0.47 | Muscovita | Ar-Ar | Peñón Blanco, Zacs. | Aranda-Gómez <i>et al.</i> , 2007 |
| Granito Comanja | Granito | 51.0 ± 0.3 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Duarte, Guanajuato | Angeles-Moreno <i>et al.</i> , 2017 |
| Chepinque | Granodiorita | 58.88 ± 1.43 | Roca entera | K-Ar | La Saucedá de Mulatos, Zacs. | Franzetti, 2009 |
| Dacita el Gato | Dacita | 62.5 ± 1.5 | Roca entera | K-Ar | Tesorera, Zacs. | Tristán-González <i>et al.</i> , 2015 |
| Varias rocas ígneas | Granitoides | 74 a 60 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Mesa Central | Cuellar-Cárdenas <i>et al.</i> , 2012 |
| Intrusivo Pico de Teyra | Cuarzomonzonita | 76.9 + 0.7, -1.1 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Pico de Teyra, Zacs. | Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017 |

Tabla 1. Registro de edades del Eoceno y algunas del Cretácico Tardío en la Mesa Central.

El conjunto inferior ha sido documentado en Guanajuato y San Luis Potosí (Botero-Santa *et al.*, 2015; Tristán-González *et al.*, 2009b). Los fechamientos que se han realizado indican que este vulcanismo ocurrió en ca. 31 Ma (Huspeni *et al.*, 1984, Labarthe-Hernández *et al.*, 1982, Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Ferrari *et al.*, 2005; Tristán-González, 2008, Tristán-González *et al.*, 2009b); las rocas piroclásticas parecen haberse formado en dos tipos de estructuras: calderas volcánicas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y a lo largo de fracturas (Ferrari *et al.*, 2005). Se han reconocido diques piroclásticos asociados a erupción explosiva y algunos controlados por fracturas en las sierras de San Miguelito, San Felipe y la Sierra de Guanajuato (Torres-Hernández *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2013; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

El segundo conjunto comprende un vulcanismo principalmente efusivo y que marca un cambio en la composición química de los magmas en la MC ya que se dio el emplazamiento de abundantes flujos de lava y domos riolíticos ricos en flúor, estaño y otros elementos químicos incompatibles (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002). En la región de San Luis Potosí y Guanajuato se presentan abundantes domos riolíticos emplazados en fallas normales con orientaciones NW-SE y NE-SW (Davis *et al.*, 2009; Rodríguez-Ríos

et al., 2013). Las edades que se han reportado para esas rocas van de 30.1 ± 0.8 (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) a 29.2 ± 0.8 Ma (Aguillón-Robles *et al.*, 1994).

El tercer conjunto (<29 Ma) comprende rocas piroclásticas y otras rocas volcánicas, entre las que predominan ignimbritas. Estas rocas se han documentado en el centro-este, sur y poniente de la Mesa Central. En específico, en el Campo Volcánico de San Luis Potosí, el denominado Grupo Aqualulco, que tiene diques riolíticos de edad 29.9 ± 0.7 Ma (K-Ar en roca entera) y la Ignimbrita Panalillo de 25.4 ± 0.6 Ma (K-Ar en roca entera) (Tristán-González *et al.*, 2009a). En el Distrito Minero de Guanajuato (DMG) y en la Sierra Codornices también se han documentado estas rocas piroclásticas representadas por la ignimbrita Cañada La Virgen con edad de 29.44 ± 0.19 Ma (U-Pb en zircón) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), 28.6 ± 0.7 Ma (K-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). En el borde poniente de la MC Loza-Aguirre *et al.* (2008) reportó la Ignimbrita Garabato de 28.0 ± 0.8 Ma (K-Ar en sanidino) y la riolita Sierra Fría de 27 ± 0.7 Ma (K-Ar en sanidino). Este evento magmático oligocénico ha sido relacionado con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica (Ferrari *et al.*, 2005) y es equivalente a la provincia del “Basin and Range” del suroeste de los E.U.A. (Stewart, 1998; Aranda-Gómez *et al.*, 2000). Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez (1997), y Nieto-Samaniego *et al.* (1999c) propusieron que este evento del Oligoceno estuvo relacionado con una deformación triaxial, y proponen que dicho pulso magmatismo pudo ocurrir debido a cambios en las velocidades del límite de placas de Farallón y Pacífico (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c).

En la MC se ha reconocido un evento magmático del Chattiano representado por el emplazamiento de las ignimbritas La Media Luna de 22.95 ± 0.15 Ma (U-Pb en zircón) (Botero-Santa *et al.*, 2015), San Nicolás de ca. 25 Ma, que afloran en la Sierra de Guanajuato (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), y la Ignimbrita Panalillo superior de ca. 25 Ma que aflora en SLP (Tristán-González, 2009a).

Del Mioceno las rocas son volcánicas basálticas y están en ocasiones intercaladas con sedimentos. Estas rocas están dispersas en toda la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, Tristán-González, 2008). El intervalo de edades para estas rocas va de 14 a 10 millones de años (McDowell y Keizer, 1977; Luhr *et al.*, 1995, Pérez-Venzor *et al.*, 1996,

Aguirre-Díaz, *et al.*, 1997, Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c, Henry y Aranda-Gómez, 2000, Verma y Carrasco-Núñez, 2003). En la parte sur de la Mesa Central, en Guanajuato y Querétaro las rocas miocénicas en parte definen un hiatus entre los 22 Ma y 16 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

El registro magmático del Pleistoceno y Holoceno está mejor expresado en la parte sur de la MC, relacionado con la evolución de la FVTM (Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). En San Luis Potosí y otras partes de la MC se ha reconocido vulcanismo de intraplaca que presentan composiciones geoquímicas de manto primitivo y que son de edades Plio-Pleistoceno (Aranda-Gómez *et al.*, 2005). Dichas rocas presentan una composición basáltica y alcalina; contienen xenolitos del manto y granulitas de la corteza inferior (Luhr *et al.*, 1995; Aranda-Gómez *et al.*, 2003, 2005).

3.2.1 Registro magmático en las sierras de Guanajuato y Codornices

En la SG y MC se intersectan dos provincias volcánicas cenozoicas, la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Figura 5). La SMOc es una provincia volcánica calciocalina relacionada a subducción, en la que se han identificado cuatro grupos ígneos de acuerdo con McDowell y Keizer (1977) y Ferrari *et al.* (2005) y (2007), el más antiguo denominado el Complejo Volcánico Inferior conformado de dos grupos de rocas, rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Tardío-Paleoceno y rocas ígneas del Eoceno, un Grupo Volcánico Superior formado principalmente por rocas piroclásticas ácidas, cuyas edades son Oligoceno-Mioceno Temprano, un tercer grupo de rocas basálticas transicionales entre pulsos de ignimbritas que se han correlacionado con la provincia de andesitas basálticas del suroeste de los E.U.A. (Cameron *et al.*, 1989) y el último grupo compuesto de basaltos alcalinos del Mioceno Tardío al Pleistoceno que se han relacionado en parte con la separación de Baja California y con eventos de extensión de la corteza continental (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Aranda-Gómez *et al.*, 2003). En la Sierra de Guanajuato afloran rocas ígneas equivalentes en tiempo con las rocas del Grupo Volcánico Superior de la SMOc (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Por otra parte, la FVTM es una provincia volcánica relacionada con subducción, mayormente de composición andesítica, con edades del Mioceno Medio al Holoceno (Ferrari *et al.*, 1999; Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En esa provincia se han diferenciado cuatro episodios ígneos de acuerdo con Gómez-Tuena *et al.* (2005), que son: uno del Mioceno Medio y Tardío, un segundo episodio máfico del Mioceno Tardío, un tercer episodio silíceo del Mioceno Tardío que incluye a vulcanismo bimodal del Plioceno Temprano y por último un episodio del Plioceno Tardío-Cuaternario. Las rocas que representan el primer episodio son rocas máficas que tienen edades que van de ca. 24 Ma a ca. 16 Ma (Ferrari *et al.*, 2003; Hernández-Bernal *et al.*, 2016) y también rocas máficas e intermedias derivadas de estratovolcanes y conos volcánicos de edades de ca. 15 a ca. 10 Ma (referencias en Gómez-Tuena *et al.*, 2015). El segundo episodio son rocas volcánicas máficas distribuidas a escala regional de la FVTM en formas de mesetas y algunas emplazadas a lo largo de fisuras y que abarcan edades de entre ca. 11 Ma y 6.5 Ma (varias referencias en Gómez-Tuena *et al.*, 2005). El tercer pulso conformado por complejos de domos exógenos dacíticos y riolíticos, grandes volúmenes de ignimbritas emplazadas en calderas regionales y un pulso de caracterizado por basaltos alcalinos en conjunto con rocas volcánicas félsicas; este pulso va de ca. 7.5 a ca. 3 Ma (referencias en Gómez-Tuena *et al.*, 2005). El último episodio abarca de ca. 3.5 Ma hasta hoy, y está conformado de rocas de composición andesítico-basáltica formadas en estratovolcanes y conos monogenéticos que parecen distribuidos a lo largo de toda la FVTM (varias referencias en Gómez-Tuena *et al.*, 2005). En las SG, SC y sus bordes se han documentado por lo menos dos de estos períodos volcánicos que corresponden con el primero y el segundo ya que las edades de estas rocas volcánicas van de ca. 16 Ma a ca. 7 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001).

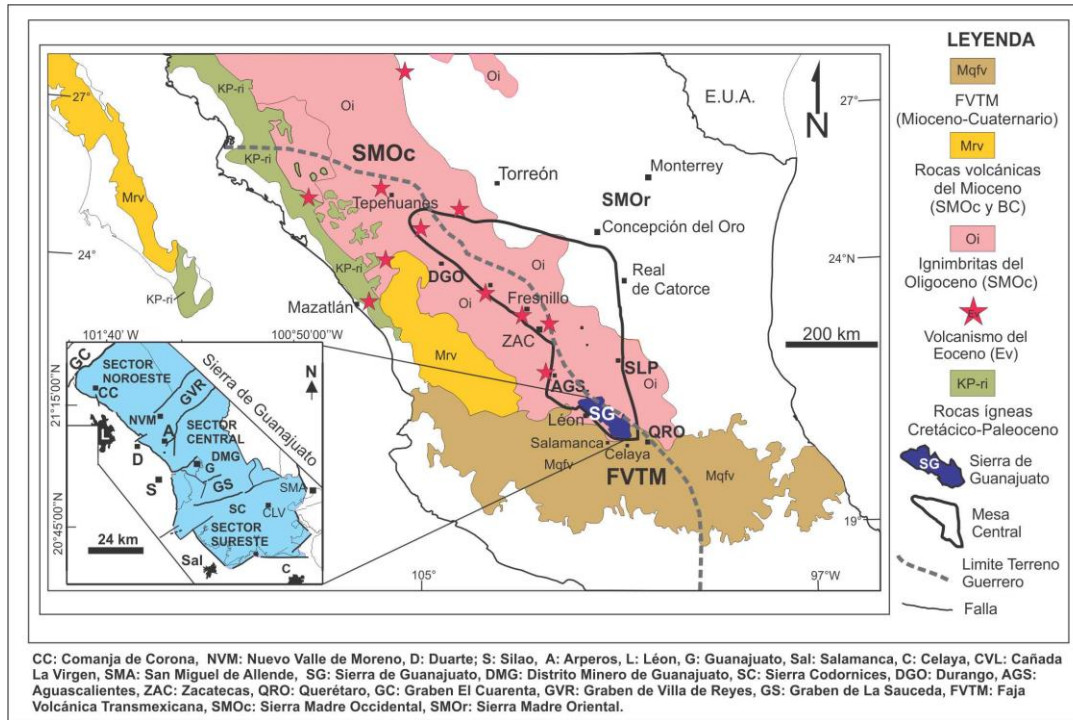


Figura 5. Sierra de Guanajuato (SG) en el contexto regional de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Modificado de Nieto-Samaniego et al., 2005; Ferrari et al., 2007) (Límite Terreno Guerrero de Centeno-García, 2017). El recuadro muestra la división en tres sectores (noroeste, centro y sureste) que en este trabajo se hace de la Sierra de Guanajuato.

3.3 Estructuras cenozoicas de la Mesa Central

La Mesa Central (MC) está limitada por varios sistemas de fallas (Nieto-Samaniego et al., 2005) (Figura 6), en su parte sur el límite es el Sistema de Fallas El Bajío (SFB), en el oriente por una parte del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Nieto-Samaniego, 2005), en el norte por el Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental (STPSMO), en el poniente por el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) y por el graben de Aguascalientes (Nieto-Samaniego et al., 2005).

El SFB se extiende desde la ciudad de León hasta Celaya con una longitud de ca. 150 km tomando en cuenta la longitud de todos sus segmentos (Figura 6). El desplazamiento varía a lo largo de sus distintos sectores, por ejemplo, en el sector de León, es de 1200 m tomando en consideración el desplazamiento de las rocas del Oligoceno (Nieto-

Samaniego *et al.*, 2005); mientras que en Silao el desplazamiento vertical estimado para unidades del Mioceno es de 500 m (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las orientaciones de las fallas del SFB presentan dos direcciones principales NW-SE y NE-SW (Ramos-Leal *et al.*, 2007; Angeles-Moreno *et al.*, 2017). En el SFB se ha documentado una cinemática lateral para el Eoceno (Angeles-Moreno *et al.*, 2017) que fue seguida de fallamiento extensional durante el Oligoceno y Mioceno (Botero-Santa *et al.*, 2015).

El SFTSMA es una estructura mayor con más de 500 km de longitud y hasta 35 km de ancho (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002); su parte septentrional es el límite oriental de la MC, presentándose como un sistema de fallas normales con dirección N-S que se extiende desde San Miguel de Allende y Querétaro hasta más al norte de la Sierra de Catorce (Figura 6). El SFTSMA forma el límite entre la MC y la SMO tanto del punto de vista topográfico como de espesores corticales (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las edades de actividad de este sistema de fallas varían del Paleógeno al Mioceno Tardío (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). A lo largo de su rumbo es segmentado por el SFSLT y el SFB (Figura 6).

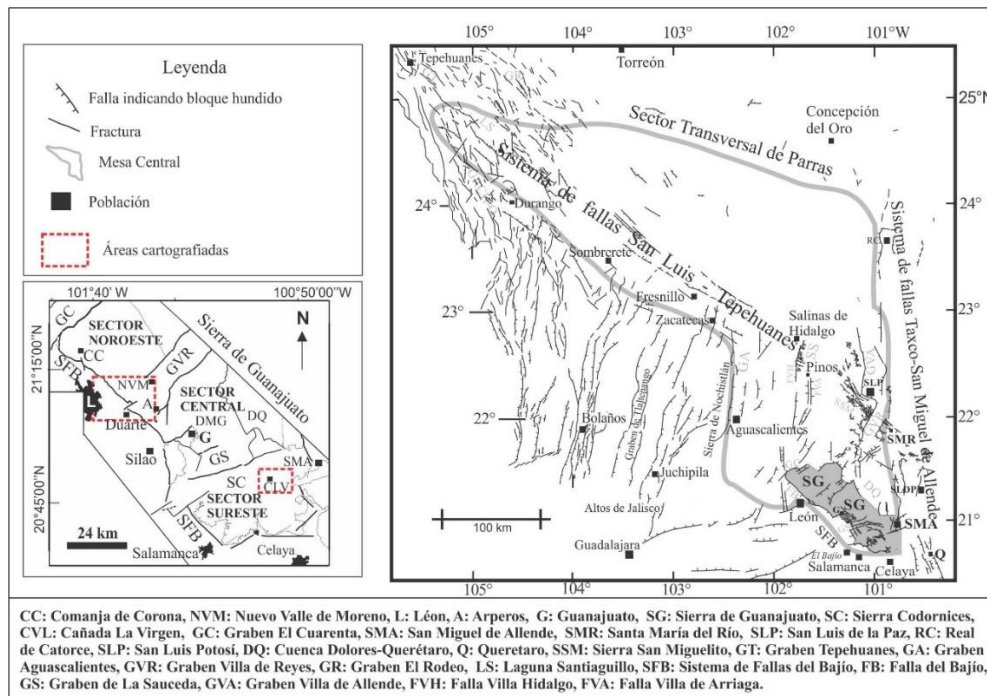


Figura 6. Estructuras cenozoicas de Mesa Central y ubicación de la Sierra de Guanajuato (modificada de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental (STPSMO) es el límite norte de la MC y es un sistema montañoso de dirección aproximada ENE-WSW. Está constituido por pliegues en rocas mesozoicas que forman parte de la Sierra Madre Oriental (SMOr). En la falla de San Marcos se han documentado fallas paralelas al STPSMO que han tenido actividad postlaramídica, en el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano (Aranda-Gómez *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005). Se ha sugerido por su orientación y rasgos topográficos que el STPSMO podría representar una gran estructura cenozoica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El Sistema de Fallas de San Luis Tepehuanes (SFSLT) comprende un conjunto de fallas mayores que van desde Tepehuanes, Durango, hasta San Luis de la Paz, Guanajuato, alcanzando una longitud ca. 620 km. Se divide en dos sectores, el sector entre Tepehuanes, Durango y Salinas Hidalgo, S.L.P. y el sector entre Salinas Hidalgo y San Luis de la Paz (Figura 6). En el primer sector, el SFSLT es el límite poniente de la MC y coincide burdamente con los afloramientos de rocas volcanosedimentarias del Terreno Guerrero y se alinean los distritos mineros Sombrerete, Fresnillo y Zacatecas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005); se han cartografiado fallas normales con rumbo NW-SE que en algunos lugares forman fosas tectónicas y desplazan a rocas del Oligoceno (Tristán-González, 1986; Loza-Aguirre *et al.*, 2008). El segundo sector está bien estudiado en la Sierra de San Miguelito en S.L.P. (Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1997; Xu *et al.*, 2004, 2013). Las fallas normales muestran un estilo de dominó con un vulcanismo contemporáneo del Oligoceno y se ha reportado que en numerosas fallas se emplazaron diques piroclásticos (Torres-Hernández *et al.*, 2006; Xu *et al.*, 2013). Las fallas cortan a riolitas e ignimbritas del Oligoceno, la edad más antigua de estas fallas parece ser previa al Oligoceno, pero no se puede precisar (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y posteriormente presentó varias reactivaciones ocurriendo la de mayor magnitud en el Oligoceno Temprano y una segunda en el Oligoceno Tardío, la cual pudo haberse extendido hasta el Mioceno Temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997, 2005). En Sombrerete, Fresnillo y Zacatecas las fallas presentan direcciones NW-SE, NE-SW y E-W, algunas de estas fallas cortan al basamento volcanosedimentario Mesozoico y a los conglomerados Fresnillo y Zacatecas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Estas fallas alojan vetas epitermales de edad del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano

(Albinson, 1988). Algunas fallas NW-SE controlan la distribución de los afloramientos del Conglomerado Zacatecas que tiene una edad del Paleoceno-Oligoceno (Escalona-Alcázar *et al.*, 2016). Con base en relaciones estratigráficas, Loza-Aguirre *et al.* (2008) interpreta dos eventos de fallamiento extensional en Zacatecas ocurridos durante el Cenozoico, un evento de fallas normales NW-SE de edad Paleoceno-Eoceno Temprano y otro evento Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

El graben de Aguascalientes es un sistema de fallas que limita al occidente la parte sur de la MC separándola de la Sierra Madre Occidental (SMOc) (Figura 6). Es un semigraben N-S que se extiende por una longitud de 150 km desde los Altos de Jalisco hasta su intersección con el SFSLT (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Se ha estimado un desplazamiento de 900 m en la falla principal que limita el semigraben en el poniente (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Dicha falla corta rocas del Oligoceno Tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 1997) y se ha inferido que la edad de actividad de la falla principal del graben es posterior al Oligoceno Temprano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

4. Estratigrafía y geocronología de las sierras de Guanajuato y Codornices

4.1 Mesozoico

4.1.1 Jurásico-Cretácico Temprano

El basamento mesozoico de la Sierra de Guanajuato (BMSG) se encuentra aflorando a lo largo de las sierras de Guanajuato y Codornices (Figuras 7 y 8); se puede considerar compuesto de tres conjuntos de rocas: rocas plutónicas, volcánicas e hipabisales cogenéticas (RPVH) (Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), el Complejo Volcanosedimentario de la Sierra de Guanajuato (CVSG) (Martínez-Reyes, 1992) y la Caliza La Perlita (Quintero-Legorreta, 1992) (Figura 7). Las RPVH y el CVSG son pre-Albiano; a partir de los estudios geológicos que se han realizado a lo largo de toda la sierra, se ha descrito una variedad de litologías en ellos y se han interpretado asociadas a un sistema de arco volcánico intraoceánico (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). Las litologías de ambos (RPVH y CVSG) se pueden agrupar en rocas volcánicas, sedimentarias, rocas hipabisales, volcanoclásticas, subvolcánicas y plutónicas; las litologías volcánicas comprenden: rocas piroclásticas, basaltos, hialoclastitas, peperitas, dacitas y riolitas; las rocas sedimentarias: lutitas silíceas, radiolaritas, areniscas, lutitas volcánicas, margas, calizas arcillosas, y conglomerados; las litologías subvolcánicas comprenden diques de dolerita-basalto, diques de diorita y plagiogranito; y las rocas plutónicas comprenden: tonalita, cuarzodiorita, dioritas, gabros y piroxenitas. Todas estas litologías se han descrito y agrupado en varias unidades como son Piroxenita San Juan de Otates, diorita Tuna Mansa, Complejo Filoniano Santa Ana, tonalita Cerro Pelón, Unidad Basáltica La Luz, toba El Cubilete, Formación Esperanza, complejo intrusivo Tuna Mansa, formación El Paxtle, formación Arperos, complejo volcanosedimentario Sierra de Guanajuato (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Martínez-Reyes, 1992; Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2011) (Figura 7). Los afloramientos de las rocas volcánicas, volcanoclásticas, sedimentarias y piroclásticas tienen una amplia distribución a lo largo de toda la SG (Figura 8), sin embargo, las rocas plutónicas y subvolcánicas parecen concentrarse entre la región de Duarte y el Distrito Minero de Guanajuato (DMG) con una mayor expresión en la parte norte y noroeste de la ciudad de Guanajuato. La mayoría de las litologías presentan una deformación compleja, la deformación fue desarrollada en condiciones dúctil y frágil-dúctil y con un metamorfismo en facies de esquistos verde (Martini *et al.*, 2013). Las estructuras que se han descrito son

zonas de cizalla miloníticas dúctiles y frágil-dúctil, pliegues y fallas inversas (Martini *et al.*, 2013).

La edad de las rocas abarca desde Jurásico Tardío a Albiano Temprano (Figura 7 y Tabla 2), con base en relaciones estratigráficas, fechamientos K-Ar, y U-Pb (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Martini *et al.*, 2011). La edad de la deformación está constreñida por la discordancia entre las secuencias de arco intraoceánico con la Caliza La Perlita que es de edad Aptiano Inferior (Quintero-Legorreta, 1992; Martini *et al.*, 2013).

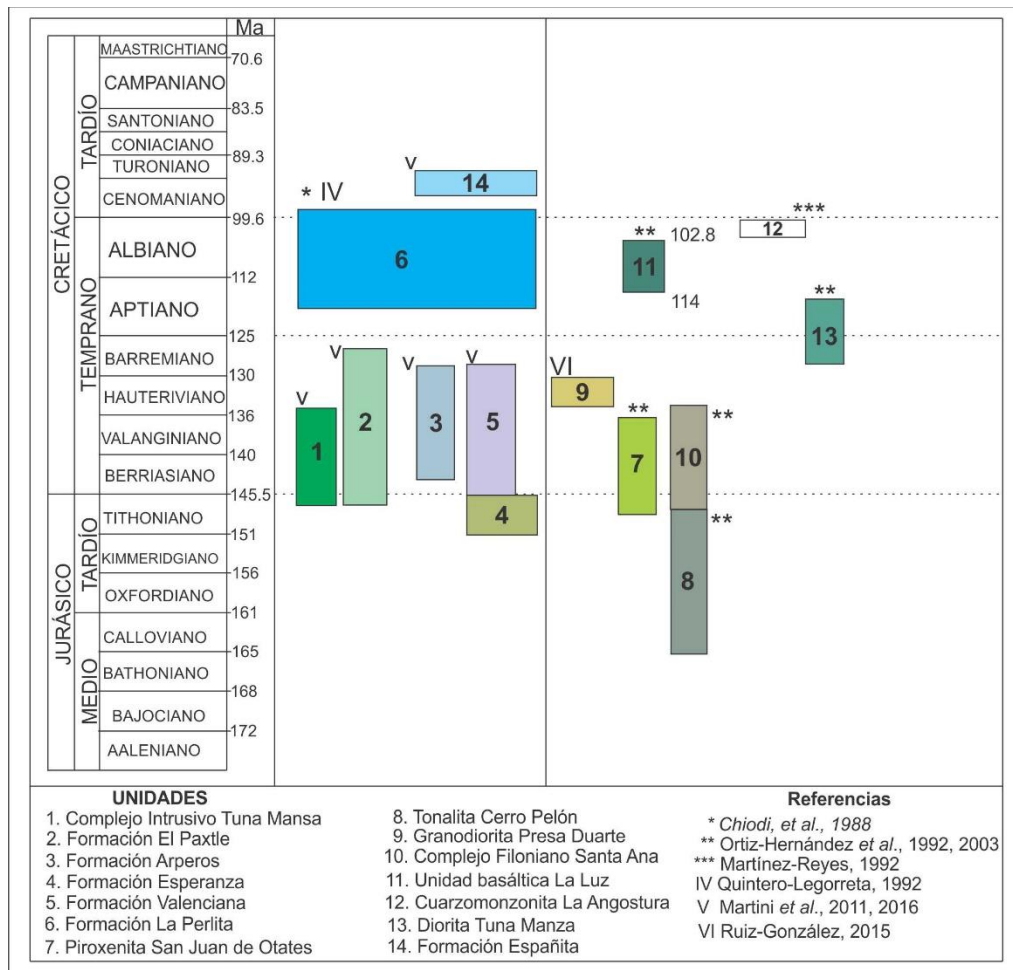


Figura 7. Columna estratigráfica esquemática del basamento mesozoico de la Sierra de Guanajuato.

Las rocas del BMSG se correlacionan con otras rocas volcanosedimentarias del Terreno Guerrero que afloran en Zacatecas, Aguascalientes y Ojuelos, en la parte poniente de la MC, mientras que, al oriente de la SG, aparecen rocas sedimentarias clásticas de un

dominio continental totalmente diferente (Silva-Romo, 1993; Centeno y Silva-Romo, 1997). La SG es una pieza clave por su ubicación en las reconstrucciones tectónicas, entre el dominio de arco intraoceánico denominado Terreno Guerrero y el dominio continental, pre-Albiano (Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Silva-Romo *et al.*, 2000; Martini *et al.*, 2016).

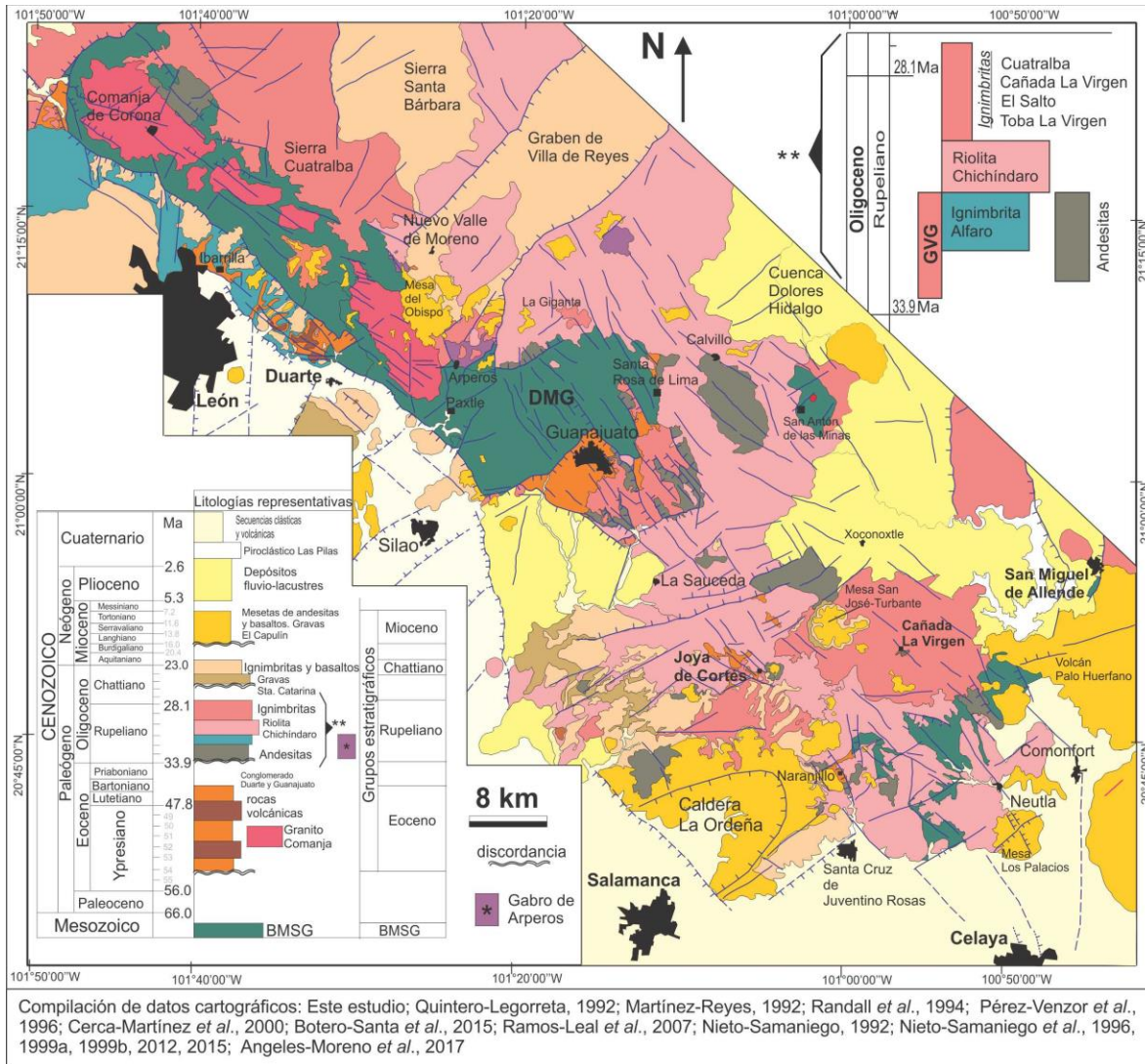


Figura 8. Mapa geológico de las sierras de Guanajuato y Codornices. DMG Distrito Minero de Guanajuato, BMSG Basamento mesozoico Sierra de Guanajuato, GVG grupo volcánico Guanajuato.

4.1.2 Albiano-Cenomaniano

El Albiano-Cenomaniano en la SG está representado por la Caliza La Perlita originalmente definida por Quintero-Legorreta (1992), sus afloramientos y su localidad tipo se encuentran al oriente de la población de Comanja de Corona y cerca de Bernalejo. Comprende una secuencia de calizas, margas, limolitas y lutitas. La Caliza La Perlita sobreyace discordantemente al BMSG y es sobreyacida por el Conglomerado Duarte del Cenozoico (Quintero-Legorreta, 1992). La Caliza La Perlita presenta pliegues que no corresponden a la deformación con metamorfismo de las rocas subyacentes, lo que llevo a Quintero-Legorreta (1992) a sugerir que existieron dos fases de deformación por acortamiento mesozoicas en la SG, esas fases fueron también reconocidas por Chiodi *et al.* (1988).

La edad Aptiano-Cenomaniano Temprano fue determinada por contenido fósil de moluscos, corales, amonitas, braquiópodos y microfósiles en la Caliza La Perlita (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992).

| Unidad | Litología | Edad | Tipo de muestra | Método de fechamiento | Referencia |
|------------------------------|-----------------|--------------------------------------|------------------|-----------------------|------------------------------|
| | | Ma | Roca/mineral | | |
| Unidad Basáltica La Luz | Basalto | 108.4± 6.2 | Roca entera | K-Ar | Ortiz-Hernández et al., 1992 |
| Cuarzomonzonita La Angostura | Cuarzomonzonita | 101.2± 2.7 | Roca entera | K-Ar | Martínez-Reyes, 1992 |
| Diorita Tuna Mansa | Gabro | 112.5± 6.8 | Roca entera | K-Ar | Ortiz-Hernández et al., 1992 |
| Diorita Tuna Mansa | Diorita | 122.5± 5.6 | anfíbol | K-Ar | Ortiz-Hernández et al., 1992 |
| Granodiorita Presa Duarte | Granodiorita | 132 ± 1.2 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Ruiz-González, 2015 |
| Formación Arperos | Litarenitas | Picos principales: 131, 132 y 133 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Martini et al., 2011 |
| Complejo Filoniano Santa Ana | Diorita | 143 ± 9.6 | Roca entera | K-Ar | Ortiz-Hernández et al., 1992 |
| Tonalita Tuna Mansa | Tonalita | 144.0± 1.4 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Martini et al., 2011 |
| CVSG: Formación Esperanza | Riolita | 145.4 ± 1.1 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Martini et al., 2011 |
| CVSG: Formación Esperanza | Dacita (dique) | 150.7 ± 0.8 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Martini et al., 2011 |
| Complejo Filoniano Santa Ana | Plagiogranito | 157.1 ± 8.8 | Roca entera | K-Ar | Ortiz-Hernández et al., 1992 |
| Tonalita Cerro Pelón | Tonalita | 157 ± 0.8 | Roca entera | K-Ar | Ortiz-Hernández et al., 1992 |
| CVSG: Formación Esperanza | Litarenita | <180 Ma | Zircón detrítico | U-Pb (LA-ICPMS) | Martini et al., 2011 |

Tabla 2. Relación de edades del Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato.

4.2 Cenozoico

Originalmente el nombre Sierra de Guanajuato (SG) fue propuesto para referirse a la región serrana que abarca desde el graben El Cuarenta hasta el límite norte del graben de la Saucedá (Nieto-Samaniego, 1992), hacia el sur continúa la Sierra de Codornices (SC), que se extiende hasta la región de Salamanca-Celaya. En este trabajo

consideraremos como la región de estudio el bloque estructural, o pilar tectónico, con orientación NW-SE que abarca desde el graben El Cuarenta, hasta Celaya e incluye tanto la SG como la SC (Figura 9). Dicho bloque levantado está seccionado por grábenes con orientación ~NE-SW, formando tres zonas que se denominan sector noroeste, sector central y sector sureste, esto con fines de referencia para facilitar la explicación de los datos estratigráficos. El sector noroeste comprende desde Comanja de Corona, Jal., hasta Arperos, Gto.; el sector central comprende desde Arperos, Gto., hasta el graben de la Sauceda y el sector sureste va desde el graben de La Sauceda hasta Celaya (Figura 9).

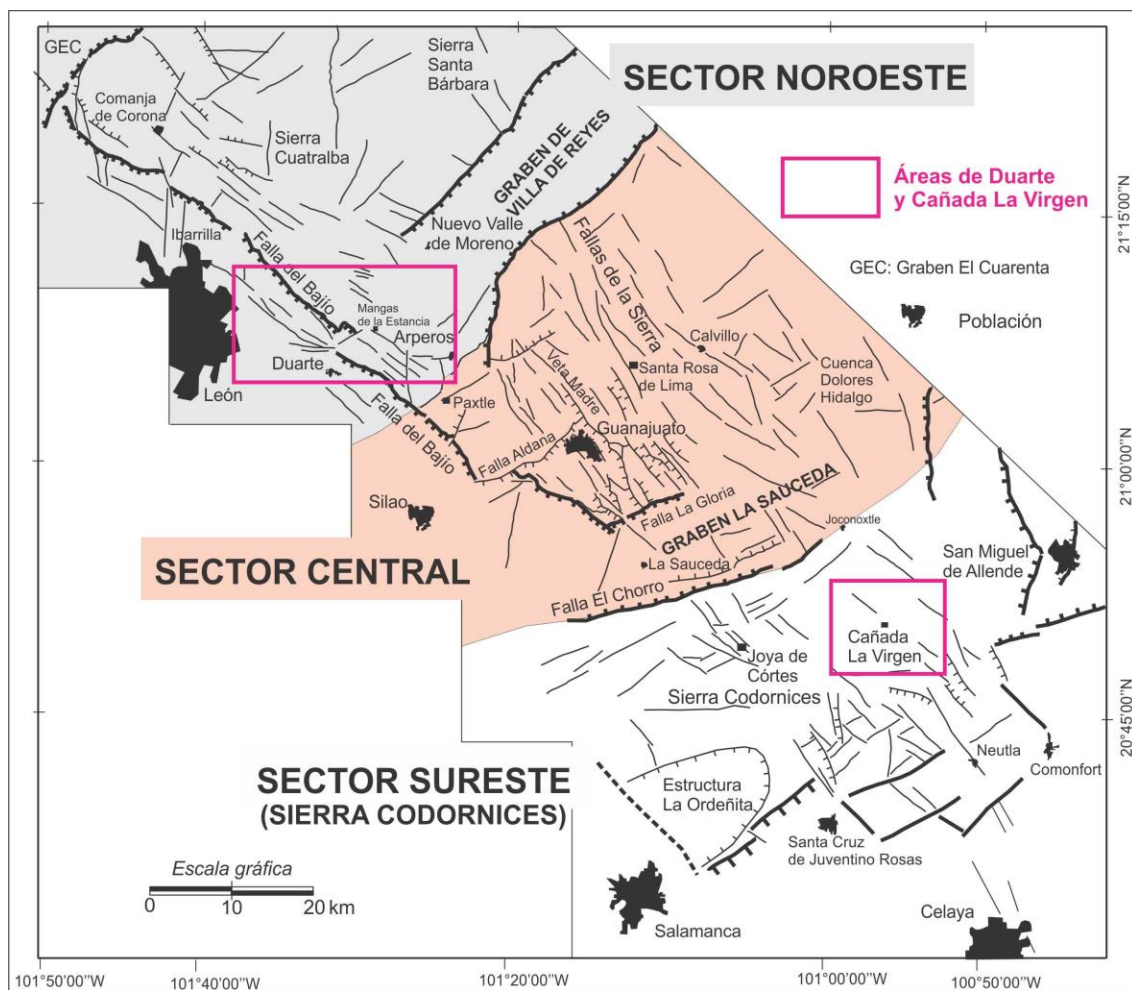


Figura 9. Mapa de las sierras de Guanajuato (sectores noroeste y central) y Codornices (sector sureste) basado en el mapa geológico de la Figura 8.

La estratigrafía cenozoica del área de estudio se organizó en cinco grupos, tres de ellos magmáticos que referiremos como grupo del Ypresiano (52-48 Ma), grupo del Rupeliano (32-31 Ma), grupo del Chattiano (24-22 Ma) y grupo del Mioceno (14-7 Ma) y un grupo de rocas sedimentarias que llamamos conglomerados del Eoceno (Figuras 8 y 10). Los conglomerados del Eoceno incluyen al Conglomerado Duarte y al Conglomerado Guanajuato, al igual que afloramientos menores de sedimentos continentales clásticos que contienen rocas volcánicas de edad Ypresiana o bien, yacen bajo las rocas volcánicas del grupo del Rupeliano.

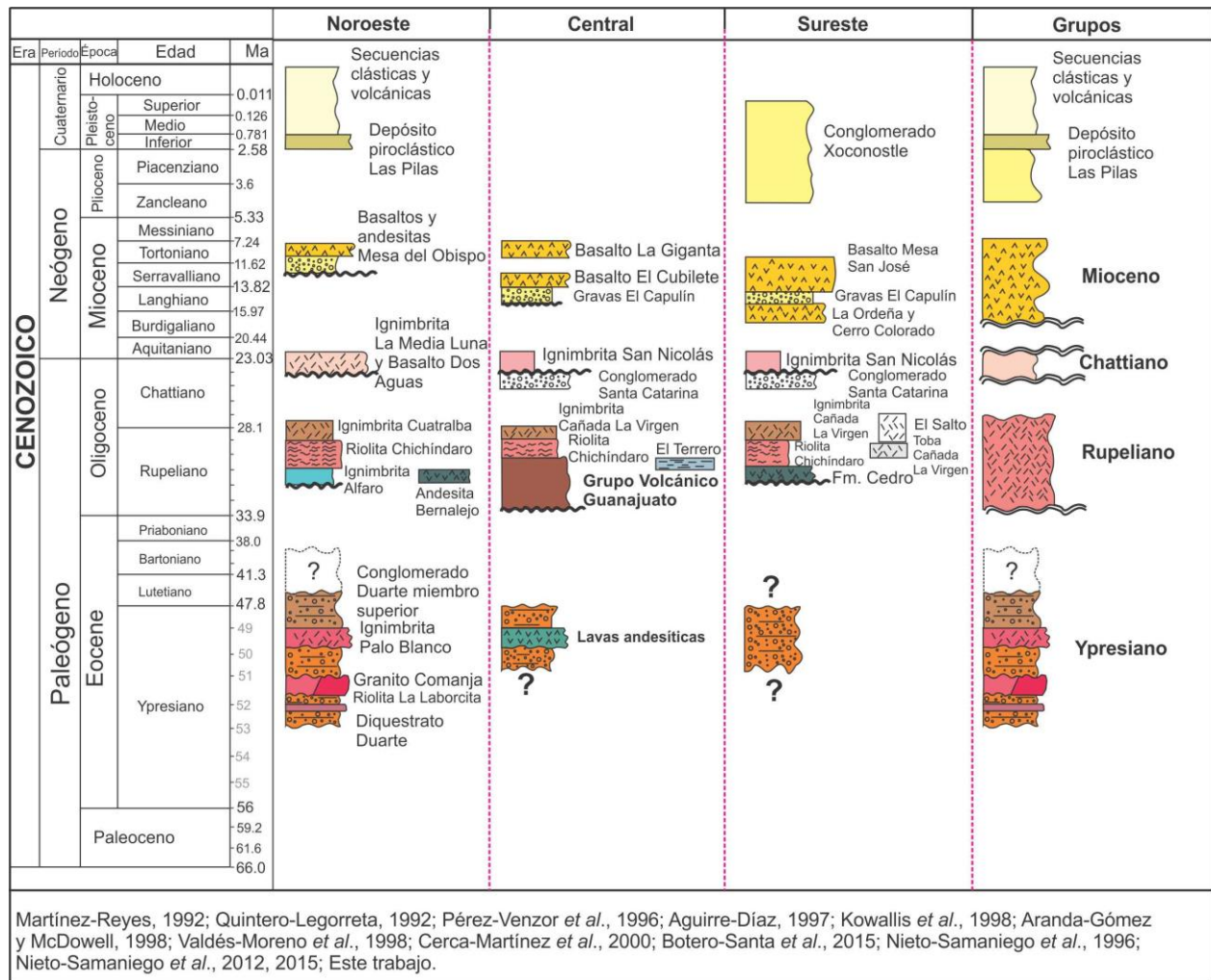


Figura 10. Columnas estratigráficas de los sectores Noroeste Central y Sureste del área de estudio y grupos estratigráficos propuestos.

La descripción de la estratigrafía del sector noroeste del área de estudio está basada en una sección estratigráfica completa y detallada del área de Duarte, elaborada durante el presente trabajo (Figura 11).

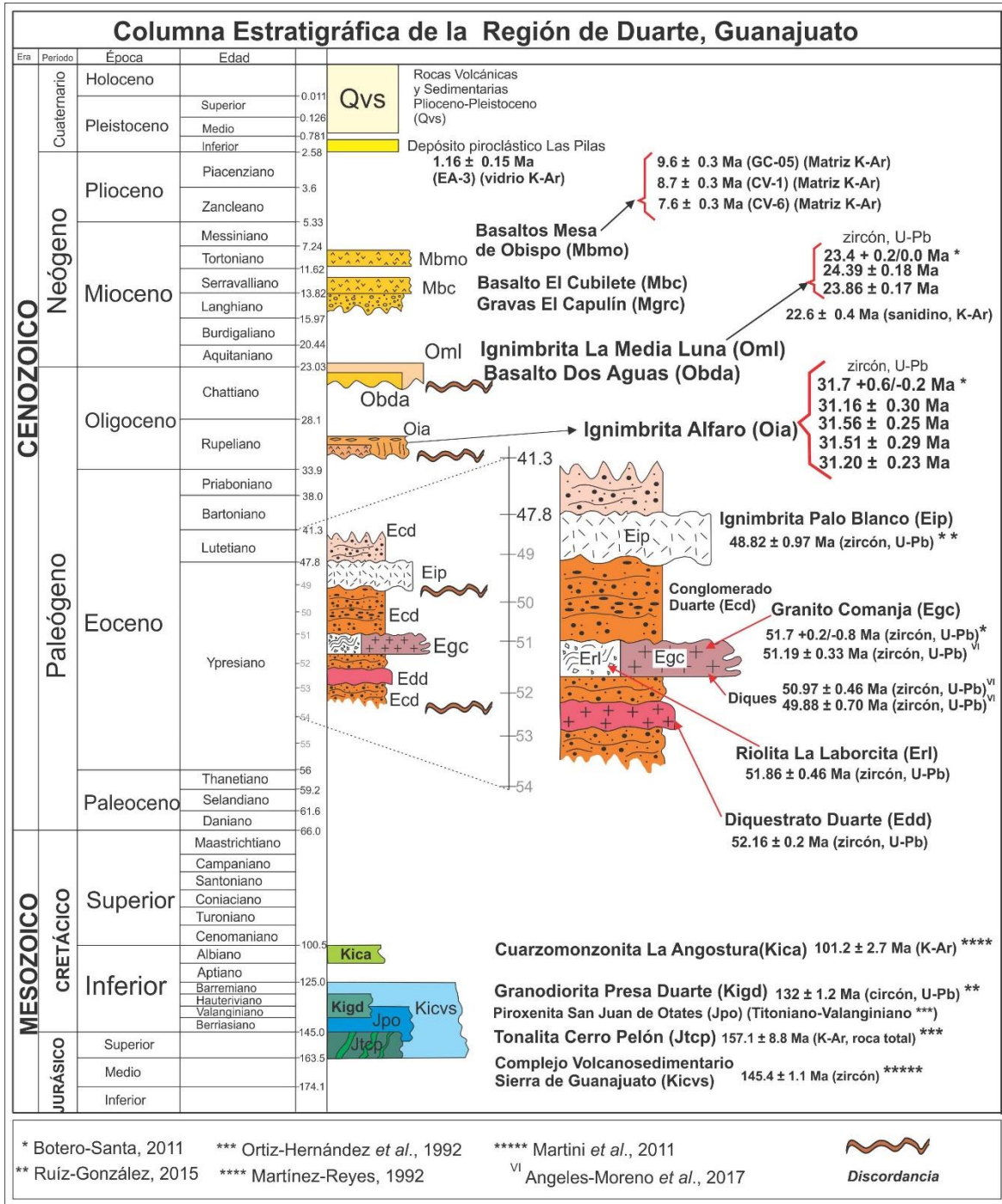


Figura 11. Columna estratigráfica de la región Duarte, sector noroeste de la SG.

4.2.1 Grupo del Ypresiano

El grupo del Ypresiano incluye a las unidades diquestrato Duarte, riolita La Laborcita, Granito Comanja e ignimbrita Palo Blanco (Figuras 10 y 11). Este grupo aflora en el sector noroeste de la Sierra de Guanajuato entre las poblaciones de Ibarillas y Duarte y adyacente a la ciudad de León. Las rocas que constituyen este grupo son volcánicas, hipabisales, sedimentarias e intrusivas. Los afloramientos de estas rocas son cubiertos discordantemente por el grupo del Rupeliano.

4.2.1.1 Diquestrato Duarte (Edd)

En este trabajo se define informalmente como diquestrato Duarte (Edd) a una roca hipabisal granodiorítica con geometría de diquestrato que se encuentra en la base de la columna estratigráfica del Ypresiano. Esta roca aflora en las márgenes de la Presa Duarte. En trabajos previos esta roca fue incluida dentro del Conglomerado Duarte (Martínez-Reyes *et al.*, 1992).

El diquestrato Duarte macroscópicamente es una roca ígnea que presenta una textura fanerítica porfídica de grano medio compuesto de fenocristales de feldespato, anfíbol y cuarzo en una matriz cristalina de grano medio a fino. Presenta un color verde pálido en campo. Petrográficamente corresponde con una granodiorita, presenta una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, feldespato y anfíbol (Figura 12). La matriz se presenta vítrea de color pardo con pequeños cristales de esfena, feldespato, y zircón; así también se presentan bordes de reacción entre cristales de plagioclasa con la matriz. Los anfíboles se presentan reemplazados parcialmente por clorita e hidróxidos.

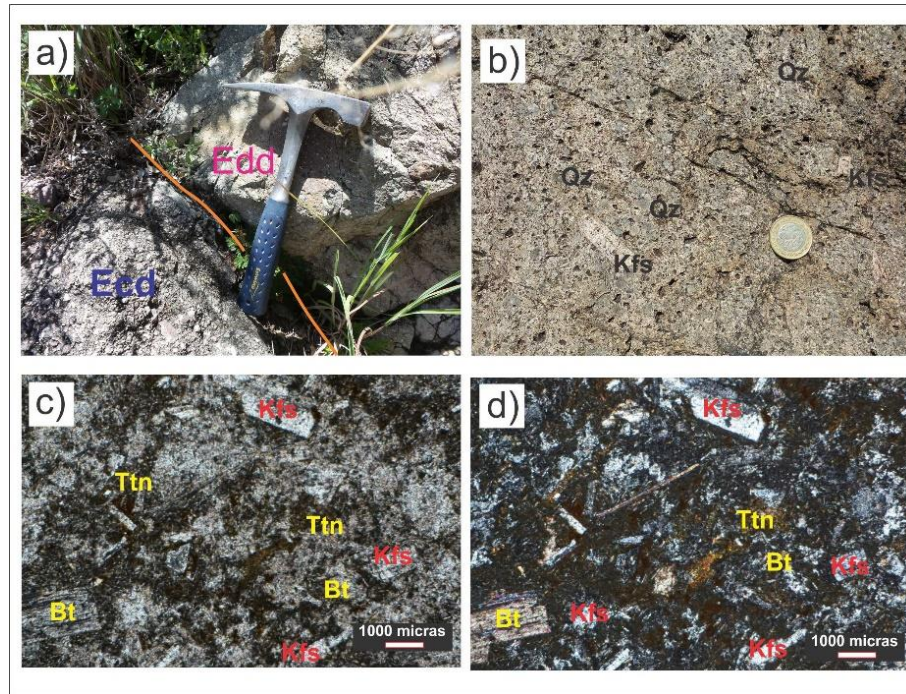


Figura 12. Dikestrato Duarte. a) El dikestrato granodiorítico (Edd) intrusionando al Conglomerado Duarte (Ecd). b) Textura porfídica con fenocristales visibles de feldespato alcalino y cuarzo. c) Sección delgada sin nícoles cruzados en donde se muestra la textura porfídica con fenocristales de feldespato (Kfs), cuarzo (Qz) y epidota (Ep); la matriz con vidrio, biotita (Bt), epidota (Ep), clorita (Chl), cuarzo, y titanita (Ttn). d) Misma imagen que c, pero con nícoles cruzados.

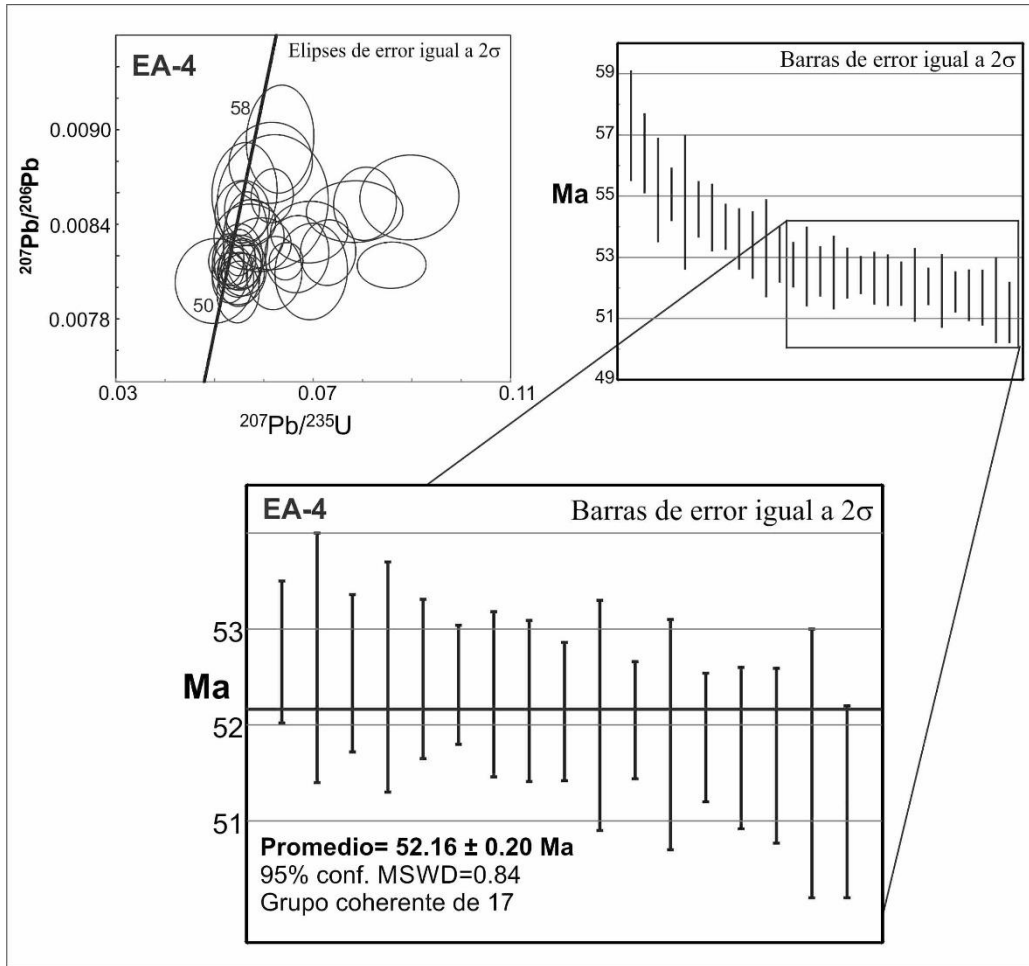


Figura 13. Edades U-Pb en zircón, diagrama de concordia de la muestra EA-4 (diquestrato Duarte) y edad media ponderada para un grupo de 17 análisis. Véase Tabla A2 (anexos). Los zircones se analizaron en sus bordes externos de crecimiento y las edades más antiguas que se encuentran fuera del recuadro corresponden con zircones accidentales; esto es similar para todos los casos de muestras U-Pb fechadas en este trabajo.

El diquestrato intrusión a la base estratigráfica del Conglomerado Duarte (Figura 12 a), en una localidad en donde existe una discordancia litológica entre el conglomerado y la Granodiorita Duarte. Se obtuvo una edad de $52.16 \text{ Ma} \pm 0.20 \text{ Ma}$ de U-Pb por LA-ICP-MS en zircones. Esta edad se interpreta como la edad de cristalización de los zircones magmáticos muy cercana a la edad del emplazamiento del diquestrato (Figura 13, tablas 3 y A2 en anexos). Las edades más antiguas a la edad de cristalización del diquestrato duarte en zircones de la Figura 13 corresponden con cristales accidentales de zircones. La intrusión documenta que ya había sedimentación clástica alrededor de esta edad en la Sierra de Guanajuato.

Tabla 2. Resumen de las edades isotópicas U/Pb obtenidas en este trabajo

Resultados U/Pb por el método de ablación láser con ICP Masas (LA-ICP-MS)

| Muestra | Roca | Unidad | Localidad | Mineral | Este | Norte | Zona | Edad promedio ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma) | Confiabilidad % | Grupo coherente | MSWD |
|---------|--------------|-----------------------------|------------------|---------|--------|---------|------|---|--------------------|--------------------|------|
| | | | | | metros | metros | | | | | |
| EAQ-152 | Ignimbrita | Ignimbrita La Media Luna | Duarte | zircón | 231786 | 2343748 | 14Q | 23.86 ± 0.17 | 95 | 18 | 0.52 |
| EA-6 | Ignimbrita | Ignimbrita La Media Luna | Duarte | zircón | 236891 | 2337489 | 14Q | 23.96 ± 0.20 | 95 | 15 | 2.1 |
| LV-6 | Ignimbrita | Ignimbrita San Nicolás | Cañada La Virgen | zircón | 293839 | 2307276 | 14Q | 23.98 ± 0.15 | 95 | 14 | 0.64 |
| LA-001 | Ignimbrita | Ignimbrita Cañada La Virgen | Cañada La Virgen | zircón | 300125 | 2306250 | 14Q | 27.81 ± 0.27 | 95 | 17 | 1.8 |
| LV-5 | Ignimbrita | Ignimbrita Cañada La Virgen | Cañada La Virgen | zircón | 299979 | 2304276 | 14Q | 28.10 ± 0.36 | 95 | 11 | 1.7 |
| LV-003 | Ignimbrita | Ignimbrita Toba La Virgen | Cañada La Virgen | zircón | 300750 | 2305030 | 14Q | 29.55 ± 0.24 | 95 | 16 | 0.73 |
| LV-004 | Ignimbrita | Ignimbrita Toba La Virgen | Cañada La Virgen | zircón | 300750 | 2305030 | 14Q | 29.86 ± 0.25 | 95 | 10 | 0.68 |
| EA-9 | Ignimbrita | Ignimbrita Alfaro | Duarte | zircón | 235378 | 2340372 | 14Q | 31.16 ± 0.30 | 95 | 13 | 0.44 |
| EAQ-141 | Ignimbrita | Ignimbrita Alfaro | Duarte | zircón | 228221 | 2344195 | 14Q | 31.20 ± 0.23 | 95 | 14 | 0.23 |
| EA-11 | Ignimbrita | Ignimbrita Alfaro | Duarte | zircón | 235887 | 2343430 | 14Q | 31.51 ± 0.29 | 95 | 11 | 0.29 |
| EA-7 | Ignimbrita | Ignimbrita Alfaro | Duarte | zircón | 236198 | 2338369 | 14Q | 31.56 ± 0.25 | 95 | 14 | 0.41 |
| IG-01 | Ignimbrita | Ignimbrita Palo Blanco | Duarte | zircón | 236328 | 2336409 | 14Q | 48.82 ± 0.97 | 95 | 6 | 2.3 |
| EA-5 | Riolita | Riolita La Laborcita | Duarte | zircón | 236279 | 2337748 | 14Q | 51.86 ± 0.46 | 95 | 12 | 1.7 |
| EA-4 | granodiorita | Diquestrato Duarte | Duarte | zircón | 237434 | 2337344 | 14Q | 52.16 ± 0.2 | 95 | 17 | 0.84 |

Tabla 3. Resumen de las edades isotópicas U/Pb obtenidas en este trabajo.

4.2.1.2 Riolita La Laborcita (Erl)

La riolita La Laborcita no se había reconocido en trabajos previos y había sido cartografiada como parte de la ignimbrita Cuatralba (Martínez-Reyes, 1992; Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo, 1999). En este trabajo se define a la riolita La Laborcita como un conjunto de rocas riolíticas, riolíticas y piroclásticas ubicadas en el alto de la falla El Bajío y que aflora en barrancas entre Ibarillas y la Presa Duarte.

La riolita La Laborcita se presenta como flujos de riolita y dacita con estructura bandeada de flujo, autobrechas intercaladas y pliegues de flujo. Macroscópicamente las riolitas presentan una coloración de rojiza a rosa, una textura afanítica a porfídica con fenocristales de sanidino, y cuarzo en una mesostasis afanítica vítrea. Los flujos de autobrecha riolítica presentan un color rosa pálido en el afloramiento, una textura brechada y clastos de riolita muy angulosos. La riolita presenta una intensa alteración hidrotermal con presencia de caolinita, pirita y minerales arcillosos de color blanco (Figura 14). En sección delgada la riolita presenta una textura inequigranular porfídica con una mesostasis vítrea con hematita y foliación y pliegues de flujo; los fenocristales son de sanidino, plagioclasa y cuarzo (Figura 14).

En ocasiones, en la base de los flujos de autobrechas riolíticas hay unas capas de rocas piroclásticas que presentan un color pardo rojizo a pardo claro.

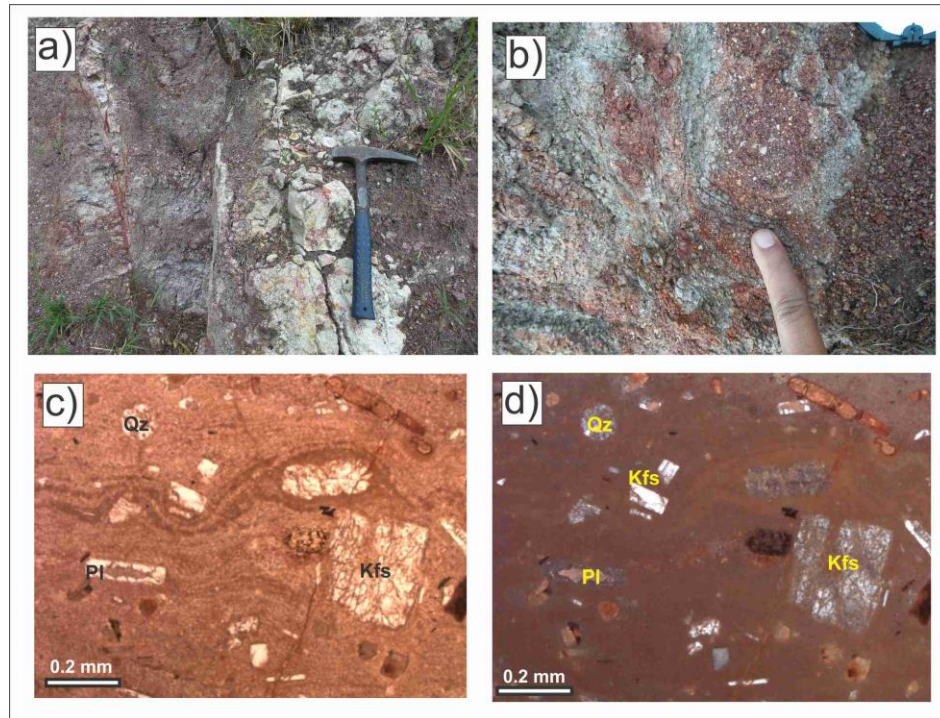


Figura 14. a) Afloramiento de riolita La Laborcita. Presenta intenso fracturamiento y alteración hidrotermal. b) Textura porfídica con feldespatos alterados hidrotermalmente. c) Sección delgada sin nícoles cruzados muestra textura fluidal y fenocristales de feldespato alcalino (Kfs), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl). d) Misma imagen que c, pero con nícoles cruzados.

La riolita La Laborcita subyace discordantemente al Conglomerado Duarte y a la ignimbrita Palo Blanco (Figura 11). Entre las poblaciones de Duarte y La Laborcita se observó intercalada entre el Conglomerado Duarte. Los espesores varían de 40 m a 110 m; sin embargo, estos espesores son aproximados ya que la unidad está basculada, erosionada y presenta una geometría irregular. Los rasgos importantes que permiten diferenciarla en el campo son el basculamiento de moderado a fuerte hacia el este, inclinándose hacia la falla el Bajío y un fracturamiento intenso.

Para la muestra EA-5 se realizaron 36 análisis puntuales en 30 zircones, la mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. Se obtuvo una edad isotópica media ponderada de ca. 51.86 ± 0.46 Ma (95.0% confiabilidad) (Figura 15) a partir de 12 análisis concordantes. La edad es interpretada como la edad de cristalización muy cercana al emplazamiento y se ubicaría en el Ypresiano; las edades de zircones más

antiguas corresponden con edades de zircones accidentales (antecristales) durante el ascenso del magma que origino a la riolita La Laborcita.

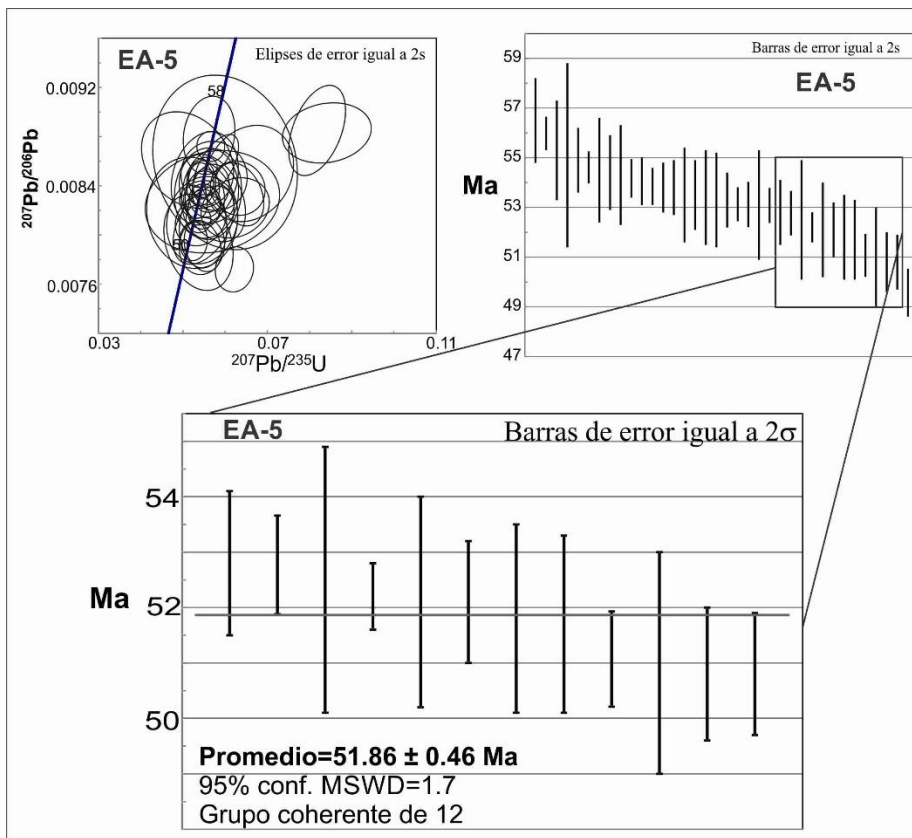


Figura 15. Edades U-Pb en zircon de la riolita La Laborcita muestra EA-5. Véase Tabla A2 de anexos.

Las rocas volcánicas de edad Ypresiano no habían sido documentadas en la SG. La riolita La Laborcita sería de las rocas volcánicas más antiguas en el Cenozoico en la Sierra de Guanajuato. Otras rocas volcánicas de esta edad se han documentado en Zacatecas en una unidad denominada Riolita La Leona de 50.1 ± 1.2 Ma (K-Ar, roca entera) (Tristán-González *et al.*, 2015).

4.2.1.3 Granito Comanja (Egc)

El Granito Comanja (Egc) fue descrito originalmente como granito de Arperos (González-Reyna, 1959; Tristán-González, 1986) posteriormente se definió como Granito Comanja siendo su localidad tipo Comanja de Corona, Jal. (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970, Martínez-Reyes, 1992; Quintero-Legorreta, 1992), describiéndose como un cuerpo granítico de dimensiones batolíticas que se extiende desde Comanja de Corona, Jal., en

la parte noroeste de la Sierra de Guanajuato hasta el Distrito Minero de Guanajuato (DMG) (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970).

El Granito Comanja está descrito en trabajos anteriores como una roca leucocrática, fanerítica con fenoscristales grandes y de tamaño intermedio de feldespato potásico dentro de una mesostasis de cuarzo con feldespato y biotita (Quintero-Legorreta, 1992). Botero-Santa (2011) describió al granito como una roca leucocrática, fanerítica, compuesta de cuarzo, ortoclasa, oligoclasa y algunas biotitas; reporta la presencia de diques aplíticos y brechas magmático-hidrotermales de turmalina. Ruiz-González (2015) reportó una similar textura para el granito que la que se describió en el área de Comanja de Corona, pero lo clasificó como un granito de biotita; también reportó y analizó a detalle vetas-falla de turmalina y cuarzo que cortan al granito en donde reporta texturas cataclásticas, y la presencia de pseudotaquilita. Angeles-Moreno *et al.*, (2017) describieron al granito como un plutón complejo granítico formado por varios cuerpos intrusivos amplios con una mineralogía de cuarzo + oligoclasa + ortoclasa >> biotita, abundantes diques hacia sus bordes y cortado por vetas fallas cataclásticas de turmalina y cuarzo.

El Granito Comanja (Egc) fue estudiado desde el punto de vista geoquímico por Yta y Chiodi, (1987), ellos reportaron una variación composicional de granito alcalino a granito rico en cuarzo con xenolitos de sienita de feldespato alcalino y sugieren que el granito principal fue enriquecido en elementos mayores alcalinos como sodio y potasio. Quintero-Legorreta (1992) reportó una composición calcialcalina basado en la relación mineralógica de cuarzo + feldespato alcalino > plagioclasa (albita-oligoclasa) con biotita con el mineral ferromagnesiano. Angeles-Moreno *et al.*, (2017) reconocieron 4 eventos de diques en el granito que muestran una variación composicional entre granítica alcalina a granodiorítica con base en su mineralogía. Los eventos también se ven reflejados en las composiciones de las turmalinas de la vetas-falla cataclásticas que cambian de turmalinas variedad chorlo ricas en elementos alcalinos a dravita ricas en magnesio (Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

El Granito Comanja tiene una textura que varía de fanerítica a fanerítica-porfídica con minerales principales como cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita y como

minerales accesorios apatito y zircón. En sección delgada presenta una textura granoblástica inequigranular (Figura 16); las plagioclasas presentan zoneamientos oscilatorios, inversos y normales. Se reconocieron dos generaciones de plagioclasa y feldespato alcalino, las plagioclasas más antiguas se presentan con abundantes inclusiones de apatito, esfena y cuarzo, además de que muestran recristalización y presenta extinción ondulante. Las plagioclasas más jóvenes están en equilibrio con feldespato alcalino y cuarzo. Abundan las texturas de reacción entre feldespato alcalino y plagioclasa. Se observa reemplazamiento de feldespato alcalino a plagioclasas y cuarzo. Estas observaciones sugieren una inestabilidad térmica y composicional en el granito.

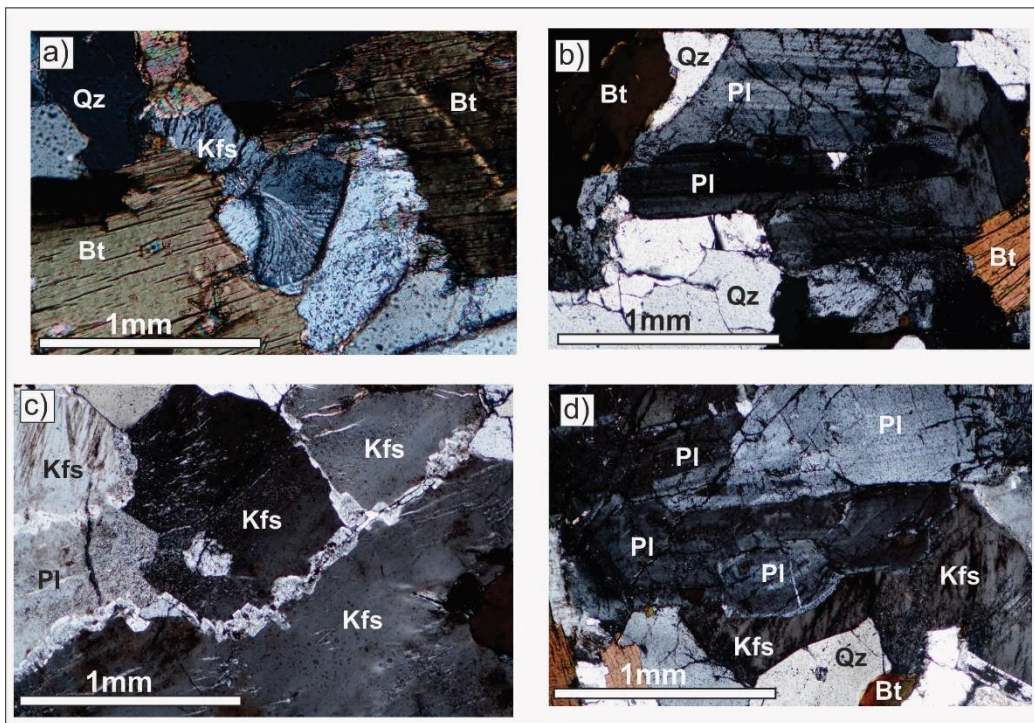


Figura 16. Fotomicrografías del Granito Comanja. a) Textura granoblástica con cristales de cuarzo (Qz), feldespato alcalino (Kfs) y biotita (Bt); feldespato alcalino con texturas de exsolución y mirmekita. b) Textura intercrystalina definida por cristales de cuarzo, plagioclasa (Pl), y biotita (Bt). Plagioclasas con macla tipo albita con bordes lobulados. c) Texturas de desequilibrio entre feldespatos alcalinos y plagioclasa, y texturas de exsolución. d) Texturas de desequilibrio de feldespato alcalino y plagioclasa, con plagioclasas con extinción ondulante y maclas tipo albita difusas.

En el granito existen cambios texturales y de tamaño de grano entre las partes internas y los bordes. En los bordes del granito se presenta una mayor complejidad textural ya que aparecen una mayor cantidad de diques graníticos, aplíticos y otros diques con variedades texturales notorias. Los diques de la tercera generación, de acuerdo con Angeles-Moreno *et al.* (2017), son ricos en feldespatos alcalinos y presentan turmalina, en este trabajo se observó a estos diques con halos metasomáticos de feldespato alcalino. También hay granitos con textura porfídica de grano fino, mientras que en el interior del cuerpo plutónico se observa al granito con una textura fanerítica porfídica, de grano grueso, con abundantes diques pegmatíticos, y parches pegmatíticos. Presenta bandas y vetas-falla compuestas de turmalina, cuarzo y feldespato. Estas bandas y vetas-falla presentan texturas cataclásticas y bandas de pseudotaquilita (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). En algunas vetas-falla de turmalina-cuarzo se observa una superposición de cuarzo de origen hidrotermal sobre las texturas cataclásticas. Este cuarzo hidrotermal muestra texturas de cuarzo drusado, de espacio abierto y vetillas con geometría ramaleada.

El GC intrusión al complejo volcanosedimentario Sierra de Guanajuato (CVSG) relación que se ha descrito por otros trabajos (Quintero-Legorreta, 1992; Martínez-Reyes, 1992; Botero-Santa, 2015). La relación entre el GC y la Caliza La Perlita se desconoce, pero se infiere que fue de intrusión debido a la posición estratigráfica y las relaciones de edad entre ambas. El Conglomerado Duarte no está en contacto directo con el GC y se ha descrito la presencia de clastos de granito dentro del conglomerado (Miranda-Avilés *et al.*, 2016) que podrían corresponder con el GC. En Comanja de Corona el granito se presenta subyaciendo discordantemente a rocas del grupo del Rupeliano que comprenden unidades como la Andesita Bernalejo de $31.35 \pm 0.35/-0.35$ Ma (Botero-Santa, 2011) y la ignimbrita Alfaro de una edad Oligoceno ($31.7 \pm 0.6/-0.2$) (Pb-U en zircón) (Botero-Santa, 2011).

En el área de Duarte el GC es sobreyacido discordantemente por rocas magmáticas del grupo del Mioceno que comprende a andesitas y basaltos que fueron fechadas en este trabajo (véase más adelante grupo del Mioceno).

En la tabla 4 se presenta un resumen de las edades que se han obtenido para el GC, que son variadas (Tabla 4); sin embargo, la edad que aquí se considera como edad de cristalización del cuerpo principal 51 Ma. Las edades de enfriamiento ca. 53 Ma obtenidas por Botero-Santa *et al.* (2015) se pueden explicar porque la biotita y feldespato alcalino son fases minerales que se formaron por la intrusión de la tercera generación de diques acompañados de metasomatismo rico en potasio que originó consecuentemente un exceso en argón en el plutón principal.

| Litología | Estructura ígnea | Edad | Tipo de muestra | Método de fechamiento | Referencia |
|--------------|------------------|-----------------|---------------------|-----------------------|--|
| | | Ma | Roca/mineral | | |
| Granito | plutón | 55 ± 4 | Roca entera | K-Ar | Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983 |
| Granito | plutón | 58 ± 5 | Roca entera | K-Ar | Mujica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983 |
| Granito | plutón | 51.7 ± 0.2/-0.8 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Botero-Santa, 2011 |
| Granito | plutón | 53.11 ± 0.27 | biotita | Ar-Ar | Botero-Santa et al., 2015 |
| Granito | plutón | 53.63 ± 0.75 | feldespato alcalino | Ar-Ar | Botero-Santa et al., 2015 |
| Granito | plutón | 51.0 ± 0.3 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Angeles-Moreno et al., 2017 |
| Granito | dique | 51.0 ± 0.6 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Angeles-Moreno et al., 2017 |
| Granodiorita | dique | 49.05 ± 0.8 | Zircón | U-Pb (LA-ICPMS) | Angeles-Moreno et al., 2017 |

Tabla 4. Compilación de edades isotópicas del Granito Comanja.

El Granito Comanja pertenece a un grupo de intrusivos graníticos que aparecen en la Mesa Central de México, algunos de ellos contienen turmalina, como el granito de Peñón Blanco en la Sierra de Salinas (Aranda-Gómez *et al.*, 2007) en el Estado de Zacatecas, y el granito Palo Verde (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Las edades de estos granitos y otros cuerpos intrusivos hipabisales los ubican en el Eoceno (Damon *et al.*, 1983; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Mascuñano *et al.*, 2013; Levresse *et al.*, 2015; Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

Aureola de metamorfismo de contacto

La aureola de metamorfismo de contacto del Granito Comanja ya había sido reconocida por Martínez-Reyes (1992), y fue caracterizada desde el punto de vista petrográfico en varias secciones por Rocha-Montalvo (1992). En su trabajo Rocha-Montalvo describió la presencia de las siguientes rocas corneanas: cuarzofeldespática de hornblenda y calcosilicatada de epidota. En su trabajo describe la presencia de los siguientes minerales granate, actinolita, wollastonita, diópsido, turmalina, epidota, biotita, hornblenda, calcita, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, esfena, apatito, piritita, magnetita, sericita, clorita, y dumortierita.

En este trabajo se realizó una cartografía geológica a detalle de la aureola de metamorfismo de contacto en la parte poniente del Granito Comanja (Egc) y en las cercanías del poblado Mangas de la Estancia (Figura 17). A partir de estos datos se definieron las isogras termales relacionadas con el metamorfismo de contacto producto del emplazamiento del Granito Comanja. Las rocas que fueron afectadas del CVSG por la intrusión, fueron lutitas, lutitas silíceas pedernalosas, areniscas volcánicas verdes y lutitas negras pizarrosas (Figura 18). A partir de la cartografía se definieron tres zonas de metamorfismo de contacto, en función de las asociaciones paragenéticas de minerales metamórficos, desde la más alta temperatura a la más baja: 1) zona de *hornfels* de cordierita-granate-cuarzo-hornblenda-pirrotita-epidota, que presenta también los minerales feldespato potásico, actinolita, turmalina, alanita, epidota y cuarzo; 2) zona de *hornfels* de pirrotita, sílice, epidota y clorita; 3) zona de *hornfels* de clorita. En la zona de *hornfels* de granate se presentan abundantes diques graníticos algunos de ellos son los diques ricos en feldespato potásico que contienen hornblenda, esos diques fueron fechados por Angeles-Moreno *et al.* (2017) con edad 51 ± 0.6 Ma (U-Pb LA-ICPMS en zircón). En estos diques se encontró Allanita durante la verificación de las hornblendas con un microscopio SEM-EDS del Laboratorio de Geofluidos del CGEO-UNAM.

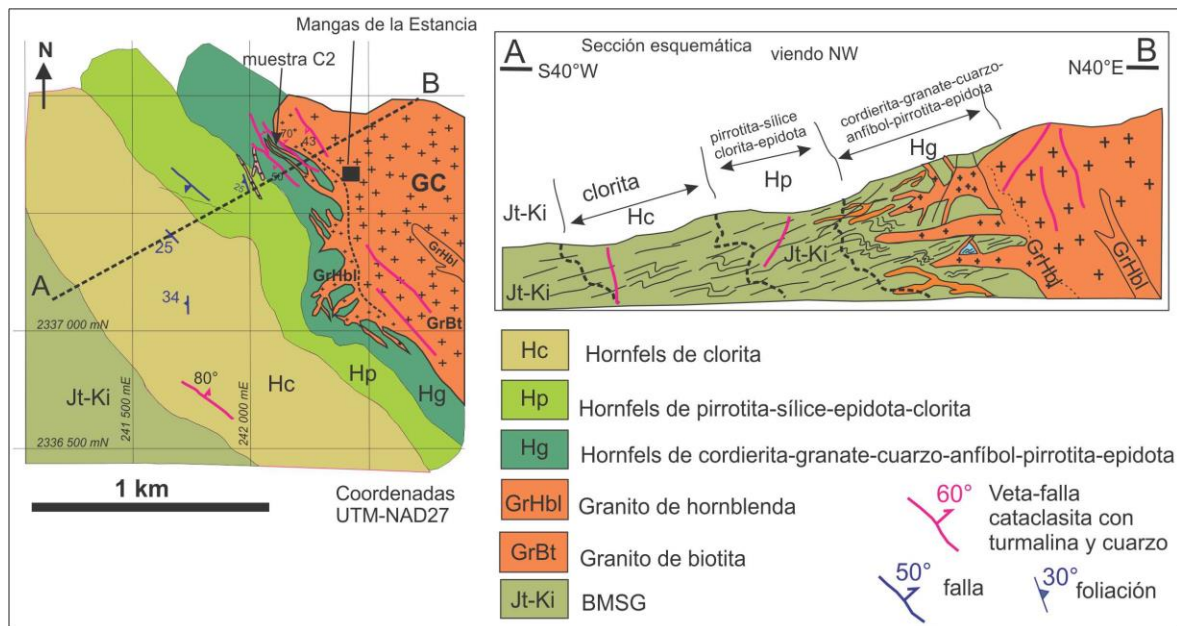


Figura 17. Aureola de metamorfismo de contacto en el Granito Comanja. Este evento termal da información de las condiciones de temperatura y presión del emplazamiento del Granito Comanja.

Un *hornfels* de actinolita-epidota presentó tres asociaciones paragénéticas, de la más alta temperatura a la más baja: feldespato potásico-plagioclasa-cuarzo-hornblenda-turmalina, la segunda plagioclasa-actinolita-alanita-epidota-cuarzo-turmalina (Figura 18) y la tercera con clorita-cuarzo-sericita. A lo largo de la aureola se pueden observar bandas metasomáticas de feldespato potásico, cuarzo y epidota y vetas-falla con textura cataclástica con cuarzo y turmalina. Las observaciones de las paragénesis minerales en la aureola llevan a suponer que la temperatura de ésta se ubica en un rango de 400 °C a 700 °C.

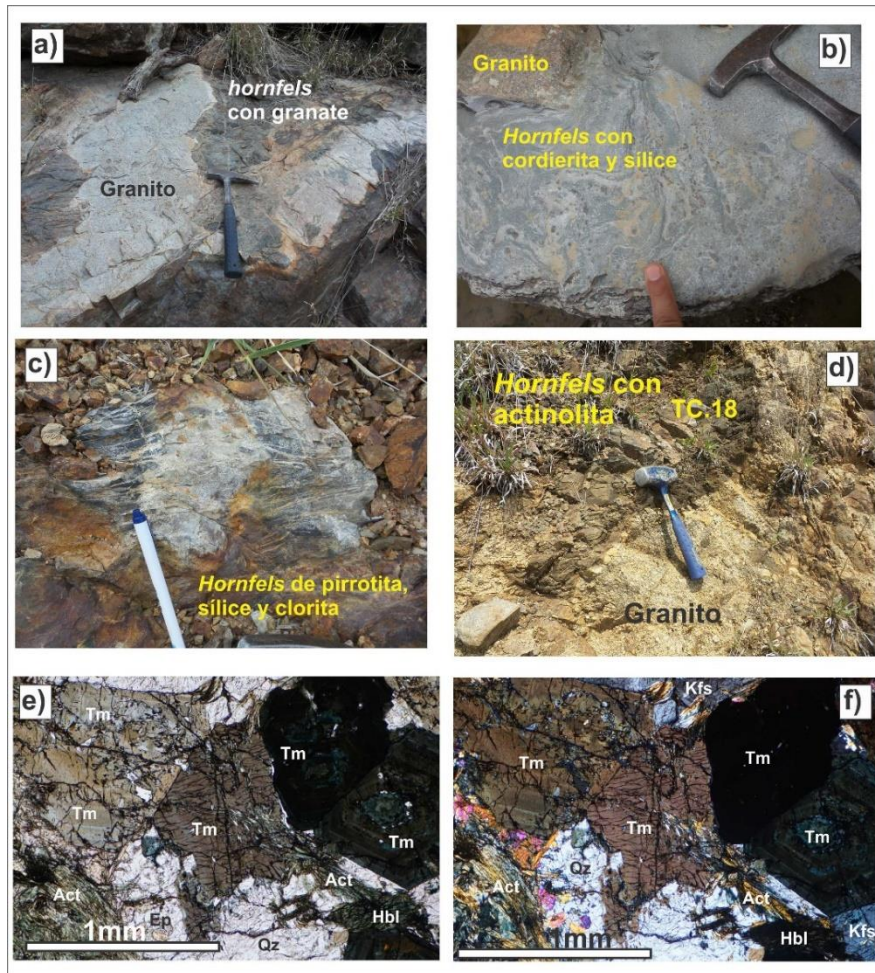


Figura 18. a) Borde poniente del Granito Comanja, diques que intrusionan a metasedimentos del CVSG y forma hornfels con granate y sílice. b) Hornfels de cordierita y sílice. c) Zona de hornfels de pirrotita, sílice, clorita y epidota. d) Hornfels de actinolita de la aureola de contacto del Granito Comanja (muestra TC18). e) Microfotografía de sección delgada de nícoles paralelos de la muestra TC18, en los que se muestran cristales de actinolita (Act), turmalina (Tm), allanita (Aln), feldespato potásico (Kfs), cuarzo (Qz) y epidota (Ep). f) Misma imagen que e) pero con nícoles cruzados.

4.2.1.4 Conglomerados del Eoceno: Duarte (Ecd) y Guanajuato (Ecg)

Los conglomerados del Eoceno son la base de la columna cenozoica, incluyen al Conglomerado Duarte y al Conglomerado Guanajuato que afloran en los sectores NW y Central respectivamente (Figuras 8 y 10). Aunque también se presentan en afloramientos dispersos en casi toda la sierra.

El Conglomerado Duarte fue definido por Martínez-Reyes (1992) refiriéndose a este como un conjunto de rocas de color rojizo con estratificación masiva, bien consolidadas, de matriz arenosa bien cementada que soporta clastos de diferente composición y que se localizan al norte de la población de Duarte, Guanajuato. Estas rocas también fueron descritas por Quintero-Legorreta (1992) quien les asignó el nombre de Conglomerado Guanajuato relacionándolos con los afloramientos de este conglomerado del distrito minero de Guanajuato. El conglomerado aflora a lo largo del frente SW de la Sierra (sector NW) al alto de la Falla del Bajío y ha sido identificado en el subsuelo, por debajo del relleno de la cuenca El Bajío (Ramos-Leal *et al.*, 2007).

En la zona de Duarte, el conglomerado fue estudiado por Miranda-Avilés *et al.*, (2016) ellos reportaron dos miembros, el miembro inferior tiene 1300 m de espesor máximo y en él predominan las facies de conglomerado y arenisca con clastos de granito, andesita y diorita y en menor proporción clastos de metasedimentos, limolita, piroxenita y caliza. El miembro superior tiene un espesor máximo de 400 m, en él predominan las facies de areniscas y lutitas, presentando menor proporción de conglomerados. Los clastos predominantes son de metasedimentos, andesita, diorita y caliza, siendo notable la ausencia de clastos de granito.

En las observaciones de este estudio, el miembro inferior presenta estratificación y laminación cruzada, estratificación lenticular y granos imbricados, se identificaron clastos de rocas volcánicas (riolita, dacitas, riodacita y andesita), rocas intrusivas (granodiorita, granito con turmalina, diorita, gabro y roca ultramáfica), rocas metamórficas (filita pelítica, filita de clorita-cuarzo, y esquisto de mica), y rocas sedimentarias (arenisca, y limolita). En la cañada de Alfaro se observaron bloques de rocas piroclásticas angulosos

incorporados al conglomerado; los bloques en sección delgada presentan fragmentos de cristales de olivino, feldespato, biotita, cuarzo y líticos de filitas.

En el sector noroeste de la SG el contacto inferior del Conglomerado Duarte ha sido documentado en relación discordante sobre el complejo volcanosedimentario Sierra de Guanajuato (CVSG) (Martínez-Reyes, 1992; Quintero-Legorreta, 1992; Botero-Santa *et al.*, 2015), mientras su contacto superior también se ha documentado como una discordancia con las rocas volcánicas del grupo del Rupeliano (Botero-Santa *et al.*, 2015). En la zona de Duarte el Conglomerado Duarte nunca está en contacto con el GC y está en contacto por falla y en discordancia sobre el BMSG. El conglomerado sobryace discordantemente a la granodiorita Presa Duarte de 132 ± 1.2 Ma (U-Pb, LA-ICP-MS) (Ruiz-González, 2015) (Tabla 2) y a rocas volcánicas del grupo del Ypresiano (Figuras 10 y 11). Entre las localidades de Duarte y San Juan de Otates se observó al Conglomerado Duarte subyaciendo discordantemente a flujos de brecha riolítica pertenecientes a la riolita La Laborcita (Figura 19) y enseguida de la brecha riolítica también aparece sobryaciéndola otra facies del Conglomerado Duarte. El contacto superior del Conglomerado Duarte en todo el sector noroeste se presenta en contacto discordante ya sea con las ignimbritas Alfaro y Cuatralba del grupo del Rupeliano o con la ignimbrita Media Luna del grupo del Chattiano.

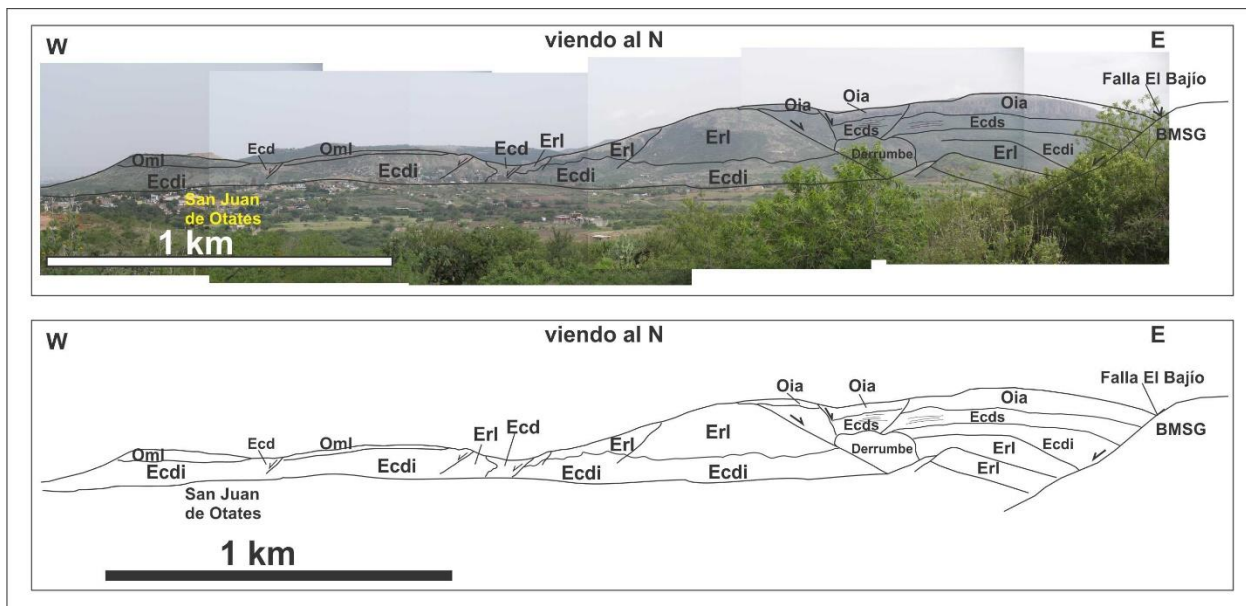


Figura 19. Sección esquemática en la localidad de San Juan de Otates que muestra las relaciones estratigráficas del Conglomerado Duarte con las rocas volcánicas del grupo del Ypresiano. BMSG, Basamento Mesozoico Sierra de Guanajuato; Erl, riolita La Laborcita; Ecdi, Conglomerado Duarte miembro inferior; Ecds, Conglomerado Duarte miembro superior; Oia, ignimbrita Alfaro; Oml, ignimbrita La Media Luna.

La edad considerada para el Conglomerado Duarte (Ecd) en trabajos previos fue de Eoceno-Oligoceno (Martínez-Reyes, 1992; Alvarado-Méndez y Rodríguez-Trejo, 1999) y fue considerada posterior a la edad del Granito Comanja por Botero-Santa (2011). En este trabajo se observó que el miembro inferior del conglomerado está en algunas localidades subyaciendo a la riolita La Laborcita de 52.16 ± 0.20 Ma (U-Pb en zircones LA-ICPMS) y en otras localidades se encuentra sobreyaciendola. En las cercanías de San Juan de Otates el conglomerado aparece sobreyaciendo a la ignimbrita Palo Blanco de 48.82 ± 0.97 Ma (U-Pb en zircones LA-ICPMS). El miembro superior del Conglomerado Duarte es acotado por la edad de la ignimbrita Alfaro de 31.84 ± 0.24 Ma (U-Pb en zircones LA-ICPMS) que lo cubre. Basados en las relaciones estratigráficas anteriores, el depósito del Conglomerado Duarte ocurrió entre 52 Ma y 31 Ma.

El Conglomerado Duarte se ha correlacionado con el Conglomerado Guanajuato que aflora en el Distrito Minero de Guanajuato y en donde se ha descrito la presencia de una andesita en la base de dicho conglomerado, fechada en 49.3 ± 1.0 Ma (K-Ar, roca entera) (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). El Conglomerado Guanajuato fue dividido en dos miembros por Edwards (1955) con base en la presencia de una discordancia y la composición de los clastos, ya que aumenta la cantidad de clastos de granito por encima de la discordancia; adicionalmente el miembro inferior presenta derrames andesíticos y basálticos documentados por Edwards (1955).

Los conglomerados eocénicos de la SG (Duarte y Guanajuato) se pueden correlacionar en la Mesa Central, con los conglomerados que afloran en Fresnillo y Sombrerete, (Albinson, 1988); la Formación Cenicera en San Luis Potosí (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982); el Conglomerado Ahuichila (Roger *et al.*, 1961) en el río Nazas, los conglomerados de Peñón Blanco, Dgo. (Roldán-Quintana, 1968) y con algunos miembros del Conglomerado Zacatecas con edades de zircones detríticos que van de ca. 81 a ca. 31.5 Ma (Escalona-Alcázar *et al.*, 2016). Uno de estos miembros de conglomerado es rico en

clastos de granito con máxima edad de depósito de 43 Ma y limitado por una roca piroclástica de 35.77 ± 0.54 Ma que pertenece a la base del miembro tobáceo (Escalona-Alcázar *et al.*, 2016).

4.2.1.5 Ignimbrita Palo Blanco (Eip)

La ignimbrita Palo Blanco fue descrita por Ruiz-González (2015) como una ignimbrita con facies soldadas y brechadas de un color rosa pálido. Al microscopio la describió con una textura vitrofírica con esquirlas de vidrio, y fiammes; con cristales de sanidino, plagioclasa y cuarzo. La localidad en donde la definió fue en las cercanías del poblado de la Laborcita.

En este trabajo se observó como una ignimbrita de color rosa pálido con facies brechoides soportada por clastos con formas angulosas de la misma composición ácida. En su contacto superior con el Conglomerado Duarte, la ignimbrita cambia a una facies de ceniza fina de color pardo rojizo y rosa pálido en estratos delgados. La ignimbrita Palo Blanco sobreyace concordantemente a los flujos de brechas riolíticas de la riolita La Laborcita y subyace discordantemente al miembro inferior del Conglomerado Duarte; estas relaciones se observaron en la localidad de la Laborcita (Figura 20).

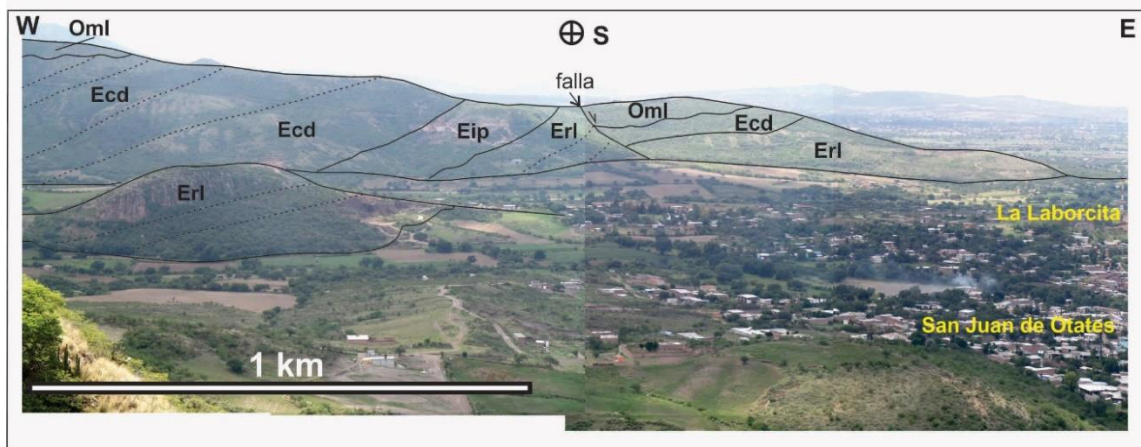


Figura 20. Sección esquemática en la localidad de La Laborcita que muestra las relaciones estratigráficas de la ignimbrita Palo Blanco con las rocas volcánicas del grupo del Ypresiano. BMSG, Basamento Mesozoico Sierra de Guanajuato; Erl, riolita La Laborcita; Eip, ignimbrita Palo Blanco; Ecd, Conglomerado Duarte; Oml, ignimbrita La Media Luna.

La edad fue reportada por Ruiz-González (2015) en 48.82 ± 0.97 Ma (U-Pb en zircón LA-ICPMS) de la muestra IG-01 (Figura 21), en donde analizó 30 cristales y la edad obtenida de 6 análisis (confiabilidad estadística 95%) que representan los zirrones concordantes más jóvenes. La edad interpretada como la edad de cristalización de la roca y muy cercana a su emplazamiento.

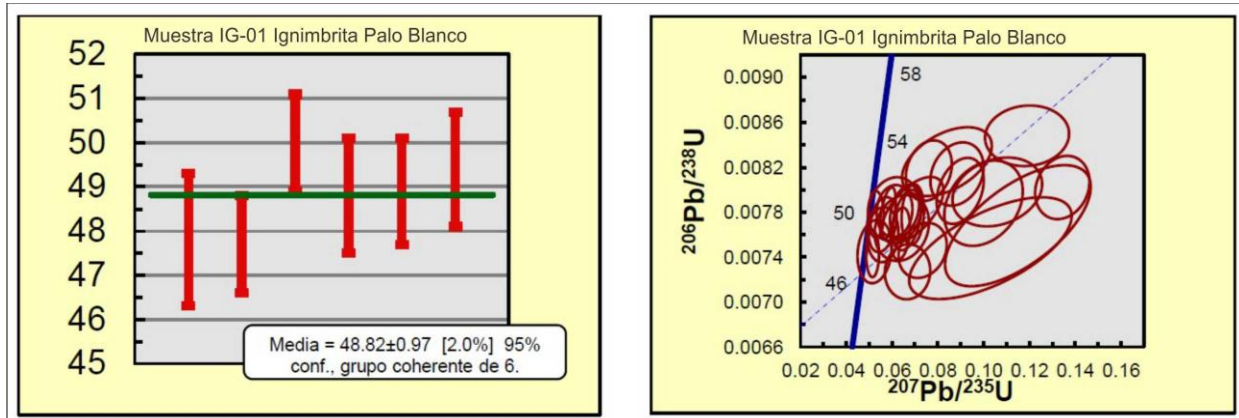


Figura 21. Edades de la ignimbrita Palo Blanco reportada por Ruiz-González (2015), U-Pb en zircón, se muestra diagrama de concordia y diagrama de barras de edad de la muestra IG-01. Véase Tabla A2 de anexos.

La ignimbrita Palo Blanco no se ha descrito en otras partes de la Sierra de Guanajuato y a escala de la MC se correlaciona, por su edad, con algunos pulsos magmáticos representados en diques de ca. 48 Ma (U-Pb en zircón descritos en el Distrito Minero de Charcas, S.L.P. (Levresse *et al.*, 2015), rocas ígneas ácidas en la Tesorera que van de ca. 63 a ca. 44 Ma (K-Ar en roca entera) al este de Zacatecas (Tristán-González *et al.*, 2015) y la Riolita La Bufa en Zacatecas, con una edad de 48.91 ± 0.09 Ma (Ar-Ar en sanidino) (Loza-Aguirre *et al.*, 2008).

4.2.2 Grupo del Rupeliano

El grupo del Rupeliano comprende a las rocas ígneas que abarcan de los ca. 34 Ma a ca. 28 Ma. En este grupo están incluidas las rocas del grupo volcánico Guanajuato (GVG) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) que afloran en el Distrito Minero de Guanajuato del sector central de la SG, las andesitas de la base del Oligoceno (Oan), el gabro de Arperos (Oga), la riolita Chichíndaro (Orch) e ignimbritas y rocas piroclásticas (Opv) (Figuras 8, 10 y 11).

4.2.2.1 Grupo Volcánico Guanajuato (GVG)

El grupo volcánico Guanajuato (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) está ubicado en el sector central de la SG (Figuras 8 y 10) y está constituido por las unidades Formación Losero, Formación Bufo (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970; Davis *et al.*, 2009), Formación Calderones (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970) y la Andesita El Cedro (Formación Cedro). Estas unidades consisten de areniscas tobáceas con abundantes líticos y cristales y/o litarenitas y arkosas (Formación Losero) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015, Puy-Alquiza *et al.*, 2014), de rocas piroclásticas con pómez y ceniza (Formación Bufo) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), una secuencia de brechas volcánicas, depósitos piroclásticos, conglomerados y lutitas volcánicas e ignimbritas (Formación Calderones) (Randall *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y derrames andesíticos (Formación Cedro) (Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970).

Las rocas del GVG son las más antiguas del grupo del Rupeliano, yacen en discordancia sobre el Conglomerado Guanajuato, el cuál tiene lavas andesíticas intercaladas fechadas en ca. 48 Ma (Aranda-Gómez y McDowell., 1998). La Formación Bufo con edad de 33.53 ± 0.48 Ma (edad de meseta Ar-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), Formación Calderones de 31.33 ± 0.29 Ma, (edad de meseta Ar-Ar en sanidino) y Andesita El Cedro de 30.6 ± 0.4 Ma (K-Ar en matriz de roca) (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

El grupo volcánico Guanajuato (GVG) es único y no se ha descrito en alguna otra parte de la Sierra de Guanajuato (SG) y ha sido interpretado como producto de una Caldera (Randall *et al.*, 1994) y de un centro volcánico sin estructura elíptica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

4.2.2.2 Andesitas (Oan)

En este grupo están integradas las rocas andesíticas de la base del Oligoceno que se encuentran distribuidas a todo lo largo de la SG y comprende a la Andesita Bernalejo en el sector noroeste, a la andesita El Gigante y la Andesita El Cedro en el sector central y otras rocas andesíticas del sector sureste en la cañada de la Virgen y Salamanca.

En el sector noroeste aparece la Andesita Bernalejo que fue definida por Quintero-Legorreta (1992) como lavas andesíticas de color verde oscuro con textura porfídica,

siendo la localidad tipo en la población de Bernalejo ubicada al oriente de la población de Comanja de Corona, Jal. La andesita subyace concordantemente a la ignimbrita Cuatralba y sobreyace discordantemente al Granito Comanja. La andesita tiene una edad de 31.36 ± 0.24 Ma (U-Pb en zircones LA-ICPMS) (Botero-Santa *et al.*, 2015).

En el sector centro se encuentra la andesita El Gigante, que fue descrita en la cartografía de Martínez-Reyes, (1992) y que aflora a lo largo del arroyo El Gigante, cerca de la población El Terrero. La andesita presenta una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y piroxeno, y presenta un carácter hipabisal; está cortada por domos riolíticos de la riolita Chichíndaro. La andesita no se ha fechado, pero por su posición estratigráfica se infiere que es de la base del Oligoceno.

En alrededores de la ciudad de Guanajuato aflora la Andesita El Cedro (Formación Cedro), que pertenece al grupo volcánico Guanajuato, se presenta en todo el DMG y fue fechada en ca. 32.5 Ma por U-Pb en zircón (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015); está cortada por diques riolíticos y sobreyacida por derrames de riolita de la riolita Chichíndaro de 30.1 ± 0.8 Ma (K-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

En el sector sureste las andesitas afloran en el graben de La Saucedá (Nieto-Samaniego, 1992), en los alrededores de la caldera La Ordeña ubicada al norte de Salamanca (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) y al norte de Juventino Rosas y en la Cañada La Virgen (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). Las andesitas son derrames lávicos con textura porfídica y afanítica de color verde oscuro y en ocasiones vesiculada, con variaciones composicionales de andesita a basalto. En la localidad de Cañada La Virgen, las andesitas están cortadas por diques piroclásticos (Figura 22) y contienen peperitas volcánicas en la cima. Están cubiertas por las ignimbritas que fueron denominadas “toba Cañada La Virgen” por Cerca-Martínez *et al.* (2000), aquí denominada con el mismo nombre (véase más adelante). La andesita en Cañada La Virgen fue fechada en 30.7 ± 0.4 Ma (K-Ar, roca entera) (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

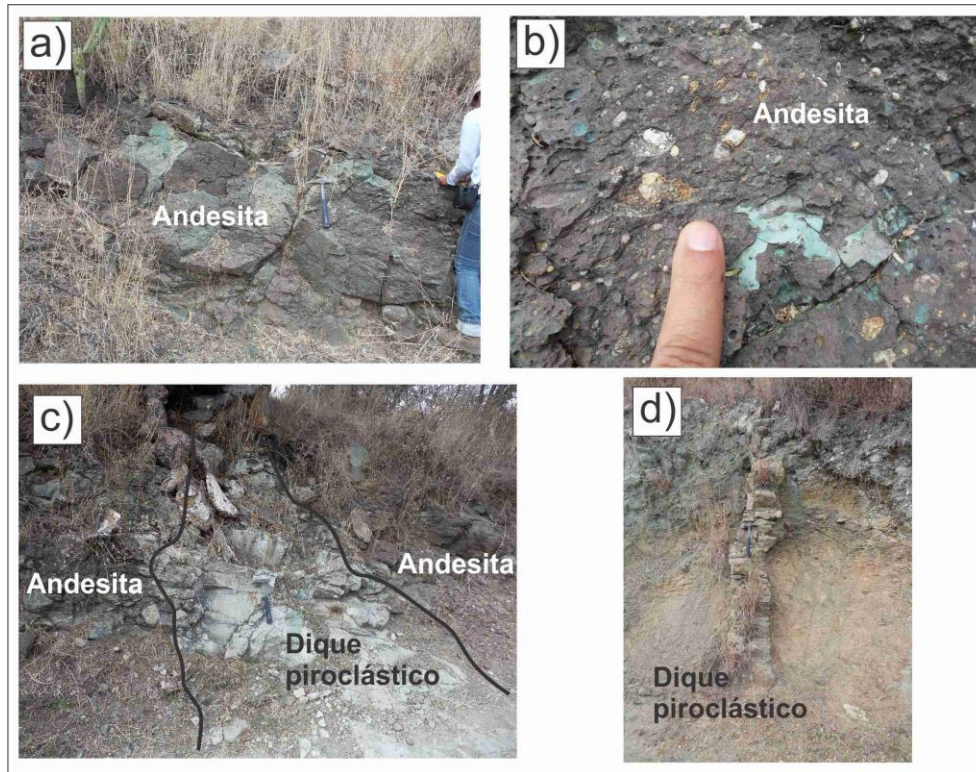


Figura 22. Andesita de Cañada La Virgen. a) Derrame de andesita. b) Andesita con textura vesiculada y algunas son amígdalas rellenas de clorita y calcita. c) Derrame de andesita cortada por diques piroclásticos. d) Dique piroclástico que corta a andesita y a la toba Cañada La Virgen (descrita más adelante).

A la base de la Mesa de San José de Allende Cerca-Martínez *et al.* (2000) fecharon la andesita Presa de Manantiales de Nieto-Samaniego (1992) en 30.6 ± 0.4 Ma (K-Ar, roca entera). Otra área en donde se ha reportado las andesitas dentro del sector sureste de la SG es el borde oriental de la Caldera La Ordeña en las cercanías de la población de Juventino Rosas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

4.2.2.3 Gabro de Arperos (Oga)

El gabro de Arperos (Oga) fue definido por Tristán-González (1986) y nombrado por él como intrusivo de Nuevo Valle y fue descrito como una roca plutónica aflorando hacia el sur y suroeste de la población de Nuevo Valle y en otras localidades en el Graben Villa de Reyes (Figura 23). Posteriormente fue cartografiado por Martínez-Reyes (1992) en la misma localidad de Nuevo Valle, mientras que Ruiz-González (2015) reportó un afloramiento del gabro al occidente de esa misma población. Tristán-González (1986) lo

clasificó como un gabro de hiperstena con una mineralogía de plagioclasa cálcica, piroxeno, y minerales opacos. En este trabajo se describe el gabro de Arperos que se ubica a lo largo del camino de Alfaro a Nuevo Valle de Moreno a 3.3 km de distancia en dirección suroeste de la población de Nuevo Valle de Moreno, dentro del sector noroeste de la SG.

El gabro de Arperos es una roca subvolcánica porfídica, con piroxenos, plagioclasas, otros ferromagnesianos y minerales del grupo de los óxidos como titanita y magnetita. Se presenta como una roca muy intemperizada en el afloramiento. Se observan diques y cúmulos de la misma composición que se diferencian por su fábrica, en donde cambia el tamaño de grano. Aparece intrusionando a metavolcanosedimentos del complejo volcanosedimentario Sierra de Guanajuato (CVSG); se presenta en contacto por falla con la Ignimbrita Cuatralba y está cortado por diques riolíticos de la riolita Chichíndaro (Figura 23). En la parte sur de su afloramiento principal es cubierto por ignimbritas con pómez de color durazno y basaltos que afloran en la Mesa El Obispo.

Tristán-González (1986) y Martínez-Reyes (1992) le asignaron, por sus relaciones con las rocas adyacentes, una edad pliocénico-cuaternaria; mientras que Vasallo *et al.* (2001) reportan que el gabro de Arperos intrusiona a la Ignimbrita Cuatralba. Los diques de riolita, que durante la cartografía de este trabajo se observaron cortando al gabro de Arperos, hacen suponer una edad anterior a ca. 30 Ma, que es la edad de la riolita Chichindaro y hace suponer que probablemente tenga una edad cercana a la base del Oligoceno.

Otros afloramientos posibles del gabro de Arperos han sido documentados a lo largo del Graben de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986).

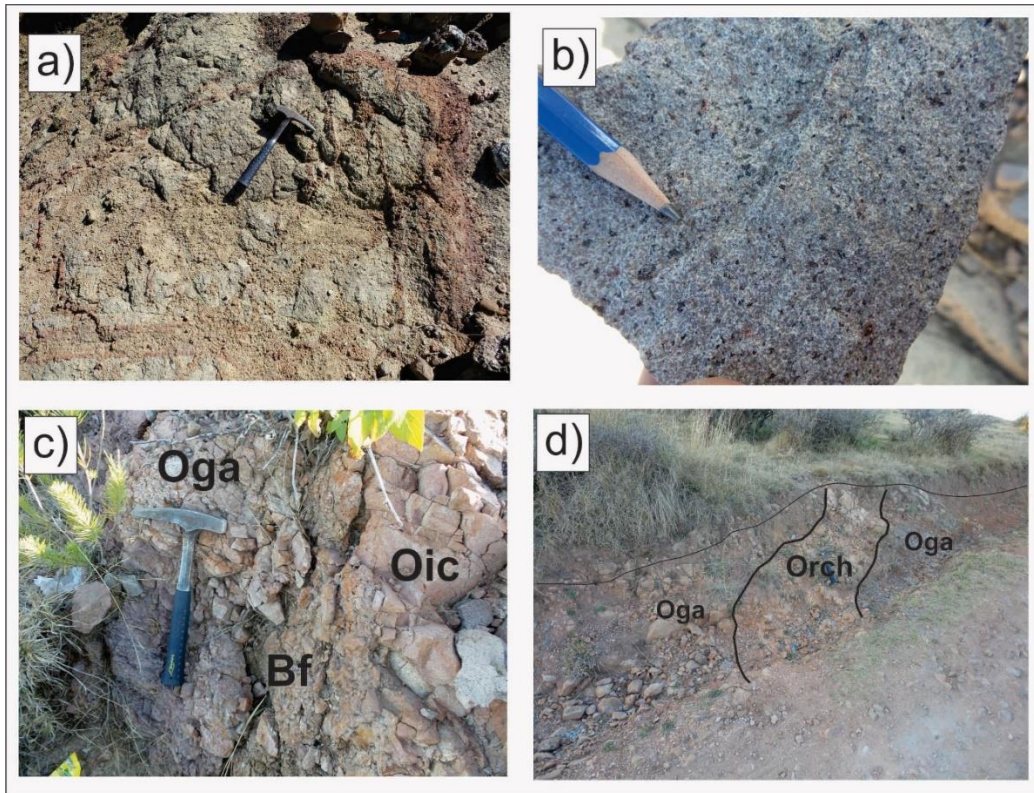


Figura 23. Afloramientos de gabro de Arperos (Oga) al oriente de Nuevo Valle de Moreno. a) Afloramiento del gabro de Arperos con sectores intemperizados. b) Textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y ferromagnesianos. c) Contacto por falla con desarrollo de brecha de falla (Bf) entre el gabro de Arperos (Oga) y la Ignimbrita Cuatralba (Oic). d) Dique riolítico de la riolita Chichíndaro (Orch) que corta al gabro de Arperos (Oga).

4.2.2.4 Riolita Chichíndaro (Orch)

La riolita Chichíndaro (Orch) es de amplia distribución en toda la SG y es un buen marcador estratigráfico del vulcanismo del Rupeliano (Figura 8 y 10). El nombre de riolita Chichíndaro fue usado por Echegoyen-Sánchez *et al.* (1970) para referirse a lavas riolíticas intercaladas con brechas y depósitos piroclásticos que afloran en el DMG (Figura 8).

En toda la SG la riolita Chichíndaro se presenta como domos riolíticos, diques riolíticos y flujos de lava asociados con depósitos piroclásticos, brechas y vitrificados. Los domos riolíticos se presentan como domos alineados siguiendo direcciones NW-SE y NE-SW que corresponden con lineamientos estructurales; en ocasiones se presentan como

complejos de domos. Los diques riolíticos se observan hacia la base o periferia de los domos riolíticos y a veces controlados por fracturas. Los depósitos piroclásticos se encuentran en los bordes de los domos o intercalados con derrames lávicos. Los derrames lávicos riolíticos presentan bandeamiento y pliegues de flujo; la riolita que compone a los derrames presentan una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, sanidino, plagioclasa y a veces biotita. A la base de los domos o los derrames a veces aparecen vitrófidos.

En el sector noroeste de la SG las lavas de la riolita Chichíndaro se observan subyaciendo a la Ignimbrita Cuatralba o en relación por falla con esta unidad. En otros sectores, como en la Sierra de Santa Bárbara, se observa debajo de otros flujos piroclásticos que no han sido fechados. La edad de la riolita Chichíndaro en este sector noroeste, Sierra de Santa Bárbara, es de 30.7 ± 0.8 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; K-Ar en sanidino).

En el sector central, Distrito Minero de Guanajuato (DMG), la riolita Chichíndaro comúnmente aparece en los bordes de estructuras de graben y a lo largo de las direcciones de vetas epitermales; se encuentra sobreyaciendo a la Andesita El Cedro y debajo de la ignimbrita Cañada La Virgen de 29.44 ± 0.19 Ma (U-Pb en zircón, LA-ICPMS) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). En el DMG la riolita Chichíndaro las edades que se tienen son, 32 ± 1.0 Ma (Gross, 1975) (K-Ar), 30.1 ± 0.8 Ma (K-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) y 30.36 ± 0.40 Ma (U-Pb en zircón, LA-ICPMS) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

En el sector sureste de la SG, que incluye a la Sierra Codornices, la riolita Chichíndaro presenta afloramientos que siguen a estructuras con direcciones NW-SE y NE-SW. La riolita se encuentra sobreyaciendo a las andesitas con edades de ca. 31 Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000) y en otras áreas se presenta intrusionando a estas andesitas; es sobreyacida por las ignimbritas y rocas piroclásticas del grupo del Rupeliano.

La riolita Chichíndaro es parte de un emplazamiento de domos riolíticos con topacio y casiterita que es de carácter regional y de amplia distribución en la MC (Aguillón-Robles *et al.*, 1994; Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), y que se han interpretado producto de fusión parcial de la corteza, siendo la velocidad de ascenso del magma muy rápida (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002).

4.2.2.5 Ignimbritas y rocas piroclásticas (Opv)

Este grupo incluye unidades piroclásticas cuyas edades van de ca. 32 Ma a 28 Ma (Figuras 8, 10 y 11).

Ignimbrita Alfaro (Oia)

La ignimbrita Alfaro aflora en el sector noroeste de la SG y originalmente había sido incluida como parte de la Ignimbrita Cuatralba (Oic) por Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992). La ignimbrita aflora desde Comanja de Corona hasta Duarte (Figuras 8 y 34). Esta unidad está formada por ignimbritas riolíticas con distintos grados de consolidación. Tienen un alto contenido de pómez y forman varias unidades de enfriamiento. En detalle se pueden diferenciar varias litofacies piroclásticas como flujos de pómez y ceniza, oleadas piroclásticas, depósitos de caída y litofacies más ricas en líticos volcánicos. La ignimbrita Alfaro se encuentra en una relación por discordancia angular sobre rocas del grupo del Ypresiano (Figuras 11 y 19) ya que estas últimas presentan inclinaciones fuertes en sus capas y fallas que no cortan a la ignimbrita Alfaro. La ignimbrita Alfaro (Oia) también aparece sobreyaciendo discordantemente al BMSG y sobre el Granito Comanja, y en relación de discordancia angular con el Conglomerado Duarte (Figura 24). La ignimbrita Alfaro subyace en discordancia angular o en ocasiones como paraconformidad a la ignimbrita La Media Luna (Oml) del grupo del Chattiano (ver más adelante), y en otras áreas subyace discordantemente a las rocas volcánicas del grupo del Mioceno (Figuras 8, 10 y 24).

La edad reportada para la ignimbrita Alfaro es de 31.7 \pm 0.6/-0.2 Ma (Botero-Santa *et al.*, 2015; U-Pb en zircón). En este trabajo en el área de Duarte se obtuvieron las siguientes edades, 31.16 \pm 0.30 Ma, 31.20 \pm 0.23 Ma, 31.51 \pm 0.29 Ma, 31.56 \pm 0.25 Ma (U-Pb en zircón LA-ICPMS, muestras EA-9, EAQ-141, EA-11, EA-7, respectivamente) (Figura 25) (Tabla A2 en anexos). Las edades más antiguas a la edad considerada para la ignimbrita Alfaro corresponden con cristales de zircones accidentales.

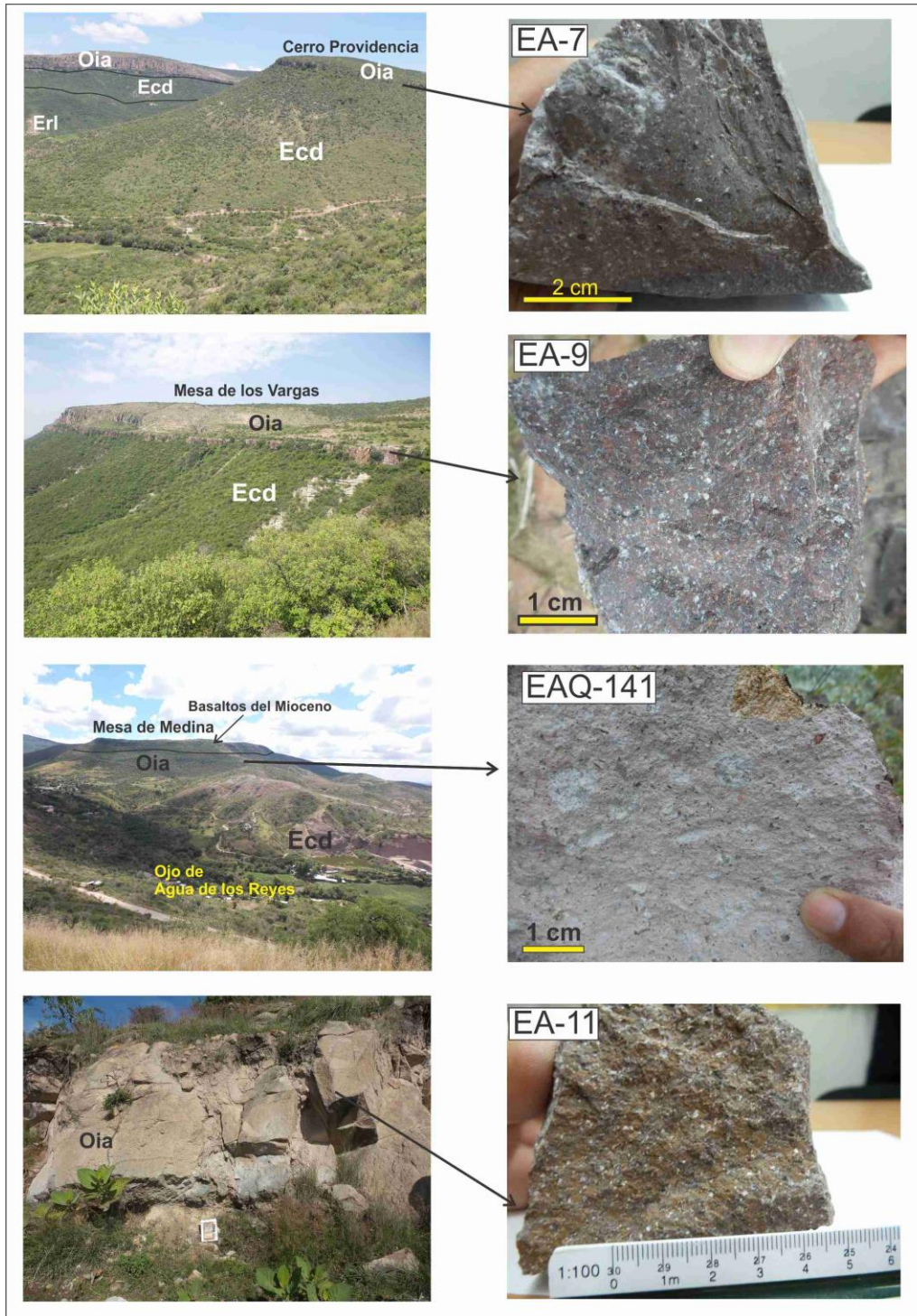


Figura 24 Muestras fechadas de la ignimbrita Alfaro (Oia) en el área de Duarte.

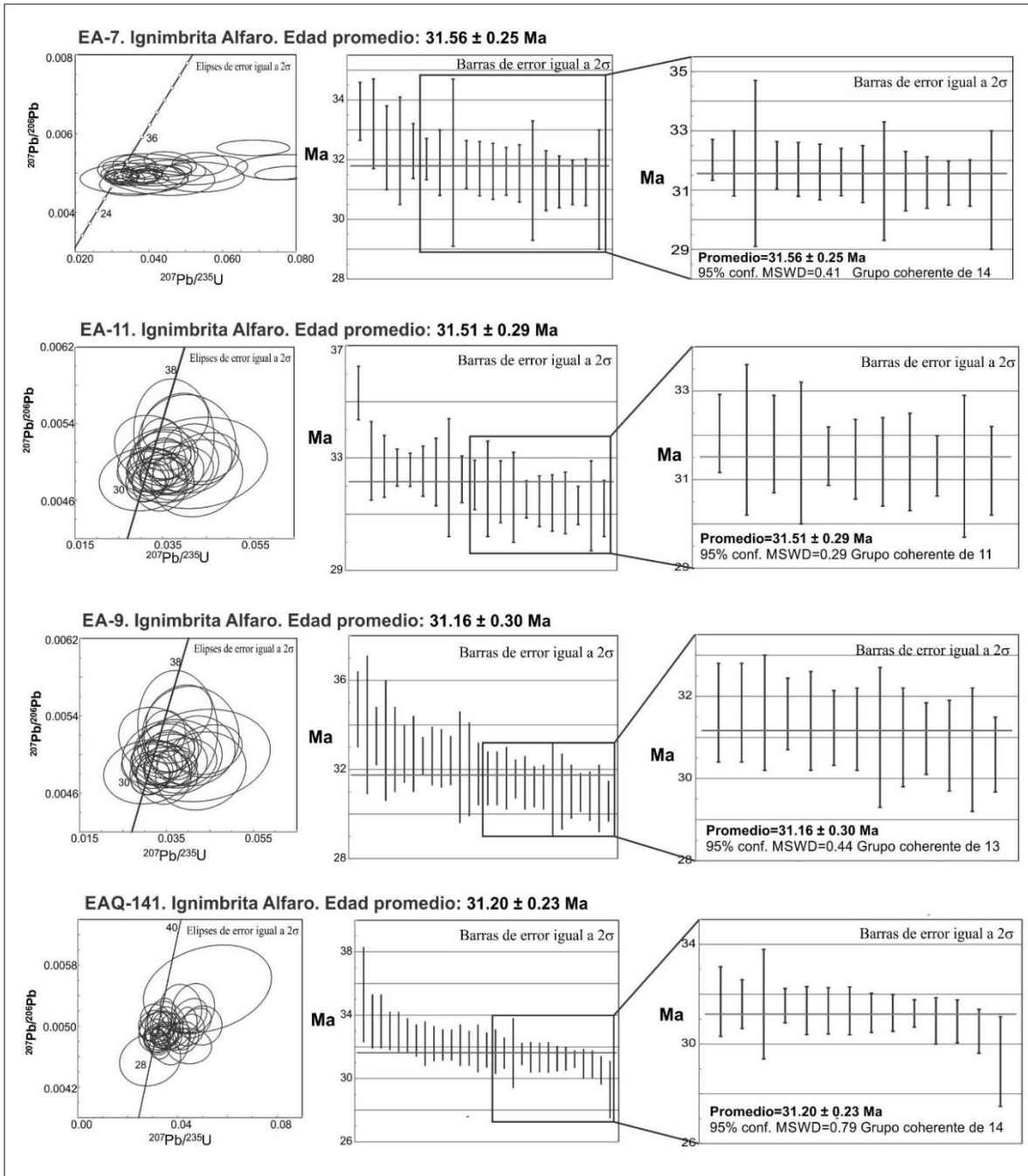


Figura 25. Edades U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la ignimbrita Alfaro (Oia) en el sector noroeste de la SG, área de Duarte. Véase Tabla A2 en anexos.

Ignimbrita Cuatralba (Oic)

La Ignimbrita Cuatralba aflora en el sector noroeste de la SG. Esta unidad fue definida por Quintero-Legorreta (1992) para referirse a las rocas piroclásticas que afloran en la Sierra Cuatralba entre Comanja de Corona y Nuevo Valle de Moreno. Quintero-Legorreta

(1992) la describe como una ignimbrita riolítica con textura vitroclástica, esferulítica y de flama; adicionalmente la describe macroscópicamente como un depósito piroclástico moderadamente consolidado, con fenocristales de feldespatos potásico y cuarzo; con estructuras de fiamme y con diaclasas columnares por enfriamiento. En la Sierra Cuatralba esta ignimbrita presenta colores de rosa claros a pardos rosados y distintos grados de consolidación con fiammes alargados y es típico su diaclasamiento columnar. En el área de Comanja la Ignimbrita Cuatralba fue descrita sobreyaciendo discordantemente al Conglomerado Duarte y sobreyaciendo a la Andesita Bernalejo (Quintero-Legorreta, 1992). A lo largo de la carretera libre número 87 de San Felipe a León y en el límite terminal poniente de la Sierra de Cuatralba se observó sobreyacimiento discordantemente a el BMSG y diques graníticos del Granito Comanja. La Ignimbrita Cuatralba subyace discordantemente a las rocas volcánicas del grupo del Mioceno (Figura 8).

La edad reportada para la Ignimbrita Cuatralba es 28.2 ± 0.7 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996; K-Ar en sanidino). Esta unidad se correlaciona en tiempo con la Ignimbrita Cañada La Virgen, descrita en seguida, por lo que se considera que se emplazaron al mismo tiempo.

Ignimbritas Cañada La Virgen (Oiv) y Toba Cañada La Virgen (Otv)

En la Cañada La Virgen se presenta una unidad de color verde que comprende rocas epiclásticas y piroclásticas con facies conglomeráticas y arenosas de posibles depósitos fluviales, facies de flujo de bloques y ceniza, facies de oleadas piroclásticas, facies de ceniza de depósitos de caída y es cortada por diques piroclásticos hacia su base, esta unidad fue denominada “Toba Cañada La Virgen” por Cerca-Martínez *et al.* (2000). En este trabajo se conserva el nombre Toba Cañada La Virgen (Otv) (Figura 27). Se fecharon dos muestras de esta unidad que dieron edades de 29.86 ± 0.25 Ma y 29.55 ± 0.24 Ma (U-Pb, zircón, LA-ICPMS, muestras LV-4, LV003 respectivamente) (Figuras 26 y 27) (Tabla A2 anexos). Las edades más antiguas a las edades interpretadas de la Ignimbritas Toba Cañada La Virgen corresponden con cristales accidentales de zircones.

Encima de la Toba Cañada La Virgen aparece en discordancia angular la Ignimbrita Cañada La Virgen, donde fue definida y fechada en 28.6 ± 0.7 Ma (K-Ar, sanidino) por

Nieto-Samaniego *et al.* (1996); en esta unidad Cerca-Martínez *et al.* (2000) distinguieron dos miembros que denominaron “ignimbrita inferior” e “ignimbrita media”. Durante nuestro trabajo de campo observamos que la Ignimbrita Cañada La Virgen es un paquete de flujos de pómez y ceniza, con oleadas piroclásticas intercaladas. Las pómez no están colapsadas y son de color blanco alcanzando tamaños de hasta 20 cm, contenidas en una mesostasis de ceniza blanca con biotita. En este trabajo se obtuvieron dos edades en los flujos superiores del paquete de ignimbritas (Ignimbrita Cañada La Virgen): 28.10 ± 0.36 Ma y 27.81 ± 0.27 Ma (U-Pb, zircón, muestras LV-5 y LA001) (Figuras 26 y 27) (Tabla 2); las edades más antiguas a estas edades son interpretadas como edades de cristales accidentales.

La Toba Cañada La Virgen y la Ignimbrita Cañada La Virgen son cubiertas discordantemente por el grupo del Chattiano representado en la Mesa San José-El Turbante por el Conglomerado Santa Catarina y la ignimbrita San Nicolás (Figuras 8 y 26). La Ignimbrita Cañada La Virgen aflora también en la parte sur del Distrito Minero de Guanajuato (DMG), donde sobraya a la riolita Chichíndaro, en ese lugar fue fechada en 29.44 ± 0.19 Ma (U-Pb, en zircón) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

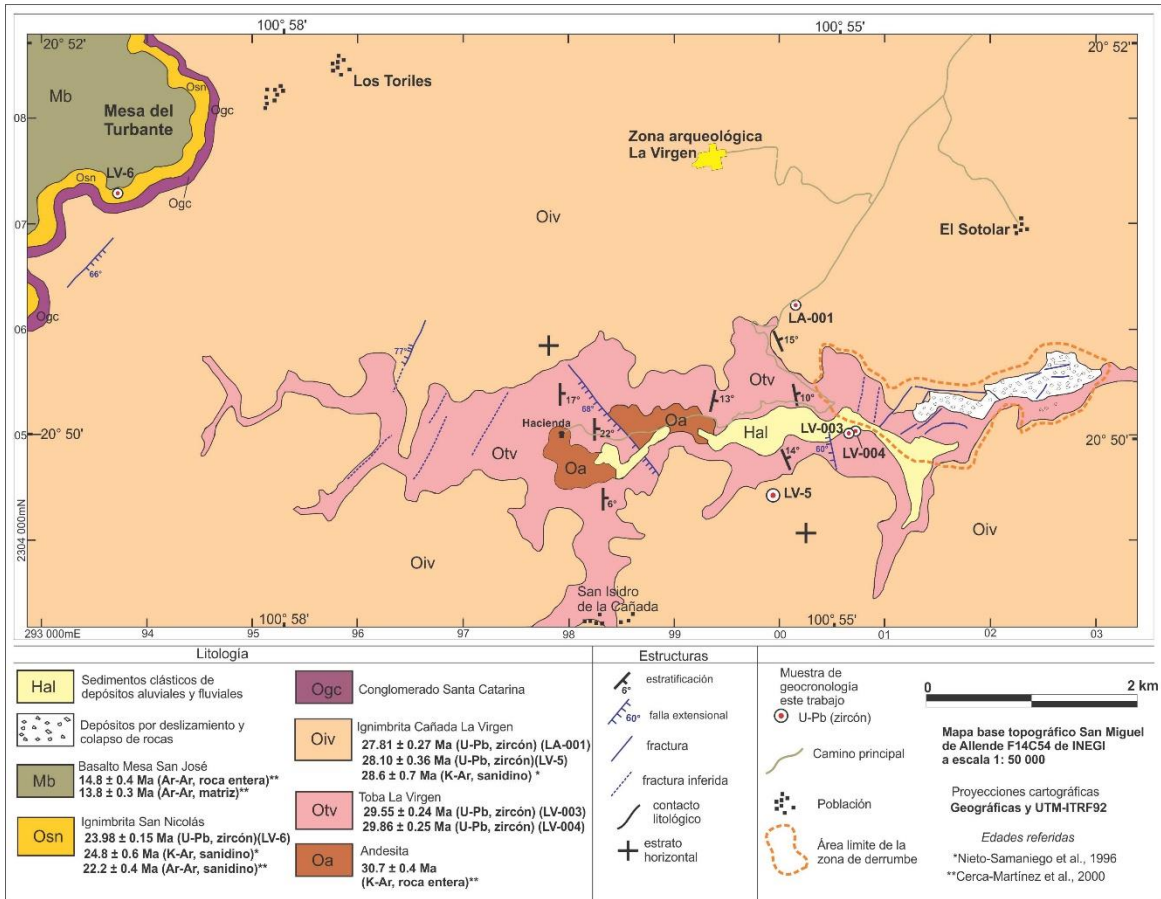


Figura 26. Mapa geológico de Cañada la Virgen.

En los alrededores de la Caldera La Ordeña (Figura 8), se han descrito ignimbritas y otras rocas piroclásticas que son equivalentes en edad a la Ignimbrita Cañada La Virgen. Nieto-Samaniego *et al.* (2012) define a las ignimbritas El Carrizo y El Salto en esa zona, y las describe como flujos piroclásticos de pómez, ceniza y líticos volcánicos; que presentan algunas veces texturas eutaxíticas y con grado de soldamiento variable. La ignimbrita el Salto la fechó en 28.0 ± 1.1 Ma (K-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Estas ignimbritas subyacen en discordancia erosional al Conglomerado Santa Catarina (Nieto-Samaniego, 1992).

El grupo del Rupeliano en la SG se correlaciona a escala regional con rocas piroclásticas del primer pulso ignimbrítico y fase de máxima actividad explosiva de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005).

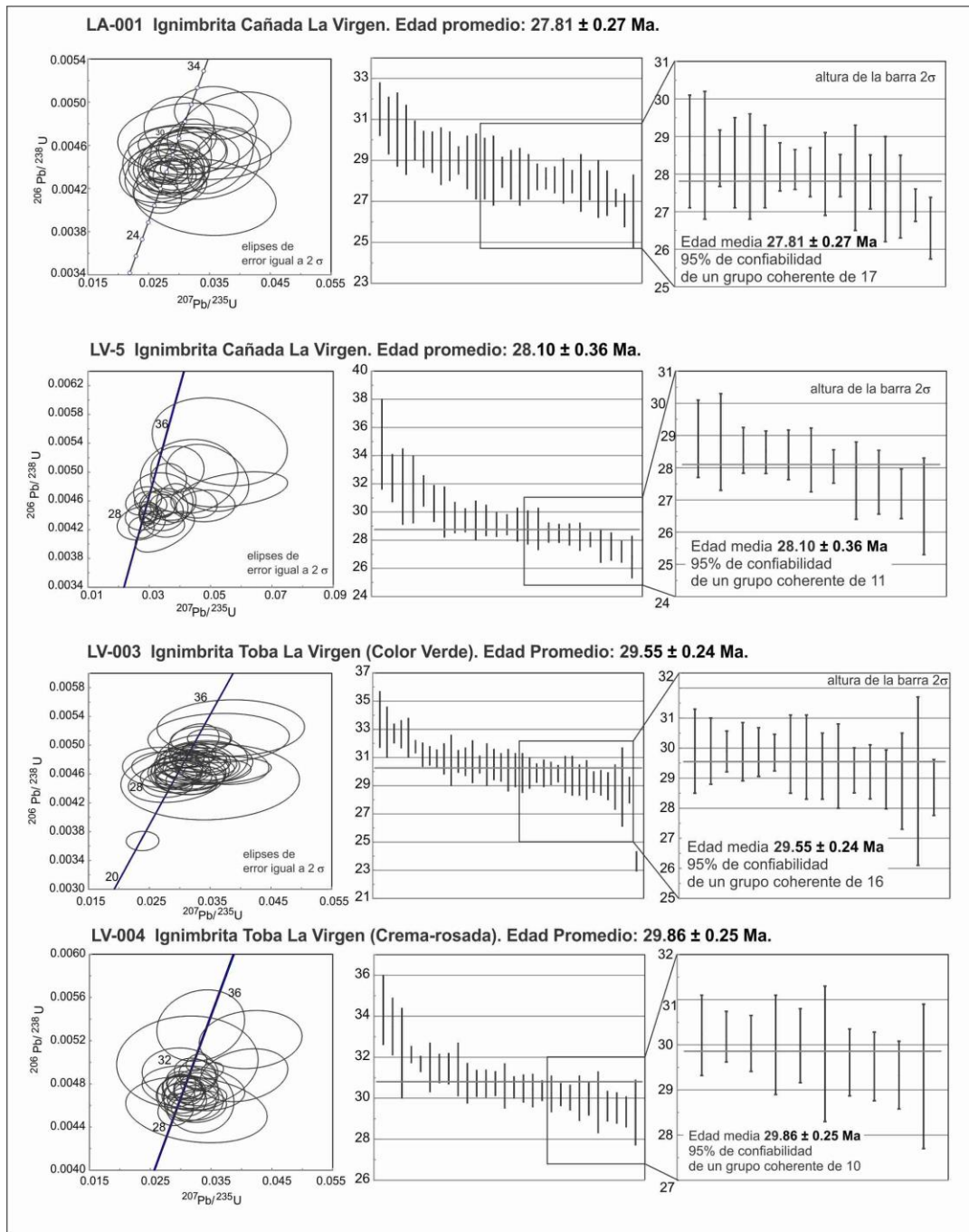


Figura 27. Edades U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la Ignimbrita Cañada La Virgen y la Toba Cañada La Virgen del sector sureste de la SG. Véase Tabla A2 en anexos.

4.2.3 Grupo del Chattiano

El grupo del Chattiano es propuesto para agrupar a rocas volcánicas cuyas edades varían entre 26 y 22 Ma, y al Conglomerado Santa Catarina. En las unidades volcánicas de este grupo están incluidas el Basalto Dos Aguas, la ignimbrita La Media Luna (Botero-

Santa, 2011) del sector noroeste y la ignimbrita San Nicolás del sector centro y sureste de la SG (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) (Figuras 8, 10 y 11).

4.2.3.1 Basalto Dos Aguas (Obda)

El Basalto dos aguas fue definido en Quintero-Legorreta (1992) y Martínez-Reyes (1992) para designar los basaltos del volcán Dos Aguas en León. Quintero-Legorreta (1992) describió la unidad como basalto con textura traquítica con cristales de labradorita, piroxeno y olivino. Botero-Santa *et al.* (2015) lo describieron como derrames de basalto intercalados con escoria volcánica con microcristales de augita y olivino en una mesostasis de plagioclasa. En este trabajo se observó en el alto de la falla El Bajío y se describió como un basalto con textura afanítica a vesiculada con cristales pequeños de olivino, piroxeno y plagioclasa.

El Basalto Dos Aguas aflora al norte de León y en varias de las mesas ubicadas al alto de la falla El Bajío, aparece sobreyaciendo en discordancia angular a la ignimbrita Alfaro y subyaciendo concordantemente a la ignimbrita La Media Luna. Considerando esa posición, su edad es Chattiano.

4.2.3.2 Ignimbrita La Media Luna (Oml)

En el sector noroeste la ignimbrita La Media Luna fue reportada por Botero-Santa *et al.* (2015). Esta unidad aflora en el frente de la SG al NE de León, Ibarillas, Duarte y Silao (Figuras 8 y 11). La ignimbrita La Media Luna fue descrita por Botero-Santa *et al.* (2015), como una serie de depósitos piroclásticos de fuerte grado de consolidación con una coloración rojiza a rosada, con pómez de color beige, cuarzo y abundante sanidino.

En este trabajo la ignimbrita La Media Luna se estudió en el área de Duarte, allí presenta una coloración rosada con un grado de consolidación fuerte con textura afanítica, eutaxítica con fiammes de pómez colapsada y aparecen cristales de cuarzo y sanidino, en una matriz vítrea. Botero-Santa *et al.* (2015) describieron que en la zona de Ibarilla, la ignimbrita se encuentra en contacto por falla con el CVSG y en discordancia angular sobre la Ignimbrita Cuatralba y el Conglomerado Duarte; y que el contacto con el Basalto Dos Aguas es concordante. En el área de Duarte esta unidad se encuentra en contacto por falla con el BMSG y sobreyace discordantemente a la ignimbrita Alfaro, en algunos

casos se presenta un conglomerado en dicho contacto. En varias mesas del sector noroeste, al alto de la Falla El Bajío la ignimbrita La Media Luna yace concordantemente sobre el Basalto Dos Aguas.

Botero-Santa *et al.* (2015) obtuvieron una edad de 22.95 ± 0.15 Ma (U-Pb en zircón) y en el presente trabajo se obtuvieron tres edades en el área de Duarte, 23.96 ± 0.20 Ma (U-Pb en zircón, muestra EA-6), 23.86 ± 0.17 Ma (U-Pb en zircón, muestra EAQ-152) y 22.6 ± 0.4 Ma K-Ar en sanidino (muestra EA-6) (Figura 28) (Tabla A2 en anexos). Las edades más antiguas a las edades de la media de este trabajo corresponden con cristales accidentales de zircones.

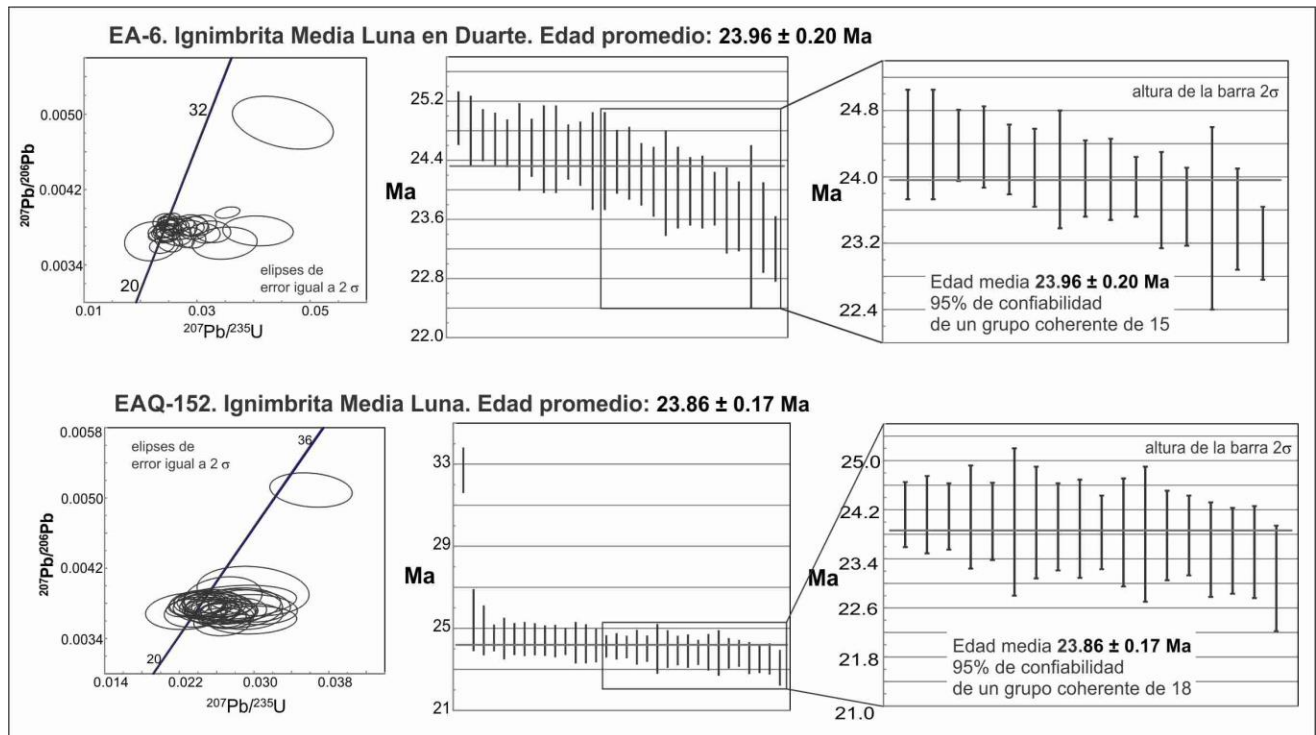


Figura 28. Edades U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la ignimbrita La Media Luna del sector noroeste de la SG, área de Duarte. Véase Tabla A2 en anexos.

4.2.3.3 Conglomerado Santa Catarina (Ovc)

En este grupo del Chattiano se han agrupado a las rocas volcanoclásticas y volcanosedimentarias que se encuentran a la base de las rocas volcánicas de edad chattiana. En el sector noroeste y centro no se han identificado estas litologías, sin

embargo, es factible que se encuentren. En el sector sureste es donde se ha identificado a la unidad Conglomerado Santa Catarina (Grava Santa Catarina), que fue definida por Nieto-Samaniego (1992) para designar una secuencia de gravas, arenas y material tobáceo. En este trabajo se reconoció esta unidad en Cañada La Virgen, y se describe como unas gravas volcanoclásticas con facies sedimentarias. Las gravas volcanoclásticas se observan con clastos angulosos a subangulosos de riolita, riodacita, andesita, cuarzo, y calcedonia. Se observan algunos lentes de conglomerado con clastos subredondeados.

En la Mesa del Turbante, en Cañada de La Virgen (Figura 26), que es una continuación al oriente de la Mesa San José de Allende, las gravas se observan subyaciendo concordantemente a la ignimbrita San Nicolás y sobreyaciendo en discordancia erosional a la Ignimbrita Cañada La Virgen. La edad del Conglomerado Santa Catarina en Cañada La Virgen quedaría comprendida entre la edad de la ignimbrita Cañada La Virgen 28.10 ± 0.36 Ma y la edad de la ignimbrita San Nicolás 23.98 ± 0.15 Ma. Este conglomerado se encuentra en el límite discordante entre el grupo del Chattiano y del Rupeliano.

4.2.3.4 Ignimbrita San Nicolás (Osn)

En los sectores centro y sureste el grupo del Chattiano está representado por la ignimbrita San Nicolás, que aflora en el graben de la Saucedá. La ignimbrita San Nicolás fue definida por Nieto-Samaniego (1992) tomando el nombre del pueblo San Nicolás, ubicado en las cercanías de La Saucedá; él las describió como una roca piroclástica con varios grados de soldamiento, con pómez en texturas de flama y con desvitrificación, fue fechada en 24.8 ± 0.6 Ma (K-Ar sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996).

En el sector sureste de la SG, la ignimbrita San Nicolás fue reconocida por Nieto Samaniego (1992) en la Mesa San José de Allende y entre el graben de la Saucedá y la Caldera La Ordeña (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). En localidad de la Mesa de San José de Allende Cerca-Martínez *et al.* (2000) la describieron como una ignimbrita densamente soldada con abundantes fiammes y con fenocristales de sanidino, plagioclasa y cuarzo. En la Mesa San José de Allende se encuentra sobreyaciendo concordantemente sobre el Conglomerado Santa Catarina y subyaciendo al basalto Mesa San José (Nieto-Samaniego, 1992). En este trabajo se observó en la Mesa del Turbante, en Cañada de La Virgen (Figura 26). El Conglomerado Santa Catarina contiene clastos angulosos a

subangulosos de riolita, riodacita, andesita, cuarzo, y calcedonia. Se observan lentes de conglomerado. Los basaltos que sobreyacen a la ignimbrita presentan una textura afanítica con texturas vesiculadas hacia la cima y estructura masiva a su base, cerca del contacto con la ignimbrita. Este basalto se correlaciona con el basalto Mesa de San José (Nieto-Samaniego, 1992) que fue fechado en 14.8 ± 0.4 Ma (Ar-Ar roca entera) (Cerca-Martínez *et al.*, 2000).

Cerca-Martínez *et al.* (2000) obtuvieron dos edades de la ignimbrita San Nicolás en la Mesa de San José de Allende, una de 22.2 ± 0.4 Ma (Ar-Ar en sanidino, edad integrada), la otra edad es de 23.1 ± 0.4 (K-Ar en feldespatos potásicos), que denominó ignimbrita superior. En este trabajo la ignimbrita fue fechada en 23.98 ± 0.15 Ma (Muestra LV-6) (U-Pb en zircón, LA-ICPMS) (Figuras 26 y 29).

La ignimbrita San Nicolás se correlaciona por posición estratigráfica y edad con la ignimbrita La Media Luna del sector noroeste de la SG. Estas ignimbritas del grupo del Chattiano en otras partes de la Sierra de Guanajuato no se han descrito sin embargo es probable que se ubiquen otros afloramientos hacia el graben de Villa de Reyes y al oriente de la SG. Las ignimbritas Media Luna y San Nicolás, definen la presencia de una discordancia del Chattiano presente en otras partes de la Mesa Central entre rocas del Mioceno Temprano con las rocas volcánicas del grupo del Rupeliano y representan un hiatus que varía entre 3 y 6 millones de años (Nieto-Samaniego *et al.*, 2014).

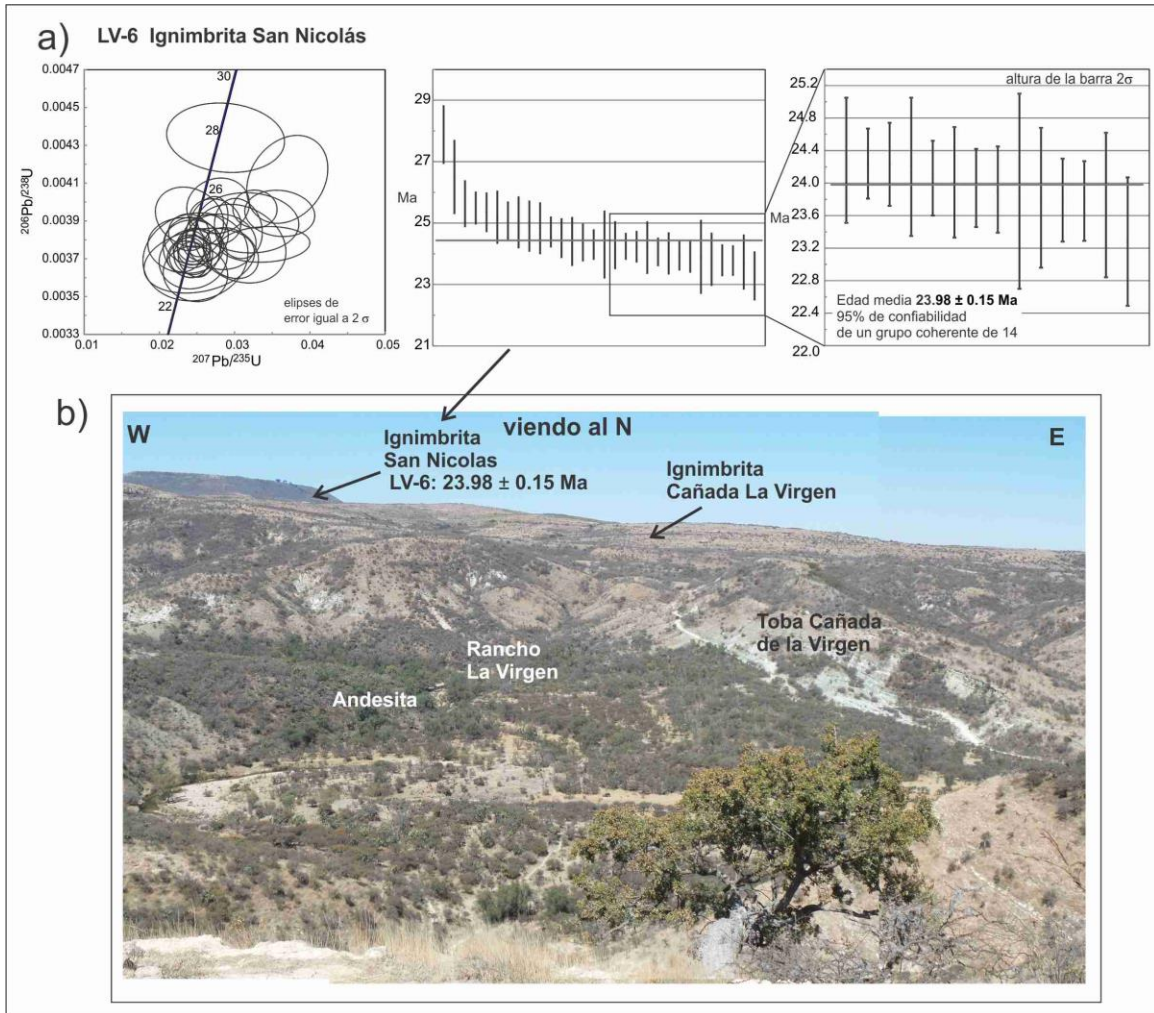


Figura 29. Ignimbrita San Nicolás. a) Edad U-Pb en zircón con método LA-ICPMS de la ignimbrita San Nicolás (muestra LV-6). b) Ignimbrita San Nicolás aflorando en la Mesa del Turbante por encima de la Ignimbrita Cañada La Virgen. Véase Tabla A2 en anexos.

4.2.4 Grupo del Mioceno

El grupo del Mioceno se propone para agrupar a rocas basálticas y andesíticas con edades entre 16 Ma y 7 Ma, que se presentan con una amplia distribución en la Sierra de Guanajuato (Tabla 5). Incluye las unidades siguientes:

Andesita Mesa de Santiago. La Andesita Mesa de Santiago aflora en el sector noroeste de la SG al sur de Comanja de Corona y fue definida por Quintero-Legorreta (1992) como una andesita con textura afanítica y al microscopio una textura traquítica con cristales de andesina y piroxeno. Esta andesita está en contacto discordante sobre

el BMSG o sobreyaciendo concordantemente a la ignimbrita Alfaro del grupo del Rupeliano. En este trabajo se cartografiaron andesitas y basaltos equivalentes a la Andesita Mesa de Santiago en varias mesetas del frente de la Sierra de Guanajuato en su sector noroeste, donde están sobreyaciendo a la ignimbrita La Media Luna; aunque esas andesitas no fueron fechadas.

Basalto El Cubilete y otras mesas de basalto. En el sector central de la SG se ubica el basalto El Cubilete, el cuál fue originalmente definido por Martínez-Reyes (1992) para referirse a derrames de lava de basalto, ubicados en la parte alta del Cerro de Cubilete en Silao, Guanajuato, donde sobreyace a un conglomerado denominado por el mismo autor como grava El Capulín, la cual a su vez descansa sobre el BMSG. En esta unidad se incluyen otras mesas de basalto o andesita que están tanto en el sector NW como SE de la Sierra (Figura 8).

El basalto El Cubilete fue fechado en 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) en su localidad tipo del Cerro del Cubilete. En el sector noroeste se puede correlacionar con los basaltos y andesitas de Mesa del Obispo.

Basaltos y andesitas de Mesa El Obispo. En este trabajo se reconocieron basaltos y andesitas en varias mesas del área de Duarte, que se denominaron basaltos y andesitas de Mesa del Obispo. Están formadas de andesita y basalto con estructura de derrames lávicos, con variación de texturas afanítica a porfídica y vesiculada. Microscópicamente se identificaron dos composiciones: andesita de piroxeno y basaltos de olivino (Figura 30). Las andesitas de piroxeno presentan una textura porfídica afanítica con una matriz microlítica; los fenocristales son de plagioclasa y piroxeno, y la matriz compuesta de microlitos de plagioclasa y vidrio. Los basaltos de olivino presentan una textura microlítica de cristales de labradorita y con cristales más grandes de piroxeno y olivino parcialmente reemplazado por idingsita (Figura 30).

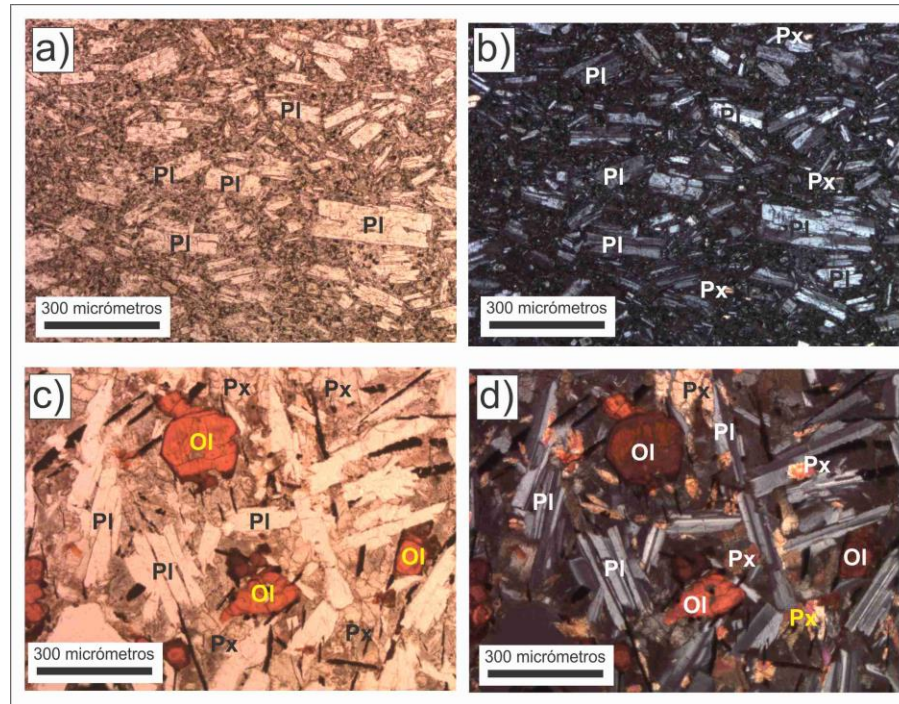


Figura 30. Andesita y basalto de Mesa El Obispo. a) Andesita de piroxeno (muestra CV-1) en nícoles paralelos con textura inequigranular y microlítica con cristales de plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) en mesostasis de vidrio y cristales pequeños de plagioclasa y opacos. b) Andesita de piroxeno en nícoles cruzados. c) Basalto de olivino (Ol) en nícoles paralelos con cristales de olivino (Ol), plagioclasa (Pl) y piroxeno (Px) en una matriz vítrea. d) Basalto de olivino en nícoles cruzados.

Esta unidad sobreyace discordantemente al BMSG, al Granito Comanja, a la ignimbrita Alfaro o a la ignimbrita La Media Luna. En algunos lugares se observó que a la base de los basaltos hay conglomerado y depósitos de ceniza de caída. El conglomerado presenta matriz con abundante cuarzo y calcita, con clastos de basalto, ignimbrita, riolita, cuarzo blanco, andesita porfídica, granito, gabro, diorita, hornfels básico, metabasita y filitas básicas. Los depósitos de caída de ceniza son color pardo y con laminación paralela.

En este trabajo se realizó el fechamiento K-Ar de 3 muestras de andesita de piroxeno obtenidas en la Mesa del Obispo (GC-05, CV-1 y CV-6). Los resultados fueron 9.6 ± 0.3 Ma (K-Ar en mesostasis) (muestra GC-05), 8.7 ± 0.3 Ma (K-Ar en mesostasis) (muestra

CV-1) y 7.6 ± 0.3 Ma (K-Ar en mesostasis) (muestra CV-6) (Figura 31). Estas edades colocan a estas rocas en el Tortoniano (Mioceno Tardío).

| Unidad | Litología | Número de muestra | Edad Ma | Tipo de muestra | Método de fechamiento | Referencia |
|--------------------------------------|-----------|-------------------|----------------|-----------------|-----------------------|-----------------------------|
| Sector noroeste de la SG | | | | | | |
| Basaltos y andesitas Mesa del Obispo | Andesita | GC-05 | 9.6 ± 0.3 | Matriz | K-Ar | Este trabajo |
| Basaltos y andesitas Mesa del Obispo | Andesita | CV-1 | 8.7 ± 0.3 | Matriz | K-Ar | Este trabajo |
| Basaltos y andesitas Mesa del Obispo | Andesita | CV-6 | 7.6 ± 0.3 | Matriz | K-Ar | Este trabajo |
| Sector central de la SG | | | | | | |
| Basalto El Cubilete | Basalto | ND | 13.5 ± 0.0 | Roca entera | K-Ar | Aguirre-Díaz et al., 1997 |
| Sector sureste de la SG | | | | | | |
| Volcán Palo Huerfano | Andesita | JAG-2 | 11.1 ± 0.4 | roca entera | K-Ar | Peréz-Venzor et al., 1996 |
| Volcán Palo Huerfano | Andesita | JAG-3 | 12.1 ± 0.6 | plagioclasa | K-Ar | Peréz-Venzor et al., 1996 |
| Domo Cerro Colorado | Andesita | JAG-4 | 16.1 ± 1.7 | plagioclasa | K-Ar | Peréz-Venzor et al., 1996 |
| Volcán La Joya | Andesita | JOY-81 | 9.9 ± 0.4 | plagioclasa | Ar-Ar | Valdéz-Moreno et al., 1998 |
| Andesita Pre-Volcán La Joya | Andesita | JOY-72 | 10.6 ± 0.5 | Matriz | Ar-Ar | Valdéz-Moreno et al., 1998 |
| Andesita Post-Volcán La Joya | Basalto | JOY-78 | 6.2 ± 0.6 | Roca entera | Ar-Ar | Valdéz-Moreno et al., 1998 |
| Domo La Ordeña | Dacita | GTO-24 | 14.3 ± 0.5 | Roca entera | K-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Andesita superior Mesa San José | Andesita | GTO-6 | 13.2 ± 0.2 | Matriz | K-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Andesita superior Mesa San José | Andesita | GTO-6 | 13.8 ± 0.3 | Matriz | Ar-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Andesita Base de Palo Huerfano | Andesita | GTO-20 | 12.4 ± 0.3 | Roca entera | K-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Andesita basal Mesa San José | Andesita | GTO-14 | 10.6 ± 0.3 | Roca entera | K-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Andesita basal Mesa San José | Andesita | GTO-14 | 14.6 ± 0.3 | Roca entera | Ar-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Al Sur de Volcán Palo Huerfano | Andesita | GTO-2 | 10.6 ± 0.5 | Matriz | K-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Al Sur de Volcán Palo Huerfano | Andesita | GTO-2 | 12.2 ± 0.2 | Matriz | Ar-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Al Sur de Volcán Palo Huerfano | Andesita | GTO-1 | 9.5 ± 0.4 | Roca entera | K-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |
| Al Sur de Volcán Palo Huerfano | Andesita | GTO-1 | 8.8 ± 0.4 | Roca entera | Ar-Ar | Cerca-Martínez et al., 2000 |

Tabla 5. Edades K-Ar y Ar-Ar de rocas volcánicas del grupo del Mioceno de las sierras de Guanajuato y Codornices.



Figura 31. Basaltos de Mesa del Obispo, localización de las muestras fechadas por K-Ar en el sector noroeste de la SG, en específico el área de Duarte.

Basaltos y andesitas del sector SE. En el sector sureste de la SG, el grupo del Mioceno comprende estratovolcanes, domos, derrames lávicos y mesetas (Figura 8). El grupo incluye a las rocas basálticas y andesíticas de la Caldera La Ordeña (Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), al basalto Mesa San José-Turbante (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), así como derrames del Volcán Palo Huerfano (Pérez-Venzor *et al.*, 1996). Las rocas tienen composiciones que varían de dacita a andesita y a basalto. Son rocas de color gris oscuro, texturas que varían de afanítica a porfídica, con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y a veces olivino, hornblenda o biotita. Hay rocas volcánicas de este grupo que están intercaladas en los conglomerados, depósitos fluviales y secuencias lacustres que rellenan los grábenes.

El rango de edades de estas rocas máficas varía de 16 a 6 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Valdéz-Moreno *et al.*, 1998; Cerca-Martínez *et al.*, 2000; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) y se pueden correlacionar con el Basalto El Cubilete y con los basaltos de Mesa del Obispo ya mencionados.

4.2.5 Piroclástico Las Pilas y sedimentarias del Plioceno-Cuaternario (Qvs)

En el área de Duarte aflora un depósito de caída al cual se le denominó Las Pilas, este depósito presenta un color blanco y con débil consolidación, está compuesto principalmente por esquirlas de vidrio volcánico, con cuarzo y en menor cantidad feldespatos. Se encuentra sobreyaciendo discordantemente a la granodiorita Presa Duarte del BMSG. Este depósito de caída se fechó en 1.16 ± 0.15 Ma (K-Ar en vidrio volcánico) (Muestra EA-3) lo que lo ubica en el Pleistoceno.

En este grupo quedarían comprendidas también las rocas volcánicas Plioceno-Cuaternarias y fluvio-lacustres del Bajío, Grava Los Ranchos y el Conglomerado Xoconostle.

En el sector noroeste de la SG en la zona del Bajío se han cartografiado secuencias de gravas subyaciendo a rocas basáltica del Plioceno (Ramos-Leal *et al.*, 2007). En este trabajo se observaron a secuencias de conglomerados y arenas sobreyaciendo a ignimbritas soldadas de color rosa con textura eutaxítica equivalentes litológicamente a la ignimbrita La Media Luna. Estas secuencias se han correlacionado con el Conglomerado Xoconostle de la cuenca de Dolores-San Miguel de Allende del Plioceno (Plioceno-Pleistoceno) (Miller y Carranza-Castañeda, 1984).

Las rocas del área de Comanja de Corona, Jal., fueron descritas como la Grava Los Ranchos por Quintero-Legorreta (1992) para designar una secuencia clástica de conglomerados de origen de fluvial y de abanicos aluviales en el graben El Cuarenta. Esta unidad fue descrita sobreyaciendo discordantemente a la ignimbrita Cuatralba. Este conglomerado podría correlacionarse con secuencias clásticas del Bajío.

El Conglomerado Xoconostle, fue descrito por vez primera en el trabajo de Miller y Carranza-Castañeda (1984), y aflora a lo largo de la cuenca de Dolores. Corresponde a una secuencia de depósitos fluvio-lacustres de conglomerados y arenas. Los depósitos

en el norte de San Miguel de Allende contienen fósiles de vertebrados que tienen un alcance estratigráfico del Hemphiliano, Blancano al Irvingtoniano de acuerdo con Miller y Carranza-Castañeda (1984), que equivale al rango Mioceno-Pleistoceno. En una de las localidades la secuencia presenta tobas intercaladas que fueron fechadas por Kowallis *et al.* (1998) con trazas de fisión en zircones y método de Ar-Ar en sanidino; para las muestras de trazas de fisión las edades fueron de ca. 3.9 a ca. 4.8 Ma y las edades de Ar-Ar van de ca. 3.36 Ma a 4.89 Ma, que ubica a una parte del conglomerado en el Plioceno. El Conglomerado Xoconostle podría correlacionarse con algunos niveles de los depósitos clásticos de la cuenca del Bajío.

5. Geobarometría del Granito Comanja

Profundidad de emplazamiento

Angeles-Moreno *et al.* (2017) identificaron cuatro grupos de diques, uno de estos corresponde al grupo de diques ricos en feldespato potásico, esos diques contienen hornblenda que se usó como geobarómetro y corresponden a las muestras C2 y TC125 (Figura 32). En el microscopio la muestra del dique granítico C2 presenta una textura fanerítica, holocristalina, con una mineralogía de feldespato alcalino >> plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita, epidota, allanita e ilmenita, otros minerales accesorios zircón y apatito. El dique granítico TC125 presenta una textura fanerítica porfídica en afloramiento y al microscopio presenta una textura granoblástica, inequigranular, poiquilítica y en algunos sectores glomeroporfídica, con una mineralogía de plagioclasa>feldespato alcalino+hornblenda+cuarzo+biotita, ilmenita y otros accesorios entre ellos zircón. Los minerales en sección delgada fueron analizados con la microsonda electrónica JEOL JXA 8900R en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP-UNAM) usando estándares naturales y sintéticos. La hornblenda fue analizada con un haz de corriente de 20 nA y un voltaje de aceleración de 20 keV. Todos los análisis se realizaron con haz enfocado en ca. 1 micrómetro en diámetro. Para cada muestra los cristales individuales fueron seleccionados con base en sus relaciones texturales con otros minerales y que representara la diversidad de cada muestra, así también se examinaron los cristales evitando posibles zoneamientos y variaciones composicionales en relación con la textura. La temperatura y presión fueron calculadas con base en la caracterización de química de minerales (Mogessie *et al.*, 1990) usando los resultados de la microsonda (EMPA). La temperatura y presión fueron calculadas siguiendo las metodologías de Ridolfi y Renzulli (2012) y Anderson and Smith (1995), respectivamente (Tabla A4, Anexo 4). El error estándar fue de 30°C y 0.2 kbar. Se compara adicionalmente la temperatura obtenida por Ridolfi y Renzulli (2012) con la obtenida a partir de Ti en zircón (Watson *et al.*, 2006) de la muestra C2.

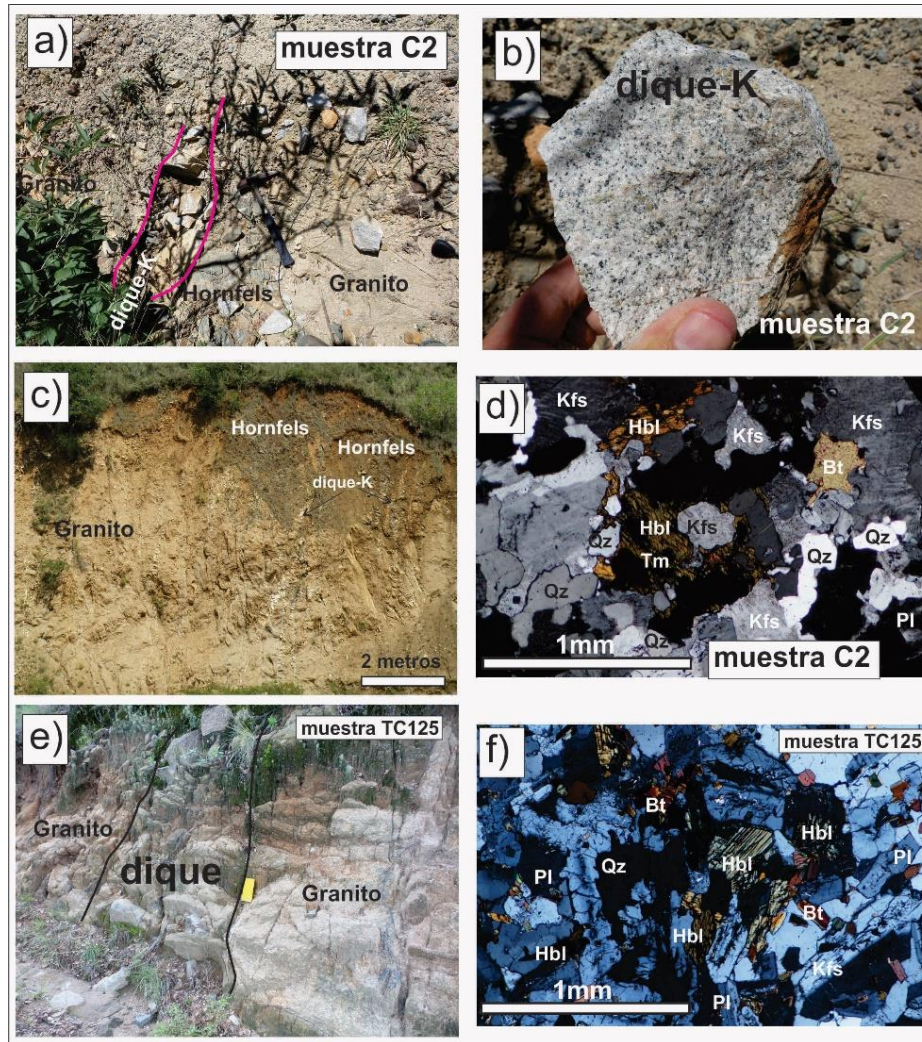


Figura 32. Afloramiento de los diques graníticos en los cuales se aplicó el geobarómetro de aluminio total en hornblenda. a) Dique granítico rico en feldespato potásico que intrusión a granito de biotita y a hornfels de actinolita. b) Muestra de mano del dique granítico (muestra C2). c) Cúpula del Granito Comanja en contacto con hornfels de actinolita, se observa que es cortado a su vez por diques ricos en feldespato potásico con hornblenda. d) Microfotografía de la muestra C2 del dique granítico con feldespato potásico y hornblenda. e) Afloramiento en la parte central del Granito Comanja, se observa el dique granítico (muestra TC125) con hornblenda. f) Microfotografía de la muestra TC125 con cuarzo (Qz), feldespato potásico (Kfs), plagioclasa (Pl), hornblenda (Hbl) y biotita (Bt).

Para los diques graníticos (muestras C2 y TC125) se hicieron un total de 60 análisis en varios cristales de hornblenda (Tabla A4, anexos), de los cuales se eliminaron 6 análisis por su grado de alteración y que no cumplen con los requisitos de las ecuaciones

geotermobarométricas de Anderson y Smith (1995) y Ridolfi y Renzulli (2012). Todos los anfíboles fueron clasificados como ferrohornblendas. Para la muestra C2 se obtuvo un rango de temperatura de 688°C hasta 710°C con un promedio de 702°C \pm 30°C y un rango de presión de 1.4 kbar a 1.9 kbar con un valor promedio de 1.6 \pm 0.2 kbar. Para la muestra TC125, se obtuvo un rango de temperatura de 673°C hasta 785°C con un promedio de 696°C y un rango de presión de 1.0 kbar a 3.1 kbar con un valor promedio de 1.8 \pm 0.2 kbar.

Para poder determinar una profundidad de emplazamiento de los diques se estimó, con base en la columna geológica del área, una densidad promedio de 2500 kg/m³. A partir de esta densidad se calculó una profundidad de emplazamiento de 6.6 y 7.3 km \pm 0.6 km para las muestras C2 y TC125 (Tabla 6 y A4 anexos). Al considerar la incertidumbre en la profundidad de emplazamiento los dos diques graníticos muestran una profundidad cercana a pesar de su posición dentro del Granito Comanja.

| | | Temperatura | Presión | Profundidad |
|---------|---------|-------------|---------------|-------------|
| | | Hornblenda | Hornblenda | km |
| Muestra | Roca | \pm 30°C | \pm 0.2kbar | \pm 0.6km |
| C2 | Granito | 702 | 1.6 | 6.6 |
| TC125 | Granito | 696 | 1.8 | 7.3 |

Temperatura de acuerdo al geotermómetro de Ridolfi and Renzulli (2012)
 Presión de acuerdo al geobarómetro de Al total en hornblenda de Anderson y Smith (1995)
 Profundidad obtenida tomando una densidad de 2500 kg/m³
 Los datos pueden consultarse en la Tabla A4 de anexos

Tabla 6. Resumen de los resultados de geobarometría de los diques graníticos del Granito Comanja.

6. Geología estructural

6.1 Estructuras Laramílicas

En el Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato (BMSG), sectores noroeste y centro, se han distinguido estructuras de al menos dos eventos de deformación por acortamiento (Quintero-Legorreta, 1992; Martini *et al.*, 2013). En la Caliza la Perlita, en cambio, hay estructuras de un solo evento de deformación (Quintero-Legorreta, 1992), lo que permite distinguir un evento pre y otro post Albiano. El evento pre-Albiano se ha estudiado muy poco; Martini *et al.* (2013) describe la formación de estructuras de acortamiento como cabalgaduras, fallas inversas, y zonas de cizalla milonítica; para algunas de estas estructuras determina que el sentido de transporte tectónico fue al NE y define que fueron formadas en condiciones metamórficas en facies de esquisto verde.

Debido a que la Caliza La Perlita está afectada por solo una fase de deformación de acortamiento, esa deformación debe corresponder al evento laramídico, ya que ese es el último evento de ese tipo reconocido en el centro de México. En el sector noroeste, Quintero-Legorreta (1992) describió en la Caliza La Perlita pliegues buzantes hacia el N, con plano axial N05°W y echado 70° al E. Botero-Santa *et al.* (2015) describieron en Comanja de Corona a esas estructuras laramílicas como un evento D2 de acortamiento con dirección de transporte al NE y mencionan que este evento formó fallas inversas y pliegues con ejes horizontales de rumbo NW-SE y menciona la presencia de pliegues de tipo similar. Reportaron los pliegues en la Caliza La Perlita, con ejes orientados de N05°W a N15°W. Algunas estructuras de acortamiento del evento post-Albiano fueron reconocidas en rocas del BMSG por Martini *et al.* (2013) en la zona de Arperos y en el DMG, y las describieron como fallas inversas y cabalgaduras, pliegues y clivajes de crenulación; los pliegues son abiertos, simétricos y recumbentes.

Las estructuras laramílicas que afectaron al BMSG en el área de Duarte están cortadas por el Granito Comanja (Angeles-Moreno *et al.*, 2017) y los conglomerados eocénicos las sobreyacen discordantemente. En el DMG el Conglomerado Guanajuato también se observa sobreyaciendo discordantemente a las estructuras de acortamiento del BMSG.

En la Sierra de Guanajuato los límites temporales de la Orogenia Laramide que formaron estas estructuras de acortamiento post Albiano no son claros. Chiodi *et al.* (1988) y

Quintero-Legorreta (1992) documentaron la presencia de una discordancia entre la Caliza La Perlita del Albiano Superior-Cenomaniano Inferior y las rocas del BMSG. En la Sierra de los Cuarzos, al este de la SG, Martini *et al.* (2016) fecharon la sedimentación de calizas pelágicas de la formación Española mediante microfósiles, obteniendo un intervalo Cenomaniano -Turoniano Temprano y fecharon muscovita dentro de los planos de cizalla de fallas inversas, obteniendo edades entre 82.6 ± 1.1 y 79.9 ± 1.0 Ma (K-Ar). A una distancia de ca. 110 km del sureste de la SG, en Tolimán, Querétaro, Fitz-Díaz *et al.* (2014) determinaron una edad de ca. 83.5 Ma en illitas sintectónicas con la deformación de acortamiento. Estos datos sugieren que la Orogenia Laramide en la SG inició entre ~90 a ~80 Ma. Por otra parte, el término de la Orogenia Laramide en la SG ocurrió entre ~62 Ma y ~53 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

6.2 Estructuras mayores cenozoicas

Las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) presentan varias estructuras y fallas mayores que tuvieron múltiples fases de reactivación (Nieto-Samaniego *et al.*, 2007). Las estructuras y fallas mayores son: el Sistema de Fallas El Bajío (SFB), Fallas León, Graben del Cuarenta, Graben de Villa de Reyes (GVR), Graben de la Sauceda (GS), Fallas del Distrito Minero de Guanajuato (FDMG), Fallas de la Sierra Codornices (FSCO) y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) (Figura 33).

6.2.1 Sistema de fallas El Bajío (SFB)

Este sistema de fallas forma el límite surponiente y sur de las SG y SC, tiene una longitud de ca. 112 km considerando desde León hasta Celaya (Figura 33).

El sistema de fallas El Bajío (SFB) ha sido considerado límite de dos grandes provincias fisiográficas y geológicas como son la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana (Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). El SFB está formado por cuatro subsistemas: a) la Falla del Bajío, b) fallas Duarte-La Laborcita (Angeles-Moreno *et al.*, 2017), c) fallas que limitan a la cuenca del Bajío (FLCB) y d) fallas de Salamanca-Celaya (FSC).

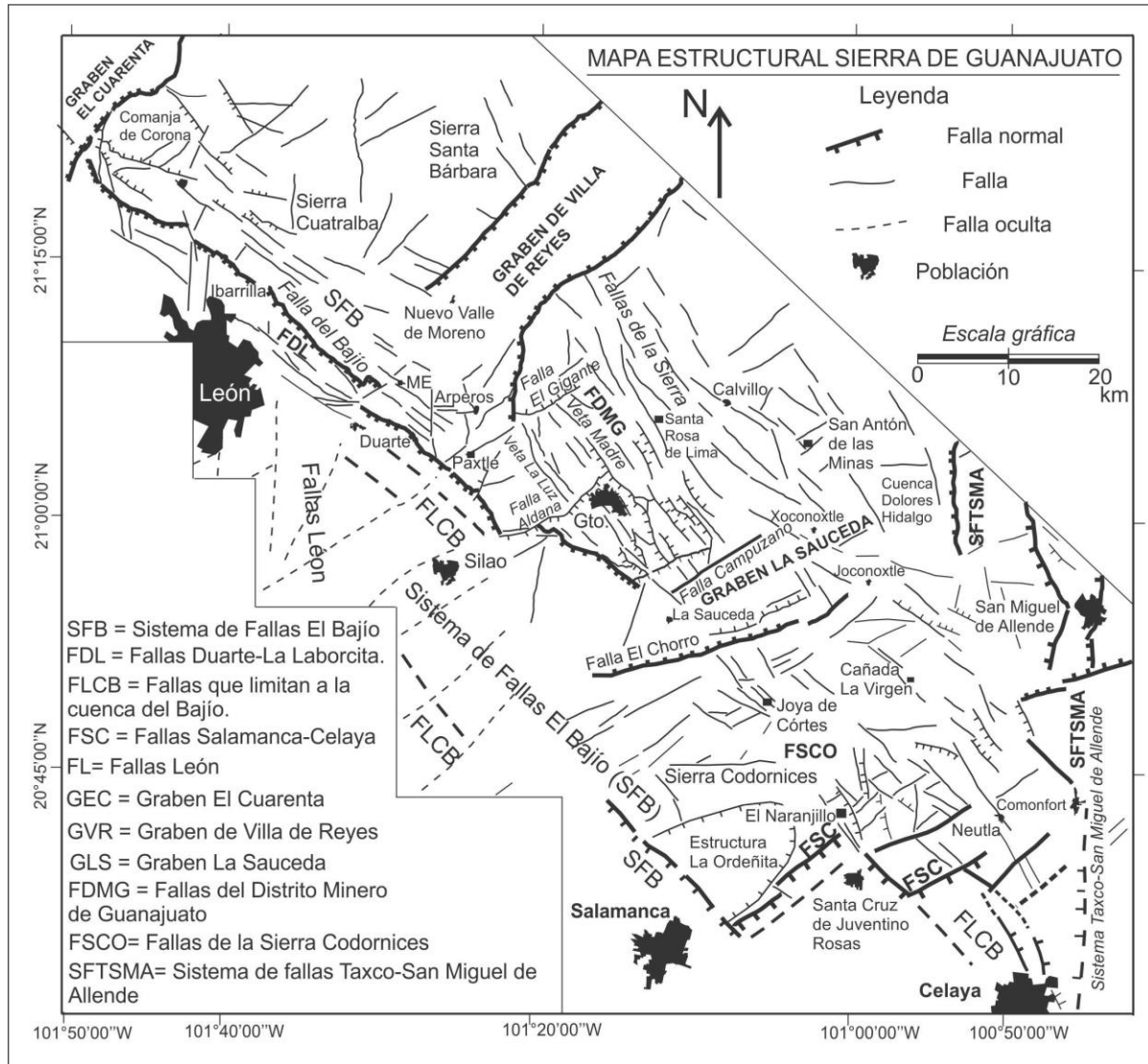


Figura 33. Estructuras de las sierras de Guanajuato y Codornices.

6.2.1.1 Falla del Bajío

La Falla del Bajío es una falla mayor de la SG porque limita al Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato (BMSG) y las cuencas sedimentarias cenozoicas ubicadas al suroeste (Tristán-González, 1986; Nieto-Samaniego, 1992), tiene una longitud de ca. 68 km al considerarla desde el graben El Cuarenta hasta la falla Aldana en el DMG (Figura 33) (Edwards, 1955; Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Nieto-Samaniego *et al.*, 1992). Varios trabajos hacen referencia a esta falla como de tipo normal y de edad cenozoica (Quintero-Legorreta *et al.*, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 1992; Martínez-

Reyes, 1992; Botero-Santa *et al.*, 2015). La falla presenta un rumbo variable de N35°W a N50°W con echado de 45° a 55° SW. Se presenta en segmentos de falla, con zonas de relevo y en algunas partes separa al BMSG de las rocas del Cenozoico (Figuras 8 y 33). La falla tiene desplazamiento al echado de ca. 850 m en el área de Comanja de Corona, considerando los afloramientos de la Ignimbrita Cuatralba ubicados al alto y al bajo de la estructura (Quintero-Legorreta, 1992). En el área de Duarte presenta desplazamientos verticales que van de 200 m a 500 m, tomando en cuenta el desplazamiento de la Ignimbrita Cuatralba (Figura 34). En el DMG, Cerro del Cubilete, la falla desplaza al basalto El Cubilete (grupo del Mioceno) de ca. 13 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) y se han calculado hasta 500 m de desplazamiento vertical (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

El núcleo de la falla es complejo, presenta salbanda, cataclasita, brecha de falla y evidencias de hidrotermalismo (Figura 35c). En el área de Duarte pone en contacto a rocas del Conglomerado Duarte de edad eocénica, al grupo del Ypresiano y al grupo del Rupeliano con el BMSG (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). La falla provoca el basculamiento del conglomerado Duarte hacia el oriente con inclinaciones que varían de 15° a 70° (Figura 35a y 35d), pero en las cercanías de San Juan de Otates se observaron inclinaciones de 80°- 90°. La falla también provoca un basculamiento de la ignimbrita Alfaro de 5° a 15° hacia el noreste. Sin embargo, Botero-Santa *et al.* (2015) observaron en esa ignimbrita inclinaciones de hasta ca. 45°. En algunas localidades se observa a la ignimbrita La Media Luna del grupo del Chattiano sepultando a la falla del Bajío y en discordancia angular sobre la ignimbrita Alfaro (Figura 35b) (Botero-Santa *et al.*, 2015; Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Las relaciones anteriores permiten estimar que la falla tuvo una actividad mayor en el Eoceno Tardío - Chattiano, y con una última actividad, al menos en algunos de sus segmentos, en el Mioceno. También hay numerosas fallas NW-SE dentro del Granito Comanja que son paralelas a la falla del Bajío. Adicionalmente, llama la atención que las mesas de basaltos y andesitas del grupo del Mioceno en el sector NW de la Sierra tienen también una distribución NW-SE.

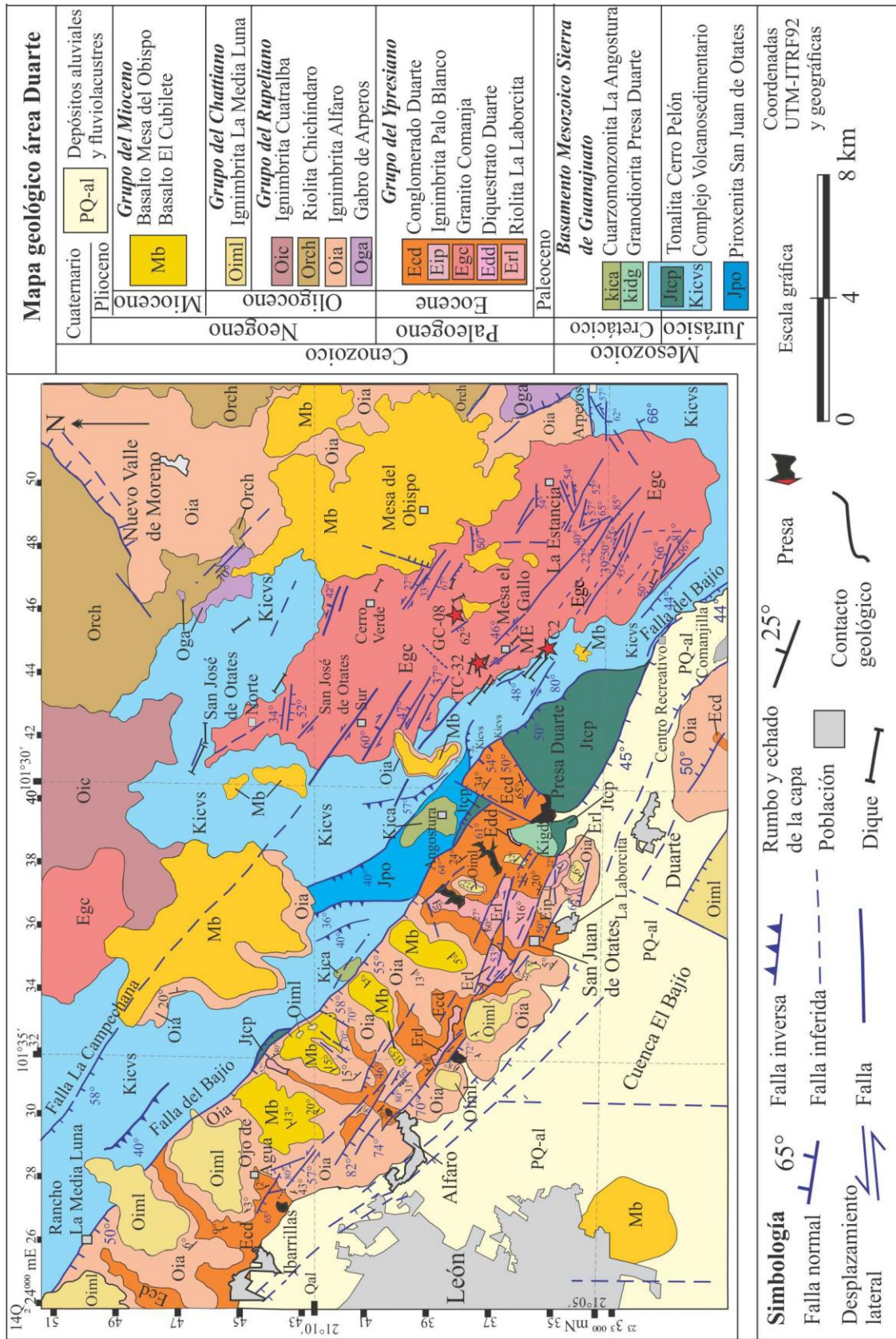


Figura 34. Mapa geológico del sector noroeste, área de Duarte.

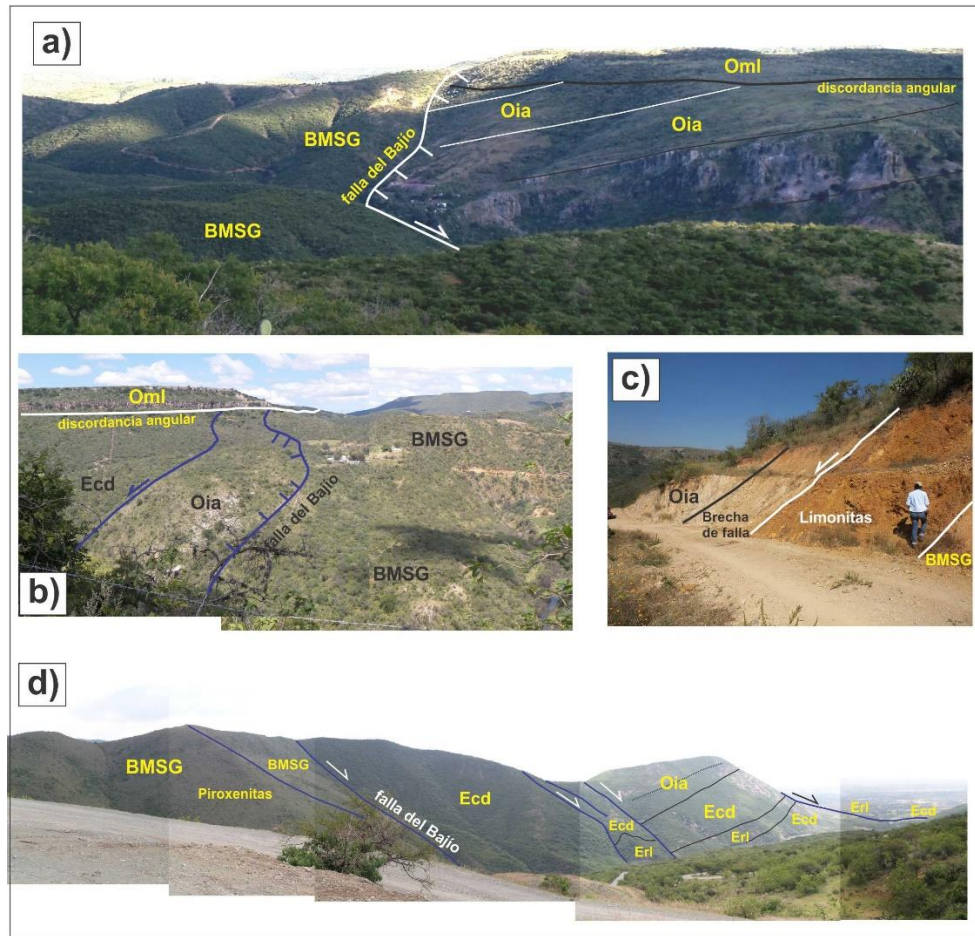


Figura 35. Distintas localidades de la falla del Bajío en el sector Duarte. a) Falla del Bajío en la barranca de Alfaro bascula a la ignimbrita Alfaro y se muestra la discordancia angular con la ignimbrita La Media Luna. b) Falla del Bajío en la localidad La Media Luna, pone en contacto estructural al BMSG, la ignimbrita Alfaro y el Conglomerado Duarte. c) Zona de falla de la falla del Bajío con brechas de falla y limonitas de alteración de sulfuros. d) Camino de La Laborcita a Nuevo Valle de Moreno, contacto entre el Conglomerado Duarte con el BMSG.

6.2.1.2 Fallas Duarte-La Laborcita (FDL)

Las fallas Duarte-La Laborcita (FDL) están localizadas en el noroeste de la SG, al alto de la falla del Bajío y en el Granito Comanja, su distribución va desde Ibarillas hasta Duarte (Figuras 33 y 34). Estas fallas ya habían sido consideradas como un subsistema

de fallas del SFB por Angeles-Moreno *et al.* (2017); sin embargo, no se les había asignado un nombre.

En las rocas ubicadas en el bloque del alto de la falla del Bajío, las fallas mayores de este subsistema llegan a alcanzar una longitud de traza entre 13 y 18 km. En las fallas se presentan en tres grupos de acuerdo con su orientación, fallas NW-SE, fallas NE-SW y fallas E-W. Las fallas de mayor longitud son las NW-SE. Las fallas NW-SE presentan rumbos N40°W a N50°W con echados de 50° a 80° al SW o NE (Figuras 34 y 36). Las fallas NE-SW presentan rumbos de N20°E a N45°E con echados hacia el NW y SE.

Los tres grupos de fallas tienen de una a tres generaciones de estrías: la primera generación de estrías tiene ángulos pitch de 0° a 20° y de 150° a 180° y corresponde con las fallas con orientación NW-SE, lo cual indica un movimiento predominante lateral y aparecen en planos de falla que cortan únicamente a las rocas del grupo del Ypresiano (Figura 34), siendo sepultadas, ya sea por la parte superior del Conglomerado Duarte o por la ignimbrita Alfaro, que pertenece al grupo del Rupeliano. Algunas de estas fallas con dirección NW-SE y estrías subhorizontales presentan evidencias de una maduración importante, con núcleo de falla con salbanda que varía de 0.30 a 1.0 m de ancho, con estructura trenzada y pliegues de arrastre, rodeada por zonas de brechas que llega a alcanzar hasta 20 m de ancho (Figura 37). No es fácil ver las fallas que cortan solo al grupo del Ypresiano, ya que se encuentran cubiertas por las rocas volcánicas del grupo del Rupeliano o del grupo del Chattiano, solo fue posible observarlas en algunas barrancas profundas (Figura 37). Sobre esas mismas fallas hay una segunda generación de estrías que se sobrepone a las laterales. Esas estrías presentan ángulos pitch de 80° a 120° y desplazamiento de tipo normal. Estas estructuras provocaron un fuerte basculamiento en el Conglomerado Duarte, donde es común ver inclinaciones de 45° (Figura 38) y llegando a alcanzar hasta 80° en algunos lugares cercanos a las zonas de falla. Las mayores inclinaciones fueron observadas en las cercanías de Duarte.

En el bloque del bajo de la falla del Bajío y en el Granito Comanja las fallas Duarte-La Laborcita se presentan con tres direcciones NW-SE, NE-SW y en menor cantidad N-S (Figura 34). Las fallas con mayor longitud son las NW-SE que llegan a alcanzar ca. 8 km. La falla La Campechana es una falla NW-SE que tiene una longitud de más de 8 km y

que parece llegar hasta el Granito Comanja (Figura 34). Esta falla tiene un desplazamiento normal, tiene un núcleo de falla con vetas de cuarzo, alteraciones hidrotermales que han borrado mucho de las estructuras previas al fallamiento normal; la falla corta a rocas del BMSG y al Granito Comanja, pero aparece sepultada por rocas del grupo del Mioceno; sin embargo, parece haber controlado la distribución de algunos centros de emisión de rocas basálticas de ese grupo (Figura 34). La edad de actividad entonces abarcó desde el Eoceno hasta el Mioceno Temprano.

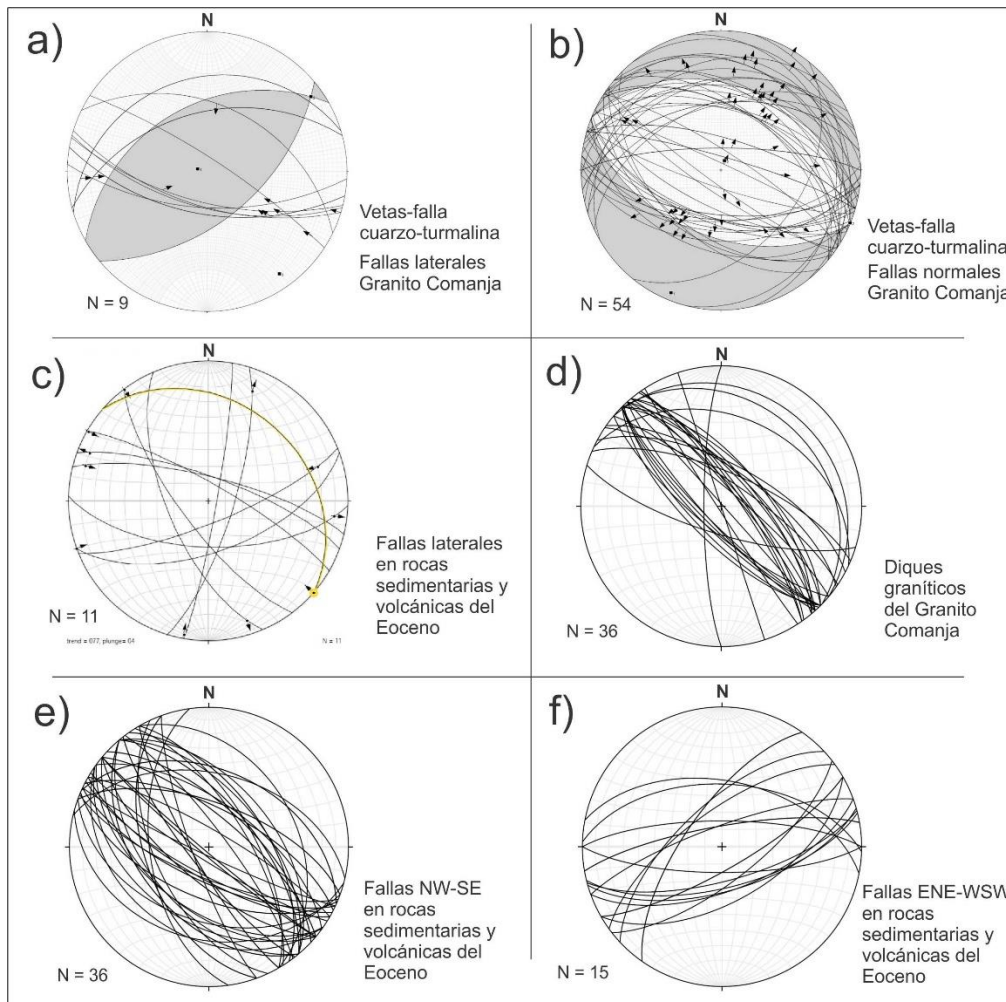


Figura 36. Fallas Duarte-La Laborcita y veta-fallas en el Granito Comanja. a) Fallas laterales con una componente inversa que se presentan en vetas-falla de cuarzo y turmalina del Granito Comanja. b) Veta-fallas cuarzo y turmalina de tipo normal en el Granito Comanja. c) Fallas laterales en rocas sedimentarias y volcánicas del Eoceno. d) Diques graníticos del Granito Comanja. e) Orientaciones de fallas NW-SE en rocas del grupo del Ypresiano. f) Fallas ENE-WSW en rocas del grupo del Ypresiano.

Las fallas Duarte-La Laborcita dentro del Granito Comanja fueron inicialmente descritas como fallas laterales por Yta y Chiodi (1987) sin embargo solo se trataron de manera superficial y son mejor documentadas por Angeles-Moreno *et al.* (2017) quienes describieron vetas de cuarzo y turmalina dentro de las fallas, con cataclasitas y pseudotaquilitas, conteniendo estructuras de deformación formadas en condiciones de deformación dúctil-frágil y frágil. Angeles-Moreno *et al.* (2017) mencionaron que las vetas-falla de cuarzo-turmalina son fallas y segmentos de fallas enlazados (“*Linked faults*”) con una cinemática de fallas laterales con una pequeña componente inversa y que parte de su desarrollo fueron contemporáneas con fluidos hidrotermales que depositaron el relleno de turmalina.

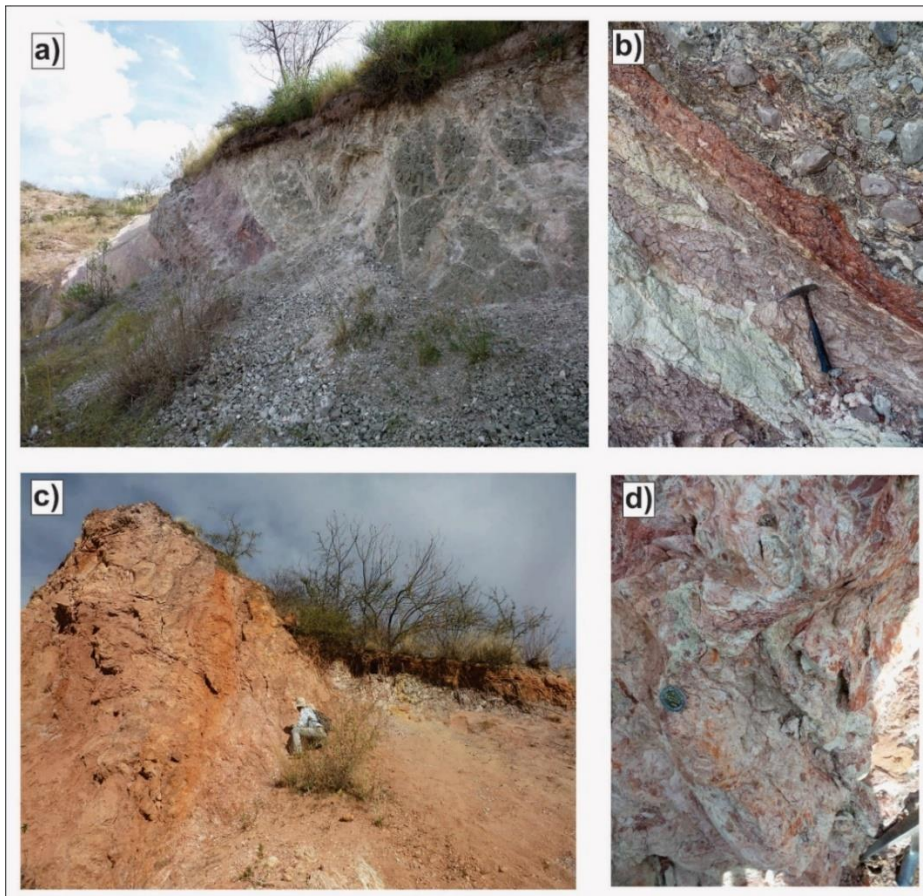


Figura 37. Fallas Duarte-La Laborcita. a) Falla de Los Reyes que pone en contacto la ignimbrita Alfaro con rocas del grupo del Chattiano. b) Acercamiento a la falla Los Reyes, se observa abundante salbanda. c) Falla La Laborcita que pone en contacto rocas del grupo del Ypresiano con el Conglomerado Duarte. d) Salbanda plegada de la falla La Laborcita.

Las fallas laterales en rocas del grupo del Ypresiano, ubicadas al alto de la Falla del Bajío se formaron a menor profundidad que las vetas-falla de cuarzo y turmalina del Granito Comanja (GC) (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Sin embargo, ambos grupos de estructuras presentan en sus planos dos generaciones de estrías, las más antiguas definen una cinemática lateral con componente menor inversa, a las que se sobreponen estrías de falla normal. Esta semejanza sugiere fuertemente que ambos grupos de falla estuvieron activos durante las mismas fases de deformación, la más antigua, lateral, fue documentada por Angeles-Moreno *et al.* (2017) como de edad Ypresiano (51-49.5 Ma).

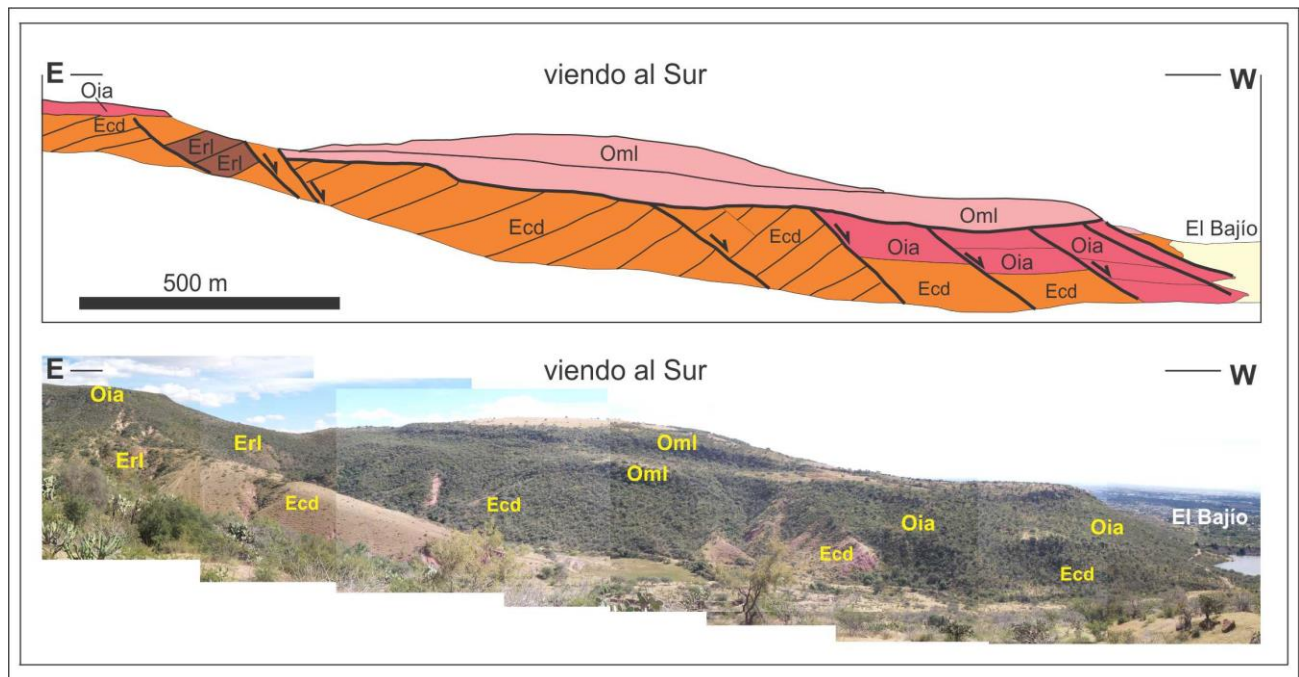


Figura 38. Fallas eocénicas probablemente reactivadas en el Oligoceno y cubiertas discordantemente por la ignimbrita La Media Luna (Oml) del grupo del Chattiano. Se observa el basculamiento de la estratificación del conglomerado (Ecd) y de la riolita La Laborcita (Erl).

6.2.1.3 Fallas que limitan a la cuenca del Bajío (FLCB)

Las fallas que limitan a la cuenca del Bajío (FLCB) son fallas mayores que se encuentran ubicadas en el borde entre la cuenca del Bajío y la Sierra de Guanajuato (Figura 33). Estas fallas están cubiertas por sedimentos del Plioceno y Cuaternario que se depositaron en la Cuenca del Bajío, que abarca desde León hasta Celaya (Trujillo-

Candelaria, 1985; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b; Johannesson *et al.*, 2005; Ramos-Leal *et al.*, 2007). La longitud total de este sistema de fallas es de alrededor de 112 km considerando desde el Graben El Cuarenta hasta Salamanca. Las fallas individuales están en forma de segmentos y son cortadas por los sistemas de fallas de León (NE-SW) (descritas adelante) y el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA). Las direcciones principales de estas fallas son NW-SE, sin embargo, en Celaya tienen dos direcciones NE-SW y NW-SE (Figura 32).

Las fallas NW-SE en el área de León presentan echados hacia el NE y SW, en secciones geológicas que muestran Ramos-Leal *et al.* (2007) parecen tener echados entre 48° y 60° si se toma en cuenta que las secciones tienen la escala vertical exagerada, se les puede asignar desplazamientos verticales entre 150 m y 400 m y fueron descrito por esos autores como fallas normales. En el área de León las rocas afectadas por las fallas que limitan a la cuenca del Bajío (FLCB) son el Conglomerado Duarte, la ignimbrita Alfaro, la Ignimbrita Cuatralba, la ignimbrita La Media Luna, gravas El Capulín y basaltos del grupo del Mioceno de acuerdo con los trabajos de Johannesson *et al.* (2005) y Ramos-Leal *et al.* (2007). Los tipos de rocas de falla son brechas de falla y muy poca cantidad de salbanda y se observaron en afloramientos aislados de la ignimbrita La Media Luna, la ignimbrita Cuatralba y conglomerados que subyacen a estas rocas en las cercanías de las poblaciones de Comanjilla y Duarte (Figura 34).

En la región de Celaya las fallas NW-SE tienen una longitud que varía entre 10 km y 20 km con direcciones de echado al NE (Trujillo-Candelaria, 1985; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b). Los desplazamientos verticales van de 190 m a 230 m en algunas fallas, con base en registros de pozos de agua subterránea en Celaya (Trujillo-Candelaria, 1985). Las fallas son de tipo normal y se ha inferido que entre Celaya y Juventino Rosas están sepultadas (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b).

Las fallas NE-SW, en el sector de Celaya, no afloran y fueron descritas en la cartografía de Nieto-Samaniego *et al.* (1999b). Se localizan entre Juventino Rosas y Celaya se desconoce información de estas, pero se infiere su existencia con base en la terminación NE-SW de la Sierra de Codornices hacia el sur. Las fallas deben ser de tipo normal ya que la ciudad de Celaya está hundida hacia el bloque del alto. La edad máxima de

actividad de estas fallas podría ser del Mioceno ya que las fallas NE-SW que pertenecen a las fallas Salamanca-Celaya (descritas adelante) corta a las rocas volcánicas del grupo del Mioceno.

6.2.1.4 Fallas Salamanca-Celaya (FSC)

En este trabajo se denomina fallas Salamanca-Celaya (FSC) a las fallas que afloran y que limitan la Sierra de Guanajuato hacia el sur. Las fallas Samanca-Celaya se extienden desde Salamanca hasta el oriente de San Miguel de Allende y son segmentos de fallas NW-SE y NE-SW que dan a la sierra una apariencia de forma “aserrada” y que son diferentes al grupo de fallas Norte-Sur que pertenecen al Sistema de Taxco-San Miguel de Allende (STSMA).

Las fallas NW-SE y NE-SW fueron cartografiadas por Nieto-Samaniego *et al.* (1999b) y se extienden en una longitud de 60 km desde Salamanca hasta el oriente de San Miguel de Allende (Figura 33), ya que hay algunas fallas NE-SW que continúan hasta Querétaro (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Los segmentos de falla tienen longitudes que varían de 4 km a 12 km. Los desplazamientos verticales son estimados que están entre 300 y 350 m, considerando el nivel del escarpe de la sierra y el espesor de los rellenos de la cuenca del Bajío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

En el área de El Naranjillo, a 8 km al norte de la población Juventino Rosas, tanto las fallas NW-SE y NE-SW son de tipo normal con presencia en su núcleo de brechas de falla y que afectan a rocas metabasálticas y volcanosedimentarias del BMSG así como al Conglomerado Guanajuato, riolita Chichíndaro y a rocas volcánicas máficas del grupo del Mioceno. Las fallas NW-SE basculan a derrames de la riolita Chichíndaro entre 10° y 25° hacia el oriente y son cubiertas discordantemente hacia el norte por mesetas de andesita del grupo del Mioceno. Las fallas NE-SW, a diferencia de las fallas NW-SE desplazan verticalmente a las mesetas de andesitas entre 30 a 90 m.

En el área de Neutla los dos grupos de fallas NW-SE y NE-SW afectan al BMSG y a rocas del grupo del Rupeliano y del Mioceno. Las fallas NW-SE controlan la distribución de domos riolíticos que tienen minas caolín, alunita y estaño (López-Ramos,

1957; Arellano *et al.*, 1960) mientras que las fallas NE-SW desplazan verticalmente entre 80 a 100 m a rocas andesíticas y basaltos del grupo del Mioceno.

La edad de la actividad más antigua de estas fallas (NW-SE y NE-SW) parece ser del Oligoceno y las fallas NE-SW fueron las últimas en mostrar actividad de acuerdo con las observaciones de Nieto-Samaniego *et al.* (1999a) y (2012) en Salamanca y Celaya. Las fallas NE-SW presentan una expresión más clara y continua en rumbo, con desplazamientos aparentes de tipo normal con echados al NW y SE (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). En San Miguel de Allende este sistema de fallas NE-SW corta al Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende y corta a derrames lávicos del Volcán Palo Huérfano fechados en ca. 12.1 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996), y también afecta a la ignimbrita Cañada La Virgen de ca. 28.6 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) por lo que el sistema ha tenido actividad desde Oligoceno con reactivación en el Mioceno y esta última actividad se ha asociado a fallas extensionales con vulcanismo sincrónico de la FVTM del Mioceno al reciente (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002).

6.2.2 Fallas León (FL)

Las fallas León están ubicadas en la cuenca El Bajío, en el Valle de León, Gto. (Figuras 33 y 34). Estas fallas no afloran, están cubiertas por los sedimentos que rellenan la cuenca y fueron inferidas por el truncamiento de unidades estratigráficas y cambios en los espesores del relleno, que fueron documentado en pozos de agua (Johannesson *et al.*, 2005; Ramos-Leal *et al.*, 2007). La extensión mínima de estas fallas es de 34 km desde Duarte hasta las fallas N-S del graben de San Francisco del Rincón (fuera del área de estudio). Las fallas de acuerdo con Ramos-Leal *et al.* (2007) tienen rumbos NE-SW con echados al NE y SW formando fosas y pilares estructurales, con desplazamientos verticales van de 200 m a 400 m y componentes de falla normales. Las unidades desplazadas son el Conglomerado Duarte, la ignimbrita Alfaro, la ignimbrita Cuatralba, la ignimbrita La Media Luna y basaltos del grupo del Mioceno (Ramos-Leal *et al.*, 2007).

Las fallas León tuvieron varias fases de actividad, siendo la principal anterior al Chattiano ya que son cortadas por las fallas NW-SE del sistema de fallas que limitan a la Cuenca El Bajío (FLCB) y Fallas Duarte-La Laborcita. La última fase de actividad es del Mioceno ya que corta a basaltos del grupo del Mioceno (Ramos-Leal *et al.*, 2007).

6.2.3 Graben El Cuarenta (GEC)

El Graben El Cuarenta (GEC) o fosa tectónica el Cuarenta (Quintero-Legorreta, 1992) es una estructura que limita a la SG en su parte noroeste (Figura 33). El Graben El Cuarenta se extiende desde las inmediaciones de Lagos de Moreno, Jal., donde se cruza con el Graben de San Francisco del Rincón, hasta un poco al norte de Ojuelos, Jal., y es paralelo en orientación con el Graben de Matancillas (Aranda-Gómez *et al.*, 1989). El Graben El Cuarenta tiene una longitud cercana a 85 km, con un ancho que varía entre 7 y 10 km. De acuerdo con Quintero-Legorreta (1992) las fallas que definen al graben presentan una orientación N50°E. En la zona cercana a su intersección con el Graben de Lagos de Moreno, Quintero-Legorreta (1992), le estimó un desplazamiento vertical de 1000 m y con desplazamientos verticales disminuyendo hacia al noreste. En esta zona sus fallas afectan a rocas del grupo del Rupeliano (Ignimbrita Cuatralba).

La edad de las fases de actividad de las fallas que definen al graben se desconocen, sin embargo, en los bordes aparecen las fallas afectando a la Ignimbrita Cuatralba y domos riolíticos que podrían pertenecer a la riolita Chichíndaro y que sugieren que su fase de actividad pudo haber sido del Oligoceno y además de que es paralelo en orientación con el Graben de Villa de Reyes (GVR) (descrito adelante) (Tristán-González, 1986).

6.2.4 Graben de Villa de Reyes (GVR)

El Graben de Villa de Reyes (GVR) es una estructura mayor ubicada entre la Sierra de Guanajuato y la ciudad de San Luis Potosí con una longitud de ~ 200 km y una anchura promedio de 15 km (Tristán-González, 1986). El graben tiene dirección NE-SW en su porción meridional entre Nuevo Valle de Moreno y San Luis Potosí (SLP), y hacia el norte de la ciudad de SLP cambia a una dirección N-S por la intersección con el SFTSMA. En las cercanías de San Luis Potosí se le estimaron desplazamientos verticales que alcanzan los 500 m, basándose en el desplazamiento de la latita Portezuelo de 30.6 ± 1.5 Ma (Labarthe-Hernández *et al.*, 1982). De acuerdo con Tristán-González (1986) las fallas que presenta el graben, entre San Felipe y Nuevo Valle de Moreno son fallas de tipo normal con rumbos que varían del N30°E a N57°E y existen fallas que segmentan al graben con direcciones N50°W a N40°W; algunas de estas fallas definen pilares y fosas estructurales (Tristán-González, 1986).

Las fallas NE-SW afectan a rocas de la riolita Chichíndaro y la Ignimbrita Cuatralba. Entre Nuevo Valle de Moreno y San Felipe, en los hombros norte y sur del graben, se observa domos de la riolita Chichíndaro alineados con las fallas NE-SW. Dichos domos fueron fechados en 30.7 ± 0.8 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996, K-Ar en sanidino) y 29.2 ± 0.8 Ma (K-Ar en biotita) (Aguillón-Robles *et al.*, 1994). Las rocas de estos domos riolíticos también se encuentran dentro del graben (Tristán-González, 1986 y Martínez-Reyes, 1992). Entre Nuevo Valle de Moreno y Arperos se presentan fallas NW-SE que cortan a las fallas NE-SW del GVR (Tristán-González, 1986 y Martínez-Reyes, 1992). Las fallas NW-SE y los centros volcánicos del grupo del Mioceno alineados NW-SE en el sector noroeste de la SG, como los basaltos de Mesa del Obispo, evidencian que las fallas NE-SW del GVR son más antiguas que el SFB, además de que el sistema de Fallas del Bajío tuvo desplazamientos de cientos de metros en el Mioceno Tardío (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) que también es demostrado por el desplazamiento del basalto El Cubilete.

Tristán-González (1986) propuso que existieron otras fallas más antiguas al GVR y que que sus direcciones son N-S y NW-SE y que se encuentran sepultadas en el interior del graben y que pudieron formarse alrededor de los 32 Ma. Una segunda fase que ocurrió entre los 32 y 29 Ma con desarrollo de las fallas NE-SW con echados de 60° a 75° y que fue contemporánea con el emplazamiento de los domos riolíticos del grupo del Rupeliano. Una última fase con el emplazamiento de la Riolita Panalillo.

6.2.5 Graben de La Saucedá (GLS)

El Graben de La Saucedá (GLS) fue definido como estructura importante en la SG por Nieto-Samaniego *et al.* (1992); es una estructura ENE-WSW que limita al DMG en su parte sur y a la Sierra Codornices en su parte norte (Nieto-Samaniego *et al.*, 1992). Es definido por dos fallas principales de acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (1992), la falla La Gloria, al norte y la falla meridional (falla El Chorro) al sur (Figura 33). Existe una falla septentrional (falla El carrizal) en la parte norte del graben y al norte de la falla La Gloria que es la que limita a las vetas mineralizadas del DMG (Baez-López, 2014; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y que es de menor longitud a la falla La Gloria. La longitud del graben es de ~ 17 km, con un ancho de 7.5 km extendiéndose desde la Saucedá hasta

el Xoconoxtle. Nieto-Samaniego *et al.* (1992) determina un desplazamiento vertical de la fosa de ca. 400 m tomando en cuenta el desplazamiento de la riolita Chichíndaro.

Las fallas La Gloria y falla Meridional (falla El Chorro) son fallas normales con direcciones de NE-SW. En específico, la falla Meridional es una zona de falla con dirección N65°E y echados que varían entre 60° a 80° al NW y SE; a lo largo de su longitud la falla es segmentada por fallas con direcciones de N45°W como en la zona de El Chorro. Las rocas de falla que se presentan en las fallas de los hombros del graben son brechas de falla con rellenos de arcilla y a veces con presencia de minerales hidrotermales como cuarzo, calcita, sericita y pirita. Las fallas cortan a las andesitas del Rupeliano de ca. 31 Ma, a la riolita Chichíndaro de ca. 30.8 ± 0.8 Ma (K-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996) y la ignimbrita San Nicolás de 24.8 ± 0.6 Ma (K-Ar en sanidino) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996). La ignimbrita San Nicolás fue reportada dentro del graben estando intercalada con los sedimentos que lo rellenan (Nieto-Samaniego, 1992). El desplazamiento de las rocas del grupo del Rupeliano y del Chattiano sugiere que la actividad de las fallas continuó después de los 24 Ma.

Entre las fallas El Carrizal y La Gloria se ubica un alineamiento NE-SW de domos riolíticos de la riolita Chichíndaro y a lo largo de la continuación de la falla La Gloria hacia el ENE cortan al Sistema de Fallas y vetas NW-SE que vienen de la prolongación hacia el sur de las vetas-falla de Santa Rosa de Lima y Peregrina del Distrito Minero de Guanajuato (DMG) (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). El graben, en su prolongación al poniente, hacia la depresión de El Bajío, corta al Sistema de Fallas El Bajío (SFB). La falla El Chorro, que es la falla que forma el hombro sur del graben, se presenta como una zona de fracturas, vetas-falla y fallas normales WNE-WSW que corta a las fallas NW-SE del Sistema de Fallas de la Sierra Codornices-Salamanca. (Nieto-Samaniego, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) (Figura 33).

El Graben de La Saucedá (GLS) segmenta a la Sierra de Guanajuato, al igual que el GVR y con el Graben El Cuarenta; sin embargo, el GVR no corta al SFB mientras que el GLS sí, lo que sugiere que el GLS es más joven al GVR y puede ser contemporáneo con el Graben El Cuarenta.

6.2.6 Fallas del Distrito Minero de Guanajuato (FDMG)

Las fallas del Distrito Minero de Guanajuato (FDMG) son fallas y vetas-falla localizadas dentro del DMG; Nieto-Samaniego (1992) las nombró fallas del Distrito Minero de Guanajuato. El DMG fue descubierto en 1548 y desde entonces ha estado produciendo mineral durante más de 450 años (Davis *et al.*, 2009) y este mineral se encuentra en fracturas y fallas de las fallas del DMG en forma de vetas epitermales. Las fallas han sido cartografiadas y estudiadas por numerosos trabajos con fines de geología económica y de investigación geológica básica (Botsford, 1909; Wandke y Martínez, 1928; Edwards, 1955; Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970; Gross, 1975; Clark *et al.*, 1982; Nieto-Samaniego, 1985, Aranda-Gómez *et al.*, 1989; Vasallo *et al.*, 1989; Martínez-Reyes, 1992; Randall *et al.*, 1994; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015).

Las fallas del DMG están limitadas en dirección noroeste por el GVR, al sureste por Graben de la Saucedá, al oeste y suroeste por el SFB y la falla El Bajío; al noreste y al oriente por la falla Quinteros (Figura 39). Las fallas del DMG están formadas por fallas con direcciones NW-SE, NE-SW, E-W y N-S (Figura 34). La gran mayoría de estas estructuras son fallas que tuvieron desplazamiento de tipo normal (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). Estas fallas cortan a rocas del grupo volcánico Guanajuato y a la riolita Chichíndaro.

Las fallas NW-SE llegan a alcanzar longitudes de entre 20 y 30 km con desplazamiento tipo normal y presentan zona de falla con intenso fracturamiento y con alteración hidrotermal, y las zonas del núcleo de falla presentan vetas de cuarzo que son de interés económico en el distrito; las fallas NW-SE comprenden a los sistemas de vetas de La Luz, sistema de Veta Madre, y las vetas de La Sierra (Wandke y Martínez, 1928; Echegoyen-Sánchez *et al.*, 1970; Davis *et al.*, 2009). El sistema de vetas La Luz toma el nombre del pueblo de Mineral La Luz y las vetas-falla tienen una longitud que llega a alcanzar los 11 km e incluye a vetas importantes como veta La Luz y veta Bolañitos (Figura 39); en general tienen una cinemática de falla normal, aunque varios trabajos de cartografía minera reportan componentes oblicuas y laterales (Beare y Sostre, 2008); este sistema de vetas-falla es cortado al norte por la falla El Gigante y al sur por la falla Amparo. El sistema de Veta Madre incluye a la Veta Madre, fallas y vetas-falla al alto y

bajo de la Veta Madre. La Veta Madre tiene una longitud conocida de ca. 16 km desde la Falla El Carrizal hasta al norte de la mina Cebada, y después su traza no es clara por ca. 8 km hasta el cerro El Gigante y La Giganta. En su parte central la Veta Madre tiene un desplazamiento vertical de 1400 m de acuerdo con Gross (1975); es una falla normal que presenta en el núcleo una veta de cuarzo y alteración hidrotermal y en ocasiones puede verse en el reliz de falla varias generaciones de estrías. La Veta Madre corta al Conglomerado Guanajuato y a rocas del GVG así como a la riolita Chichíndaro. Las edades de la mineralización que se encuentra en el núcleo de la Veta Madre son reportadas por Gross (1975) en 29.2 ± 2.0 Ma, 28.3 ± 5 Ma, 30.7 ± 3 Ma (K-Ar en adularia) y otra edad fue obtenida por Nieto-Samaniego *et al.* (2015) en 29.8 ± 0.8 Ma (K-Ar en adularia); estas edades en relación a que los planos de veta-falla presentan estrías de falla sugiere que más de un evento de fallamiento ocurrió sobre el espejo de falla del sistema de Veta Madre.

Las fallas de la Sierra (vetas de la Sierra) se ubican en la parte noreste y este del DMG (Figuras 33 y 39) y comprende a un sistema vetas-falla y de fallas que pueden contener mineralización que van desde la Sierra de Santa Rosa hasta la Falla La Gloria (Campuzano) del graben de La Sauceda. En este sistema están incluidas varias fallas y vetas entre ellas la veta San Nicolás, la falla El Cubo y la veta Villalpando (Randall *et al.*, 1994; Randall-Roberts, 2009). Las fallas tienen una longitud de ca. 27 km y que coinciden con la orientación de domos riolíticos alineados NW-SE de la riolita Chichíndaro. Gross (1975) reportó un desplazamiento vertical de 200 m para las fallas Villalpando-El Cubo. Las fallas de la Sierra presentan orientaciones de $N30^{\circ}-45^{\circ}W$ (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). La mayoría de estas fallas son normales y afecta a rocas del GVG y a la riolita Chichíndaro.

Las fallas NE-SW y E-W están distribuidas por todo el DMG tienen longitudes que varían de decenas de metros a kilómetros. Las fallas mayores de estas direcciones son la falla Aldana, falla El Carrizal y la falla El Gigante que presentan direcciones de $N55^{\circ}E$ (Figura 39). No hay datos de desplazamiento vertical para estas fallas NE-SW. Las fallas presentan una cinemática de falla normal y a veces con una componente de falla oblicua. Las rocas de falla que se presentan en el núcleo de estas fallas son brechas de falla con salbanda con evidencias de alteración hidrotermal. Estas fallas al igual que las fallas

NW-SE afectan al BMSG, Conglomerado Guanajuato, rocas del GVG y a la riolita Chichíndaro del grupo del Rupeliano. Las fallas NE-SW cortan a fallas NW-SE mientras otras fallas parecen enlazar o acomodar a segmentos de fallas NW-SE; debido a que cortan a las fallas NW-SE éstas fallas NE-SW parecen tener un periodo de actividad del fallamiento posterior a las fallas NW-SE.

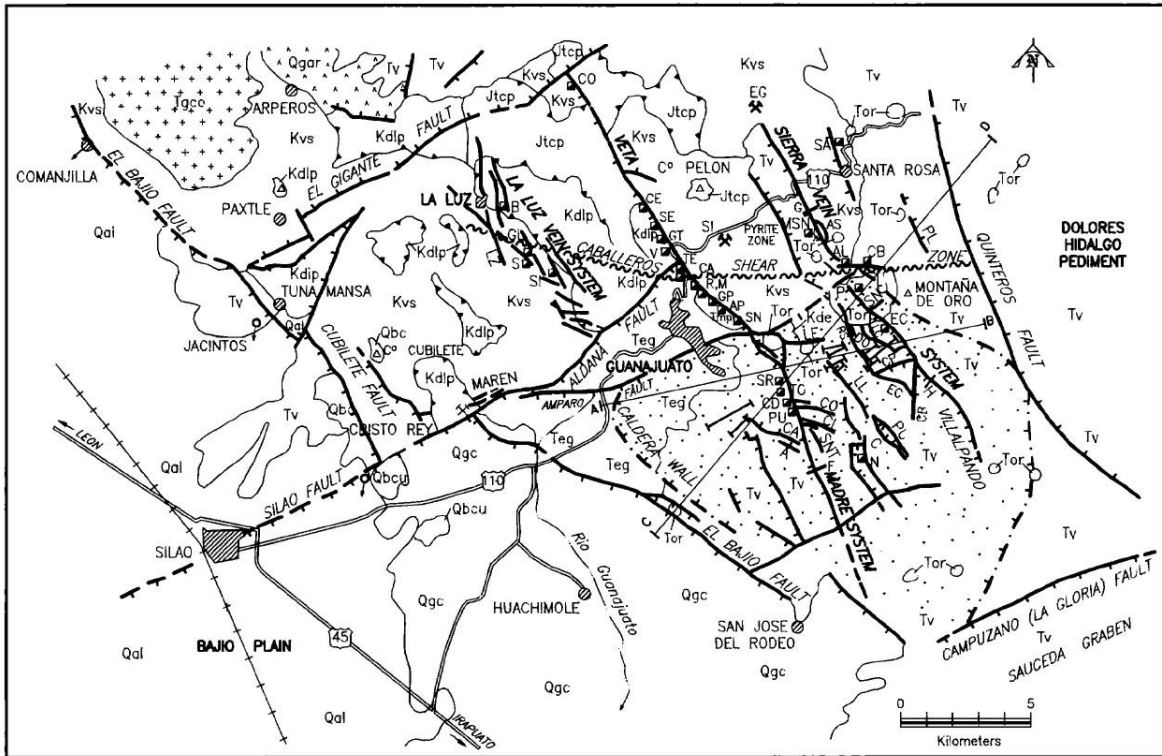


Figura 39. Sistema de fallas y vetas del DMG (Randall et al., 1994).

La actividad de las fallas del DMG inició desde el Eoceno con un fallamiento extensional que afectó al Conglomerado Guanajuato (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) posteriormente Nieto-Samaniego *et al.* (2015) reconocen que hay fallas cubiertas por la riolita Chichíndaro e interpretan que durante la formación del GVG entre 33.5 y 31.3 ma. estuvieron fallas normales activas relacionadas con una extensión NE-SW. De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (2015) la actividad del fallamiento continuó poco después del emplazamiento de la riolita Chichíndaro ca. 29 Ma coincidiendo con un pulso de mineralización de la veta Madre y una extensión NW-SE.

6.2.7 Fallas de la Sierra Codornices (FSCO)

Las fallas de la Sierra Codornices (FSCO) es un sistema de fallas que se ubica dentro de la Sierra Codornices, se extiende desde la falla El Chorro hasta las fallas Salamanca-Celaya (FSC) en su parte sur (Figuras 33 y 40). Estas fallas presentan tres direcciones preferentes NW-SE, NE-SW y N-S (Figura 40) formando arreglos complejos entre ellas en toda la sierra.

Las fallas NW-SE se presentan como segmentos de falla con longitudes de varios kilómetros, llegando a alcanzar, las más grandes, un poco más de 5 km. Los desplazamientos verticales de estas fallas no se conocen ya que están cubiertas las unidades desplazadas (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Las fallas tienen direcciones de N45°-65°W con echados que varían de 50 a 75 ° al NW y SE; la mayoría son fallas extensionales de tipo normal. Las rocas de falla que se presentan son brechas de falla con fracturamiento asociado y a veces con evidencias de hidrotermalismo. Las fallas NW-SE afectan al BMSG, al Conglomerado Guanajuato, andesita de la base del Rupeliano, riolita Chichíndaro y a la Toba Cañada La Virgen. En localidad de El Naranjillo a 9 km al norte de Juventino Rosas (Figura 40) aflora el el BMSG y el Conglomerado Guanajuato (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b); en esta localidad las fallas NW-SE se observaron desplazando a lavas metabasálticas del BMSG, así como al Conglomerado Guanajuato y a Riolitas equivalentes a la riolita Chichíndaro, pero son sepultadas por andesitas que forman mesetas hacia el norte de El Naranjillo. Las riolitas de la riolita Chichíndaro en Naranjillo están basculadas entre 10° y 40° hacia el oriente. La edad máxima de actividad parece ser del Oligoceno ya que corta a las riolitas de Chichíndaro. En el área de La Joya, hacia el centro de la Sierra Codornices también se cartografió al conglomerado Guanajuato afectado por estas fallas NW-SE (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Muchas de estas fallas son sepultadas por rocas del grupo del Chattiano (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). En Cañada La Virgen las fallas NW-SE cortan a la andesita de la base del Rupeliano 30.7 ± 0.4 Ma (K-Ar, roca entera) (Cerca-Martínez *et al.*, 2000), y también a Toba Cañada La Virgen de ca. 29 Ma ya que basculan a esta entre 10° a 15° hacia el este, pero no parecen afectar a la Ignimbrita Cañada La Virgen de ca. 28 Ma y a la ignimbrita San Nicolás de ca. 24 Ma. Con base en las relaciones estratigráficas, las fallas NW-SE parecen haber tenido su principal actividad de fallamiento en el Oligoceno y que

después fueron activadas en el Mioceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b, 2012). En Cañada La Virgen la discordancia entre Toba Cañada La Virgen y la Ignimbrita Cañada La Virgen sugieren un pulso de fallamiento antes de los ca. 28 Ma. Las fallas NW-SE afectan a mesas de basaltos del Mioceno en la región de Neutla y esto soporta que la última actividad fue durante el último durante el Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012).

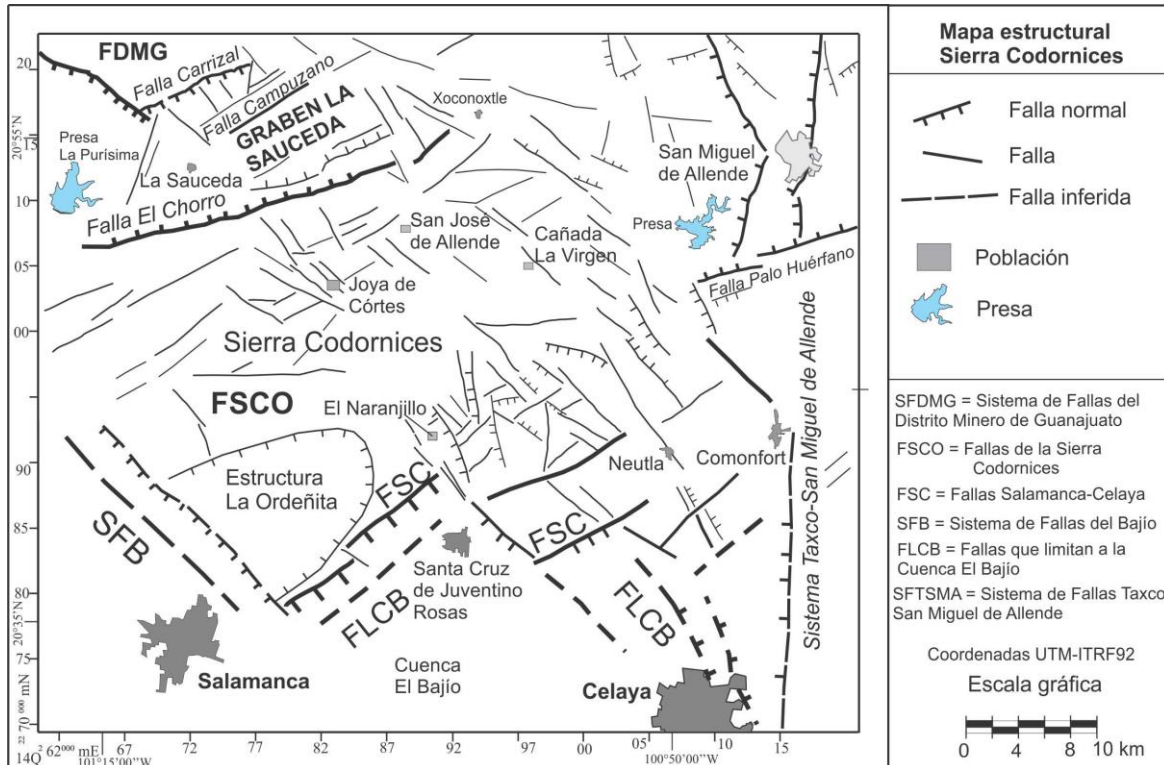


Figura 40. Fallas de la Sierra Codornices (FSCO).

Las fallas NE-SW aparecen en toda la Sierra de Codornices y se extienden desde la Falla El Chorro hasta la población de Juventino Rosas (Figura 40); son más notorias y mejor definidas en su expresión en la zona de Joya de Cortés y entre El Naranjillo y Neutla (Figura 40); estas fallas tienen longitudes variables, las de mayor longitud alcanzan ca. 15 km y las más cortas de ca. 3 km. La mayoría de las fallas tienen direcciones de $N45^{\circ}$ - $70^{\circ}E$ y echados que varían entre 45° y 85° tanto al NW y al SE. Nieto-Samaniego *et al.* (2012) describe a las fallas NE-SW con desplazamientos verticales de ca. 50 m con cinemática de tipo normal con componentes laterales menores. La mayoría de las fallas cortan a rocas volcánicas del grupo del Rupeliano y la última unidad que corta es a la

ignimbrita San Nicolás del grupo del Chattiano (Nieto-Samaniego, 1992; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). En el sector de San José de Allende las fallas NE-SW cortan al basalto Mesa San José del Mioceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012). Nieto-Samaniego (2012) determina que las fallas NE-ENE fueron las últimas en mostrar actividad ya que también cortan a fallas NW-SE.

Existen otras fallas N-S que Nieto-Samaniego *et al.* (2012) cartografiaron y que tienen desplazamientos verticales pequeños, menores a 20 m. Los rumbos que determinaron varían de N3°E a N5°E con echados al Este y al Oeste, y que afectan a rocas volcánicas de la FVTM por ello Nieto-Samaniego *et al.* (2012) les asignaron una edad de actividad entre Plioceno y Cuaternario.

7. Discusión

7.1 Eventos de deformación

A partir de la integración de nuevos datos estratigráficos, discordancias, nuevos datos isotópicos y estructurales de este trabajo, y datos de los trabajos de Nieto-Samaniego *et al.* (2012), Nieto-Samaniego *et al.* (2015), Botero-Santa *et al.* (2015) y Angeles-Moreno *et al.* (2017) se logran interpretar cuatro eventos de deformación para la Sierra de Guanajuato (SG). El evento D1 corresponde al evento de acortamiento Laramide de edad Campaniano (ca. 83 Ma)-Ypresiano (ca. 55 Ma); el evento D2 fue un evento transicional del paso del evento D1 de acortamiento a un evento extensional (D3); este evento D2 fue de fallamiento lateral de edad Ypresiano (ca. 51 Ma) documentado en parte por Angeles-Moreno *et al.* (2017). El evento D3 es un evento extensional con al menos dos fases de deformación: D3F1 extensión del Lutetiano-Priaboniano y D3F2 extensión del Oligoceno, y por último el evento D4 con extensión del Mioceno a Plioceno-Pleistoceno que corresponde a la actividad de la FVTM (Figura 41).

7.1.1 Evento D1 (Laramide)

El evento de deformación D1 fue un evento de acortamiento, las estructuras que participaron de esta deformación son las fallas inversas de régimen frágil-dúctil con rumbos NW-SE, pliegues falla con ejes de pliegue NW-SE, pliegues de crenulación que deforman una foliación milonítica previa y pliegues de tipo abierto a apretados (Martini *et al.*, 2013). Las fallas inversas aparecen en el BMSG con rumbos NW-SE y echados entre 35° a 50° al SW. La unidad más joven afectada por este evento no aflora en la Sierra de Guanajuato sin embargo el Granito Comanja de ca. 51 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017) no está afectado por esta deformación y este granito intrusión al BMSG.

La unidad más antigua del BMSG afectada por este evento, en la sierra de Guanajuato, es la Caliza La Perlita que es considerada de edad Albiano-Cenomaniano basado en su contenido fósil (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992). Adicionalmente al este de San Miguel de Allende, Martini *et al.* (2016) obtuvo edades K-Ar de ca. 79-83 Ma en micas desarrolladas dentro de fallas inversas que cortan a rocas sedimentarias que tienen edades paleontológicas del Albiano-Cenomaniano. Esto permite establecer que la edad más antigua de este evento es Albiano-Cenomaniano.

En el área de San Luis Potosí, Cuéllar-Cárdenas *et al.* (2012) ubicó el término de esta deformación posterior a los 62 Ma, en San Luis Potosí, ya que observó al granito de Cerro de San Pedro, fechado en 62 Ma, afectado por fallas inversas con vergencia al NE y este evento lo interpretó como el evento Laramide. El final de la Orogenia Laramide en la SG, Angeles-Moreno *et al.* (2017) lo propusieron que ocurrió entre 62 y 52 Ma con base en las relaciones geológicas y edad del Granito Comanja en el sector noroeste de la SG. De esta manera, la deformación Laramide en la Sierra de Guanajuato parece haber ocurrido entre ca. 80 Ma y 62-51 Ma, y sugiere un período de tiempo de ca. 28 Ma y/o 30 Ma de actividad de la orogenia.

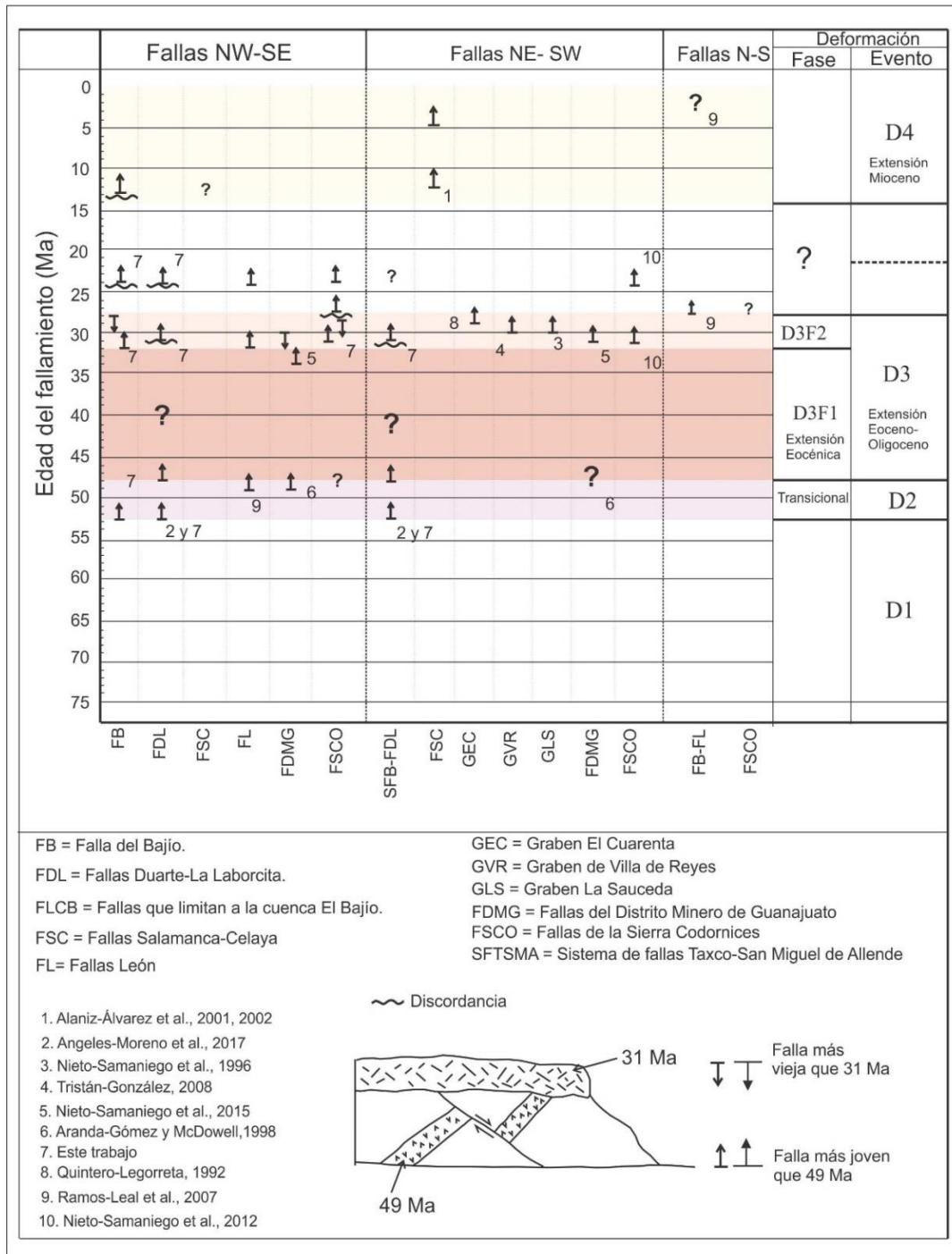


Figura 41. Eventos de deformación en la Sierra de Guanajuato. Se estableció que la falla (o fase de fallamiento) es más joven que la roca cortada y es más vieja que la roca que la cubre. Se muestran las estructuras y fallas mayores de las sierras de Guanajuato y Codornices.

7.1.2 Evento D2 Transicional (Ypresiano)

El evento D2 es un evento transcurrente y transicional del Ypresiano que ocurrió después del acortamiento laramídico D1 y antes de la fase de extensión D3 (Figura 41); D2 comprende a las fallas Duarte-La Laborcita que afectan a rocas volcánicas y sedimentarias de edad Ypresiano ubicadas al alto de la falla del Bajío, y a las vetas-falla de turmalina y cuarzo del Granito Comanja, que fueron documentadas en el área de Duarte, al bajo de la falla del Bajío (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). La actividad de este evento ocurrió entre ca. 52 ca. 49 Ma, ya que las fallas cortan al Granito Comanja y a la riolita La Laborcita y en el Granito Comanja las vetas-falla de cuarzo-turmalina son cortadas por diques graníticos de 49.5 Ma de edad (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). En el Granito Comanja las vetas-falla de cuarzo y turmalina presentan evidencias texturales de deformación dúctil-frágil como cataclasitas y que son cortadas por estructuras con deformación frágil. Estas estructuras se desarrollaron a ca. 7 km de profundidad, de acuerdo con los resultados de geobarometría en anfíbol del granito.

Las fallas que afectan a rocas del Ypresiano en el bloque del alto de la falla El Bajío presentan un desarrollo de brechas de falla en la zona de daño y salbanda en el núcleo de falla, esas rocas de falla se desarrollaron en condiciones frágiles (Figura 37). Algunas de estas fallas están cubiertas discordantemente por rocas del grupo del Rupeliano, lo que ubica a D2 antes del Oligoceno. Esas fallas tienen desplazamiento principalmente lateral (Figura 34), con una componente pequeña de desplazamiento inverso, evidenciados por estrías de fallas con ángulos pitch de bajos a moderados (Figura 42). La inversión de los datos de estrías de falla indica un fallamiento lateral con el principal acortamiento con dirección NW y la dirección del mínimo acortamiento vertical (Figuras 42 y 43), que es similar a los datos que presenta Angeles-Moreno *et al.* (2017) para las vetas-falla cataclásticas de cuarzo y turmalina que afectaron al GC. Es importante señalar que sin embargo la profundidad durante el desarrollo de las fallas de la Laborcita y del Granito Comanja fue muy diferente, en la Laborcita se desarrollaron muy cerca de la superficie pues afectan a lavas volcánicas y los núcleos de falla contienen salbanda y/o brechas de falla, mientras que las fallas en el Granito Comanja se desarrollaron alrededor de 7 km de profundidad (véase sección 4.2.1.3. de geobarometría y tabla 5). Este evento D2 (52-49 Ma) afectó en dos distintos niveles de la corteza y ahora están yuxtapuestos

por el Sistema de Fallas del Bajío. Los sistemas de fallas de este evento fueron interpretados como el registro de la transición entre el régimen de acortamiento Laramide y de extensión del Cenozoico (Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

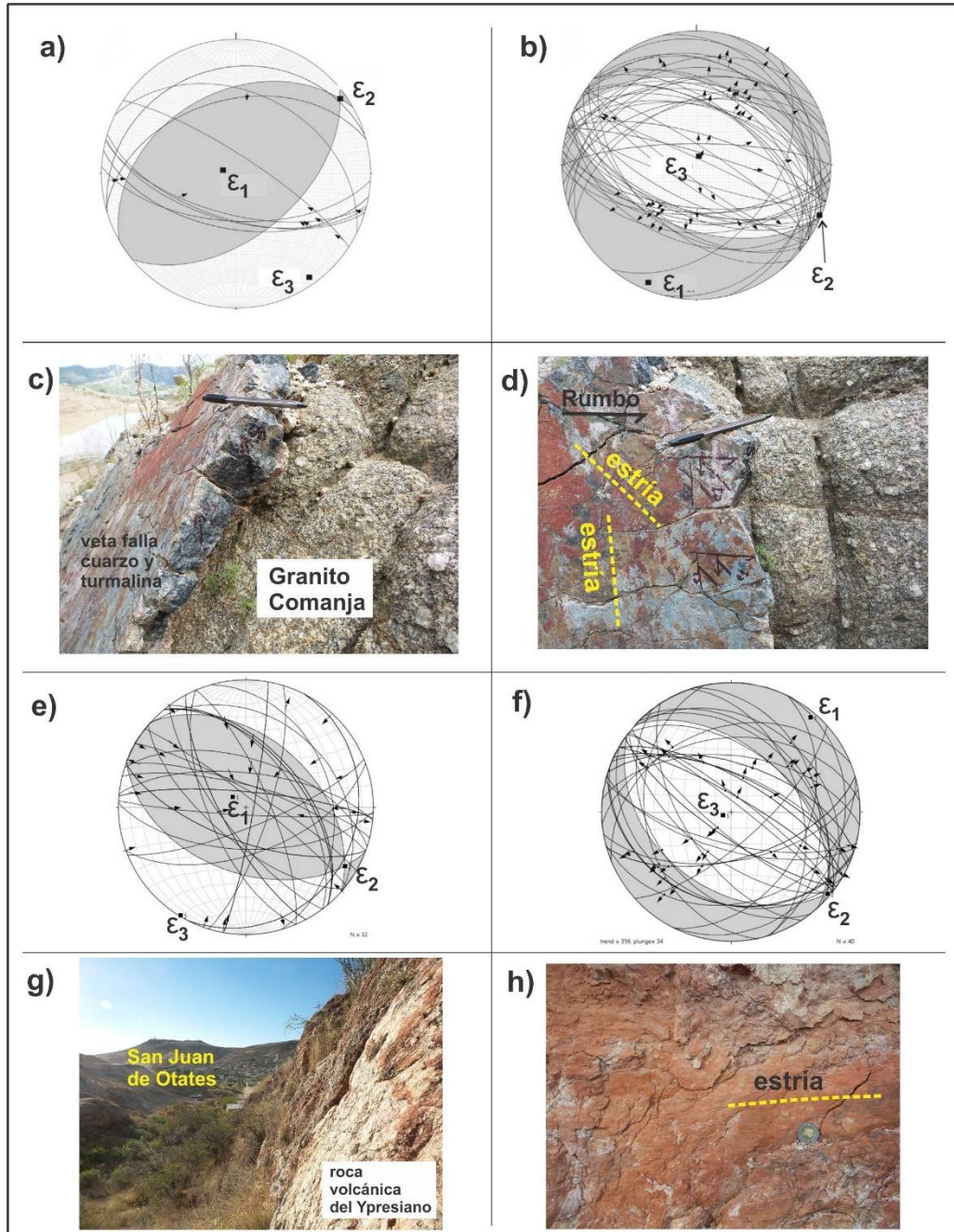


Figura 42. Orientación de planos de falla y estrías de fallas laterales y normales en rocas del grupo del Ypresiano. a) Estereograma de las vetas-falla de cuarzo y turmalina del Granito Comanja, obsérvese que el eje de acortamiento es vertical y el desplazamiento lateral de las fallas indican un fallamiento lateral con una pequeña componente inversa, datos tomados de

Angeles-Moreno et al. (2017). b) *Estrías normales oblicuas en las mismas fallas que a), obsérvese que el eje de acortamiento es vertical; el tratamiento estadístico es igual que para a).* c) y d) *Fotografías de campo de vetas-falla de cuarzo y turmalina en el Granito Comanja con dos generaciones de estrías sobrepuestas, laterales inversas y normales oblicuas.* e) *Estereograma de fallas laterales inversas con eje principal de acortamiento horizontal orientado NE-SW en rocas volcánicas y sedimentarias del grupo del Ypresiano; obsérvese que eje de acortamiento mínimo es vertical, igual que en el caso de a).* f) *Estrías normales oblicuas en las mismas fallas de e), el eje de acortamiento es vertical indicando fallamiento extensional. Las estrías laterales están ubicadas en la intersección de fallas, eso puede sugerir una interacción cinemática de acuerdo con Nieto-Samaniego y Alaniz-Álvarez, 1997.* g) y h) *Ejemplo de campo de fallas en rocas volcánicas del grupo del Ypresiano utilizadas en e) y f).* Para el análisis de los datos de falla se utilizó el software libre Stereonet 9.8.3 Richard W. Allmendinger © 2011-2016 y Faultkin 6.0 Richard W. Allmendinger © 2013. Para la inversión de datos de falla este programa utiliza el método de inversión linked Bingham tensor y la solución es presentada mostrando los ejes principales de deformación y la “pelota de playa”.

7.1.3 Evento D3 (extensional)

El evento D3 es de carácter extensional, está registrado en toda la SG y definido por relaciones estratigráficas y discordancias. Este evento ocurrió en condiciones frágiles activando a fallas normales y normales oblicuas que se habían originado probablemente durante el evento D2. Este evento tuvo por lo menos 2 fases de deformación, D3F1 y D3F2, que ocurrieron durante el intervalo Eoceno Medio a Mioceno Temprano, antes del emplazamiento de las rocas volcánicas de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

7.1.3.1 Fase de deformación D3F1 (Lutetiano-Priaboniano)

Muchas de las fallas mayores formadas durante el evento D2 fueron reactivadas durante la fase de deformación D3F1. Como se mostró en la Figura 42, en las fallas Duarte-La Laborcita y en las vetas-falla de cuarzo-turmalina del GC se presenta una segunda generación de estrías, con ángulos *pitch* preferentes de 70° a 90°. En el área de Duarte las fallas se observaron desplazando a las rocas eocénicas, pero no a rocas oligocénicas, y en algunas partes, se observaron cubiertas por algunos niveles del Conglomerado Duarte. Los desplazamientos de estas fallas no se conocen, pero se infiere que fueron muy grandes, ya que estas fallas originaron basculamientos grandes

en el Conglomerado Duarte observándose estratos con echados de 40° y hasta 80° en las inmediaciones de la población La Laborcita. Las direcciones del alargamiento máximo durante esta fase fue NE 40-80° SW (Figura 43).

Las fallas fueron contemporáneas con el depósito de niveles superiores del Conglomerado Duarte, ya que se observa que los espesores aumentan en la cercanía de estas fallas y algunas de estas se cubren por las ignimbritas del grupo del Rupeliano (Figura 20). El análisis sedimentario de Miranda-Avilés *et al.* (2016) del Conglomerado Duarte sugieren que hubo fallas activas extensionales con sedimentación clástica al pie de estas fallas.

Estas fallas podrían haber contribuido con la exhumación del Granito Comanja posterior al evento D2 (Angeles-Moreno *et al.*, 2017) y antes de la fase de deformación D3F2 de ca. 30 Ma que afectó a rocas del Rupeliano.

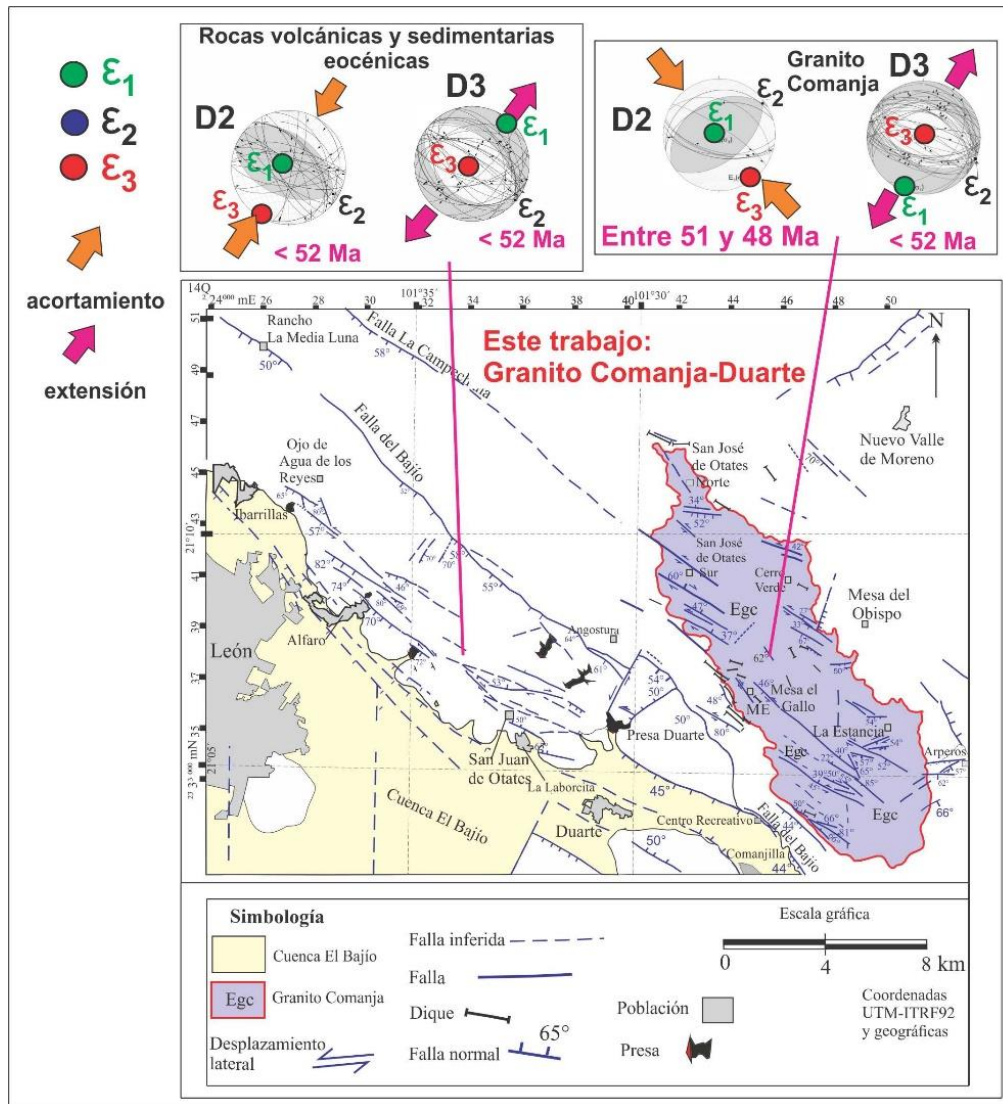


Figura 43. Direcciones principales de acortamiento y extensión durante D2 y D3 en rocas del grupo del Ypresiano de la Sierra de Guanajuato (Botero-Santa *et al.*, 2015; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012, 2015; Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

7.1.3.2 Fase de deformación D3F2 (ca. 30 Ma)

La fase de deformación D3F2 ocurrió en el Oligoceno Temprano (alrededor de ca. 30 Ma). Esta fase de deformación formó las estructuras mayores de la SG originando actividad en algunas de sus fallas. El SFB (Botero-Santa *et al.*, 2015), fallas de León (Ramos-Leal *et al.*, 2007), graben El Cuarenta (Quintero-Legorreta, 1992), GVR (Tristán-González, 1986, 2008), el graben de La Sauceda (Nieto-Samaniego *et al.*, 1992), SFDMG (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y SFSCS (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), presentan

evidencias de fallas que afectan a rocas del Rupeliano y están cubiertas por las rocas del grupo del Chattiano.

La fase de deformación D3F2 ocurrió entre los ca. 33 a los ca. 28 Ma ya que afecta a las rocas piroclásticas del Rupeliano de ca. 30 Ma, estas rocas presentan basculamiento y las fallas de este basculamiento son cubiertas discordantemente por rocas de edad equivalente a la Ignimbrita Cañada La Virgen (ca. 28 Ma). Esta fase de fallamiento fue datada en el DMG en la veta Madre ca. 30 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). En el DMG las fallas de este evento fueron aprovechadas por el emplazamiento de los domos riolíticos de la riolita Chichíndaro. Las fallas de este evento se desarrollaron bajo dos direcciones de extensión principal al NW-SE y NE-SW como se documentó en la Sierra de Codornices (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012) (Figura 44).

Las fallas pertenecientes a esta fase D3F2 son de tipo normal, con rumbos NW-SE y NE-SW mayoritariamente, pero las hay en cantidad menor N-S. En general las fallas tienen echados $>45^\circ$ y tuvieron actividad sincrónica con el desarrollo del grupo del Rupeliano y del Chattiano. Esta fase de deformación produjo las fallas que configuraron a la Sierra de Guanajuato, y tuvo asociados yacimientos epitermales de importancia económica (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) en el DMG y con fallas que se desarrollaron con una dirección de extensión al NE-SW (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) (Figura 44).

En el área de Duarte los basculamientos de la ignimbrita Alfaro varían de 10° a 40° aumentando su echado hacia la falla del Bajío, estando esas capas cubiertas en discordancia por la ignimbrita La Media Luna, la cual presenta un contacto inferior subhorizontal. Esta observación también fue señalada por Botero-Santa *et al.* (2015) en el área de Comanja de Corona. Se observa un desplazamiento vertical mínimo de 250 m entre los afloramientos de la ignimbrita Alfaro al alto y al bajo de la Falla del Bajío en el área de Duarte.

En las vetas-falla cataclásticas de cuarzo-turmalina del Granito Comanja esta fase de deformación D3F2 no es discernible de la fase D3F1 del Eoceno ya que ambas fases generaron estrías de falla con cinemática normal oblicua. En algunas vetas-falla de cuarzo y turmalina se observó el emplazamiento de vetas epitermales de cuarzo-sulfuros, pero no hay certidumbre de su edad. La dirección de la extensión principal de esta fase

ha sido NE-SW para las fallas NW-SE, y con dirección NW-SE para las fallas NE-SW, en todos los casos con la dirección del acortamiento es sub-vertical (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012, 2015; Botero-Santa *et al.*, 2015) (Figura 43).

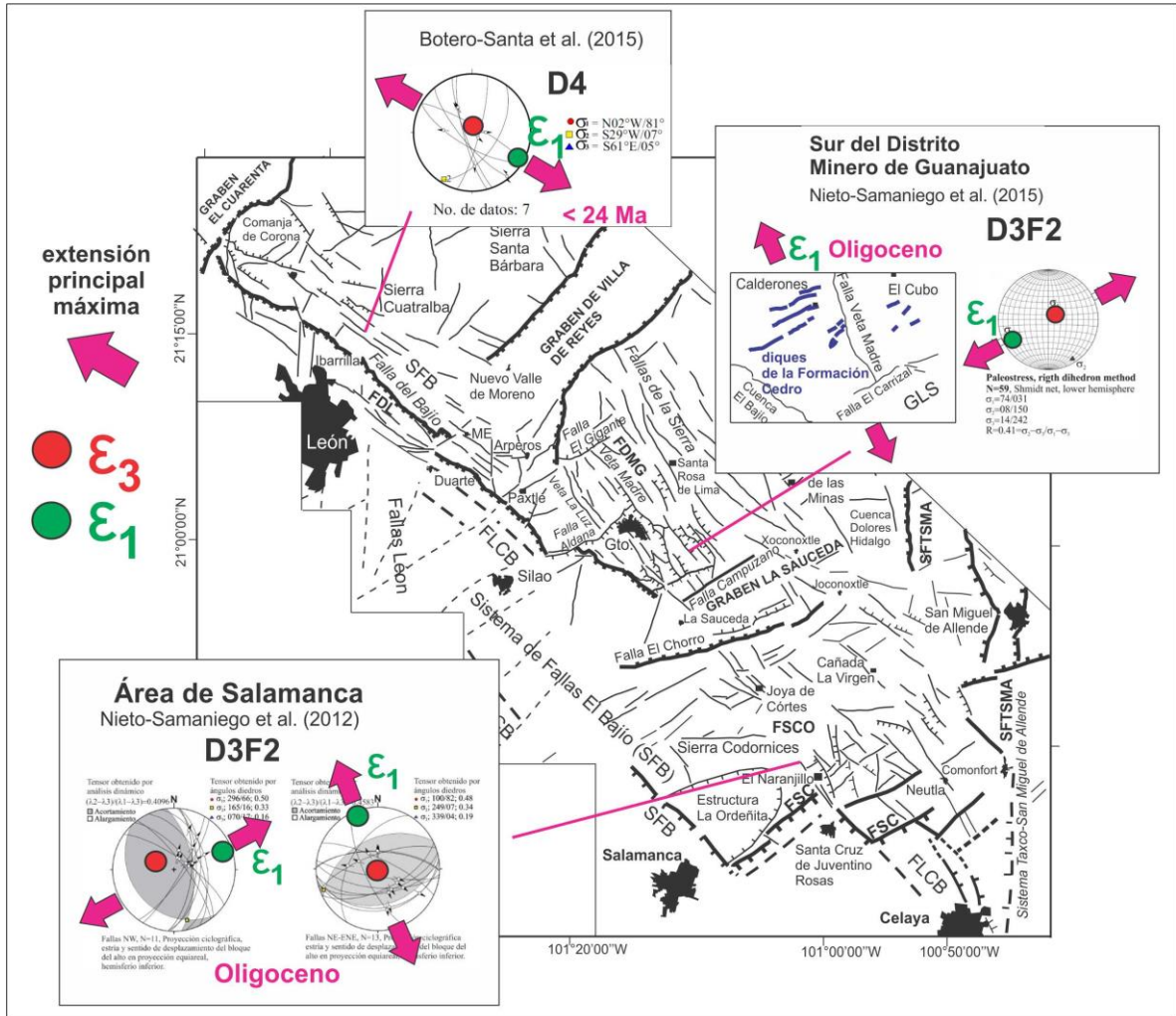


Figura 44. Direcciones principales de extensión en rocas del grupo del Rupeliano y del Chattiano de la Sierra de Guanajuato (Botero-Santa *et al.*, 2015; Nieto-Samaniego *et al.*, 2012, 2015; Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

7.1.4 Evento D4 (FVTM) (Mioceno medio - ¿Plioceno?)

El evento de deformación D4 está presente en los tres sectores de la Sierra de Guanajuato. Las estructuras que definen este evento son fallas normales que se presentan predominantemente en las rocas basálticas y andesíticas de edades

posteriores a los ca. 16 Ma. Las fallas cortan a las ignimbritas San Nicolás y La Media Luna del grupo del Chattiano.

En el área de Duarte se presentan andesitas y basaltos en mesas que sobreyacen discordantemente al GC y que tienen edades K-Ar de 7 Ma a 10 Ma. En la base de los derrames de lava de la Mesa del Obispo se observó una falla de tipo normal NE-SW con echado de 70° SE que desplaza ca. 90 m a las andesitas basálticas. La falla del Bajío y la falla La Campechana presentan centros volcánicos de basalto alineados NW-SE que sugiere que durante el Mioceno fueron conductos para el emplazamiento de rocas del grupo del Mioceno.

En el sector centro de la SG, el Basalto del Cubilete de 13.5 Ma (Aguirre-Díaz *et al.*, 1997) está cortado por fallas NW-SE del SFB y desplazado ca. 500 m (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005). Estos datos sugieren que el fallamiento que corta rocas del grupo del Chattiano continuó en el Mioceno medio.

En el sector sureste, en la Sierra Codornices y el área de San Miguel de Allende, este evento D4 tiene su mejor expresión y fue documentado por Alaniz-Álvarez *et al.* (2001) como un evento extensional. Las fallas de este evento son fallas normales con direcciones NE-SW y NW-SE que posiblemente reactivaron a fallas del Oligoceno de las fallas Salamanca-Celaya (FSC) y fallas de la Sierra Codornices (FSCO). Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) documentan tres fases dentro de este evento, una primera fase entre 12 y 9 Ma, segunda fase entre 7.5 y 5.6 Ma y la tercera fase de 5.6 Ma al Reciente; estas fases las determinó con base en las edades de las rocas volcánicas y en las relaciones de corte de las fallas entre San Miguel de Allende y Querétaro. En San Miguel de Allende, por ejemplo, las fallas normales NE-SW que limitan al sector sureste de la SG cortan a rocas volcánicas del volcán Palo Huérfano de 12 y 11 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1996; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001) y en las fallas NE-SW presentan basaltos fisurales hacia el sureste de San Miguel de Allende y cortan basaltos posteriores a los 7.5 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002).

El registro estratigráfico, la definición de los grupos estratigráficos y de los eventos de deformación de la Sierra Guanajuato permiten proponer una evolución tectónica, para la sierra y para la parte sur de la Mesa Central. Esta historia ayudará a entender el

significado tectónico de las discordancias regionales de edades Cretácico Tardío-Eoceno, Eoceno Tardío y Chattiano, que se han documentado en la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, 2007; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012).

7.2 Interpretaciones sobre la estratigrafía

7.2.1 Rocas volcánicas del Eoceno

En este trabajo se documenta la existencia de un grupo del Ypresiano con rocas volcánicas de edad Eocénica (Ypresiano-Lutetiano) que no había sido reconocido con anterioridad. Este grupo está formado por las unidades riolita La Laborcita, diquestrato Duarte, e ignimbrita Palo Blanco; además existe el reporte de un derrame de andesita intercalado en el conglomerado Guanajuato (Aranda-Gómez y McDowell, 1998). Las rocas volcánicas eocénicas del grupo del Ypresiano, aunque solo aparecen en los sectores noroeste y centro de la Sierra de Guanajuato, no se descarta que puedan estar presentes en otras partes de la sierra ya que se presentan intercaladas con los conglomerados eocénicos y existen varios afloramientos de esos conglomerados en otras partes de la sierra, como por ejemplo en la Sierra Codornices (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999b, 2012).

La presencia de riolitas, andesitas e ignimbritas en este grupo, muestra que el magmatismo entre el Ypresiano y Lutetiano no solo fue de carácter máfico, sino que tuvo una composición más amplia y esto es sugerido por la presencia de los clastos volcánicos en el Conglomerado Duarte (Miranda-Avilés *et al.*, 2016) y el Conglomerado Guanajuato (Edwards, 1955; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). No se reporta la presencia de clastos de rocas piroclásticas en el Conglomerado Guanajuato (Puy-Alquiza *et al.*, 2017); sin embargo, estos clastos sí están presentes en el Conglomerado Duarte. El que haya clastos de rocas piroclásticas en las cercanías de los afloramientos de la ignimbrita Palo Blanco documenta la presencia de rocas piroclásticas eocénicas para el sector noroeste de la SG y también sugiere que el vulcanismo eocénico fue de carácter tanto piroclástico como efusivo.

Rocas volcánicas del Lutetiano al Priaboniano no se encontraron en la Sierra de Guanajuato y solo aparecen, el límite Ypresiano-Lutetiano la ignimbrita Palo Blanco de 48.82 ± 0.97 Ma (zircón, U-Pb, LA-ICPMS) (Ruiz-González, 2015) y, en el Distrito Minero

de Guanajuato, rocas máficas de 49.3 ± 1 Ma (K-Ar, roca entera) (Aranda-Gómez y McDowell, 1998) intercaladas con el conglomerado Guanajuato.

El registro sedimentario eocénico está presente en el área de Duarte donde la ignimbrita Palo Blanco es sobreyacida discordantemente por el Conglomerado Duarte. Las rocas volcánicas del Lutetiano-Priaboniano aparecen en varios lugares en la MC: Loza-Aguirre *et al.* (2008) obtuvo una edad de 48.91 ± 0.09 Ma (Ar-Ar en sanidino) para La Riolita La Bufa y para la Formación Presillas de 42.3 ± 1.6 Ma (K-Ar en sanidino) en muestras colectadas cerca de la ciudad de Zacatecas; Escalona-Alcázar *et al.* (2016) fecharon dos tobas intercaladas con el Conglomerado Zacatecas en 35.77 ± 0.54 Ma y 37.64 ± 0.36 Ma (U-Pb en zircón, LA-ICPMS) y la roca volcánica del Cerro La Bufa en 43.53 ± 0.73 Ma (U-Pb en zircón, LA-ICPMS); Tristán-González *et al.* (2015) reportaron edades lutetianas para la riolita La Cardona (44.5 ± 1.1 Ma, K-Ar, roca entera) que aflora en la Tesorera, Zacatecas y se reportó una edad de 44.5 ± 1.1 Ma (K-Ar, roca entera) para la andesita Casita Blanca (Tristán-González *et al.*, 2009a) en San Luis Potosí en Aqualulco; Nieto-Samaniego *et al.* (1996) obtuvieron para la riolita El Venaderito una edad de 40.6 ± 1 Ma (K-Ar en sanidino) y para la ignimbrita Presa Los Arquitos una edad de 47.2 ± 1.2 Ma (K-Ar en sanidino) que afloran en la región de Aguascalientes. La presencia de rocas volcánicas intercaladas con los conglomerados eocénicos indica que en la MC ocurrió una sedimentación contemporánea con el vulcanismo Lutetiano-Priaboniano.

Las rocas volcánicas e intrusivas eocénicas además de estar en el Mesa Central (MC) se infiere que están en la Sierra Madre Occidental (SMOc), en afloramientos aislados y dispersos, ya que están cubiertas por rocas volcánicas del Oligoceno (Ferrari *et al.*, 2007: en Chihuahua y Sonora (McDowell y Mauger, 1994; Gans, 1997), en Sinaloa (Henry *et al.*, 2003), en Nazas, Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012) y en Aguascalientes (Nieto-Samaniego *et al.*, 1992; Ferrari *et al.*, 2000). La presencia de afloramientos por debajo de las ignimbritas del Oligoceno sugiere que el eoceno volcánico podría tener mayor extensión en la SMOc. De la misma manera, la presencia de rocas eocénicas en la Sierra de Guanajuato sugiere la idea de que, debajo de cubierta volcánica del Oligoceno, hubo un registro magmático eocénico. Ferrari *et al.* (2005) propusieron la existencia de un arco magmático eocénico y sugiere que puede ser el precursor del flare-up ignimbrítico de la SMOc.

7.2.2 El límite Ypresiano-Lutetiano (Eoceno Temprano-Eoceno Medio)

El límite estratigráfico entre el Ypresiano y Lutetiano (ca. 48 Ma) en el sector norte de la SG está contenido en la ignimbrita Palo Blanco; este límite temporal en el Granito Comanja coincide con la intrusión de diques granodioríticos que no tienen deformación cataclástica y que cortan a las vetas-falla de cuarzo y turmalina con deformación cataclástica (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Las vetas-falla de cuarzo-turmalina fueron relacionadas con la exhumación del Granito Comanja (Angeles-Moreno *et al.*, 2017) y ese evento coincide con cambios en las condiciones de sedimentación en los conglomerados eocénicos, como cambios composicionales y en sus litofacies (Miranda-Avilés *et al.*, 2016), así como han sido reportadas discordancias erosionales entre el miembro inferior y el miembro superior tanto en el Conglomerado Guanajuato (Puy-Alquiza *et al.*, 2017), como en el Conglomerado Duarte (Miranda-Avilés *et al.*, 2016).

En la Mesa Central el límite Ypresiano y Lutetiano no está definido con precisión; sin embargo, en el registro magmático que se ha datado hasta ahora (Mascuñano *et al.*, 2013; Levresse *et al.*, 2015) sugiere que existen dos grupos magmáticos a escala regional, como son el magmatismo Ypresiano y el magmatismo Lutetiano- Priaboniano. Este trabajo muestra que la SG presenta este límite y que es un límite importante en la evolución tectónica de la Mesa Central.

7.2.3 Grupos estratigráficos de las sierras de Guanajuato y Codornices y sus discordancias

En esta tesis se agruparon las unidades litoestratigráficas en cuatro grupos estratigráficos: Ypresiano, Rupeliano, Chattiano y Mioceno; están limitados entre ellos por varias discordancias, la discordancia del Cretácico Tardío-Ypresiano, discordancia del Lutetiano-Priaboniano, discordancia del Chattiano, y la discordancia del Mioceno Temprano-Mioceno Medio (Aquitaniense-Langhiano).

El grupo del Ypresiano está intercalado con sedimentos continentales, que en conjunto representan el primer registro de rocas posteriores a la deformación Laramide en la SG, ya que no se encuentran deformadas por acortamiento. Este conjunto de rocas está limitado por dos discordancias, la del Cretácico Tardío-Ypresiano y la del Priaboniano-

Rupeliano. Se desconoce el alcance del componente sedimentario, quedando abierta la posibilidad de que los sedimentos clásticos alcancen el Priaboniano. Lo anterior se infiere de observar que, sobre las rocas volcánicas lutetianas intercaladas en los conglomerados hay un potente paquete de sedimentos, que subyace a las rocas oligocénicas por medio de una discordancia angular. Adicionalmente se conoce que en la región de Zacatecas donde aflora el conglomerado Zacatecas, correlacionado con el de Guanajuato y el Duarte, el vulcanismo continuó entre el Lutetiano y el Priaboniano pues hay horizontes volcánicos intercalados de edades 35.77 ± 0.54 Ma y 37.64 ± 0.36 Ma (U-Pb en zircón) (Escalona-Alcázar *et al.*, 2016), 46.8 Ma (ignimbrita Los Alamitos; K-Ar en biotita) (Ponce y Clark, 1988), 42.3 ± 1.6 Ma (Formación Presillas; K-Ar en sanidino) (Loza-Aguirre *et al.*, 2008) y 43.53 ± 0.73 Ma (Riolita La Bufa; U-Pb en zircón) (Loza-Aguirre *et al.*, 2008).

La discordancia Cretácico Tardío-Ypresiano es una discordancia litológica entre el BMSG y los conglomerados eocénicos, o en ausencia de estos con las rocas volcánicas oligocénicas. En el sector noroeste de la SG está entre el Granito Comanja y las rocas oligocénicas (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Esta discordancia marca el término de la Orogenia Laramide en la SG entre ~ 62 Ma y ~ 53 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Se toma el límite de 62 Ma de Cuellar-Cárdenas *et al.* (2012) porque todavía el acortamiento estaba activo en San Luis Potosí que se encuentra a una distancia de ca. 135 km al noreste de la SG. Esta discordancia representa un hiatus regional en el registro sedimentario y magmático en la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) y ocurrió durante la fase orogénica Laramídica. La Orogenia Laramide en la SG estaría corresponde en tiempo al pulso de acortamiento de 75-64 Ma propuesto por Fitz-Díaz *et al.* (2017) para la Sierra Madre Oriental ubicada al Oriente de la SG.

En la SG la discordancia Lutetiano-Rupeliano es el límite superior del grupo del Ypresiano y la base del grupo del Rupeliano. La discordancia es angular y marca un cambio en la composición de los magmas, de ser principalmente basáltico en el Eoceno a principalmente riolítico en el Oligoceno. También marca el establecimiento de un vulcanismo de carácter efusivo a uno más explosivo (Bryan y Ferrari, 2013). Todo este vulcanismo fue sincrónico con fallamiento (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y estas mismas características del magmatismo ocurren a escala de la MC (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Las rocas del grupo del Rupeliano se pueden agrupar en dos regiones. En la región afloran las unidades del grupo volcánico Guanajuato (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015), la Andesita Bernalejo (Quintero-Legorreta, 1992; Botero-Santa *et al.*, 2015) y la ignimbrita Alfaro (Figura 45). En la región II afloran, la Ignimbrita Cuatralba, ignimbrita El Salto (Nieto-Samaniego *et al.*, 2012), Ignimbrita Cañada La Virgen (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), Toba Cañada La Virgen (Cerca-Martínez *et al.*, 2000) y riolita Chichíndaro (Figura 45).

En la región I se puede ver que se encuentran ubicadas las rocas del grupo del Rupeliano con edades de cristalización y enfriamiento entre 33.5 Ma y 30.5 Ma, allí también afloran el Granito Comanja y las rocas del grupo del Ypresiano. En la región II afloran rocas con edades de enfriamiento que van de 30.5 Ma a 27 Ma, cubriendo la mayor parte de la SG (Figura 45). Esta distribución asimétrica de las unidades del grupo del Rupeliano, puede explicarse considerando que, durante el Oligoceno Tardío, la región I tuvo mayor levantamiento que la región II, lo cual explicaría que en la región I afloren las rocas de 33.5 Ma y 30.5 Ma, mientras que en la región II dichas rocas estén sepultadas o hayan sido erosionadas. Esta idea también explica la actitud general de la SG con buzamiento hacia el NE. Al tomar en cuenta la distribución de las edades del magmatismo, se puede inferir que el vulcanismo inicia con el GVG (33.5 a 31.3 Ma; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015) y la ignimbrita Alfaro (31.16 a 31.56 Ma) en la región I, y enseguida migra hacia la región II con el emplazamiento de la riolita Chichíndaro (30-31 Ma). Esto es apoyado por la ausencia de diques ácidos dentro de la región I, que pudiera pertenecer a la riolita Chichíndaro.

La riolita Chichíndaro es un marcador geológico a lo largo de toda la SG debido a su amplia distribución (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). Por debajo y encima de ella hubo vulcanismo explosivo, ya que estratigráficamente se encuentra encima del grupo volcánico Guanajuato (GVG) (33-30 Ma) y de la ignimbrita Alfaro; y es sobreyacida por la Ignimbrita Cañada La Virgen de ca. 28 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). Este cambio del carácter volcánico ocurrió entre 30 Ma y 31 Ma (Figura 45). La riolita Chichíndaro es considerada un marcador geológico para la Mesa Central por sus condiciones especiales en su emplazamiento a lo largo de fallas durante una fase extensional (Orozco-Esquivel *et al.*, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

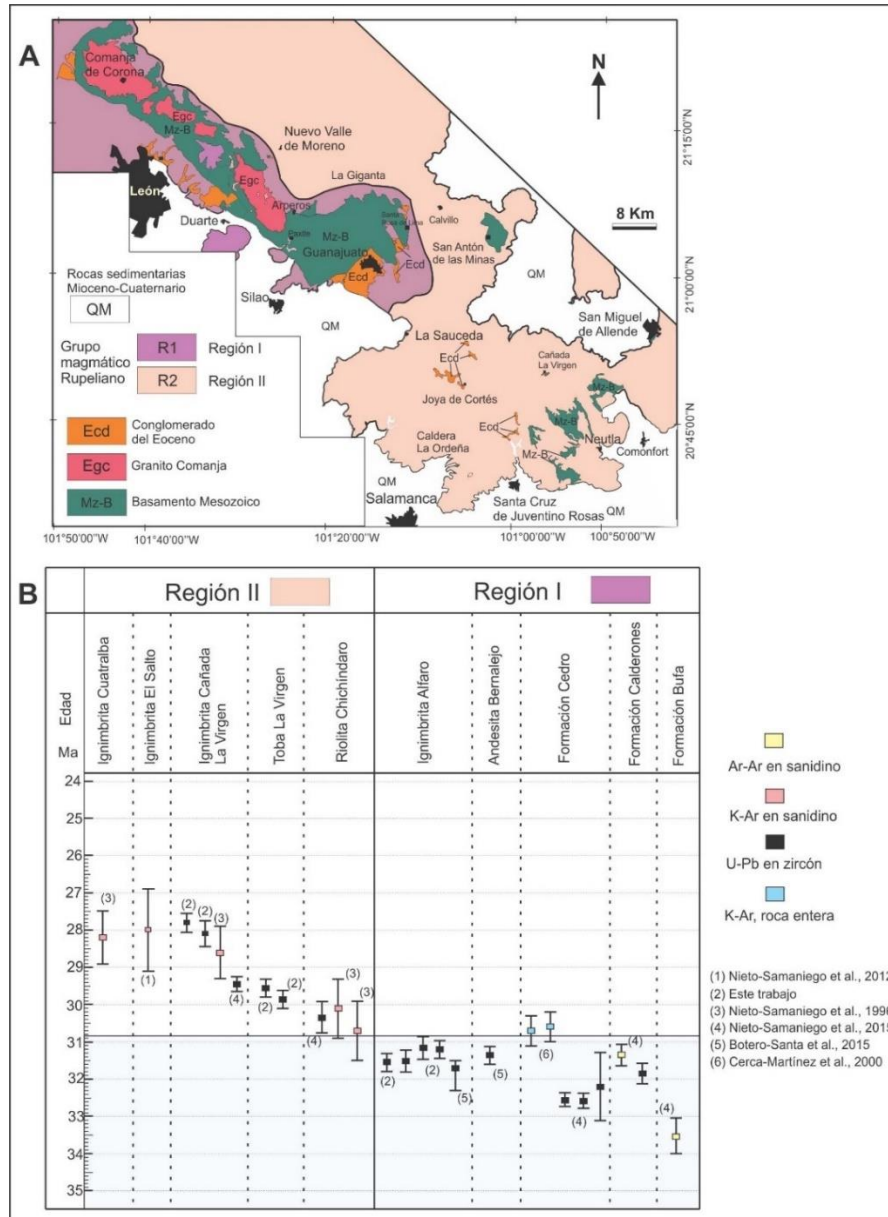


Figura 45. Comparación de edades de enfriamiento y cristalización de las unidades del grupo del Rupeliano y su distribución a lo largo de la Sierra de Guanajuato (SG).

El grupo del Chattiano representa un evento volcánico de rocas piroclásticas ácidas de entre ca. 24 y ca. 22 Ma y algunos niveles de derrames basálticos. Este grupo tiene extensión amplia en toda la SG y está formado por la ignimbrita La Media Luna (Botero-Santa *et al.*, 2015) y la ignimbrita San Nicolás (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996), se correlaciona con el segundo pulso magmático y de carácter bimodal de la SMOcc en su parte sur (Ferrari *et al.*, 2007). Entre el Rupeliano y el Chattiano aparece, en la mayor

parte de la SG, una discordancia que representa un hiatus de ca. 5 Ma abarcando de ca. 28 Ma a ca. 23 Ma. Esta discordancia se ha identificado en la parte sur de la SMOc separando el primero y segundo pulsos de vulcanismo ignimbrítico identificados por Ferrari *et al.* (2007). En conjunto, las volcánicas del Rupeliano y Chatiano de la SG son similares al registro reportado para ese tiempo en le SMOc, por lo que se considera que la cubierta volcánica Rupeliano-Chatiano de la SG forma parte del magmatismo de la SMOc.

Se propone en este trabajo al grupo del Mioceno, que incluye a rocas basálticas y andesíticas con edades entre 16 y 7 Ma, las cuáles tienen una amplia distribución en toda la SG. La discordancia entre el grupo del Chattiano y del Mioceno representa un hiatus que abarca de ca. 22 Ma a ca. 16 Ma; es decir, tiene una duración de ca. 6 Ma. En la SG la discordancia marca el cese del magmatismo de carácter explosivo (ignimbritas) y el establecimiento de un vulcanismo de tipo efusivo de composición máfica. Este cambio en el magmatismo es la transición del vulcanismo de la SMOc al vulcanismo de la FVTM. Dicho cambio fue considerado por algunos autores como un paso transicional (Cerca-Martínez *et al.*, 2000) y por otros como un cambio abrupto (Verma y Carrasco-Nuñez, 2003).

7.3 Sistemas de fallas de las sierras de Guanajuato y Codornices y su relación con los sistemas de fallas de la parte sur de la Mesa Central

Se propone que el Sistema de Fallas El Bajío (SFB) es un sistema de fallas subsidiario del Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT). El SFB presenta características estructurales similares con el SFSLT en cuanto a rumbo, edades de actividad, desplazamiento acumulado, basculamientos producidos en las capas, depósitos minerales asociados y que forman límites de provincias fisiográficas importantes. Todas estas características se presentan en la Tabla 7 de manera comparativa.

| | SFSLT | SFB |
|---|--|--|
| Rumbo | N60°W a N20°W | N60°W a N20°W |
| Echado | 45° a 75°al SW | 45° a 75°al SW |
| Direcciones de grupos de fallas | NW-SE | NW-SE |
| Desplazamiento | > 1000 m | 500 m a 1800 m |
| Buzamiento de capas | 12° a 38° Rocas oligocénicas | 20° a 70° Rocas eocénicas 20° a 35° Rocas oligocénicas 5° a 10° Rocas miocénicas |
| Geometría y estructuras | Fallas imbricadas rampas de relevo horts y grabenes fallas sintéticas y antitéticas | Fallas imbricadas horts y grabenes fallas sintéticas y antitéticas |
| Edades de actividad | Eoceno, Oligoceno temprano Oligoceno tardío-Mioceno | Eoceno Oligoceno Mioceno |
| Dirección de extensión del Oligoceno | ~NE-SW | NE-SW y NW-SE |
| Depósitos Minerales | Vetas-falla mineralizadas Zonas mineras: Fresnillo, Zacatecas, Sombrerete | Vetas-falla mineralizadas Distrito Minero Guanajuato |
| Quintero-Legorreta, 1992; Labarthe-Hernández y Jiménez-López, 1992; Aranda-Gómez y McDowell, 1998; Xu et al., 2004, 2008; Nieto-Samaniego et al., 1999c, 2005, 2007, 2015; Botero-Santa et al., 2015; Angeles-Moreno et al., 2017 | | |

Tabla 7. Comparación de características estructurales del Sistema de Fallas San Luis Tepehuanes (SFSLT) y Sistemas de Fallas El Bajío (SFB).

El SFB se localiza aproximadamente 80 km al sur de la terminación SE del SFSLT (Figura 46). Considerando que en las terminaciones de los sistemas de falla hay una disminución del desplazamiento, cabe considerar que en la zona entre SLP y Santa María del Río el SFSLT tenga un desplazamiento menor que hacia la parte central del sistema ubicada en la zona de Zacatecas-Sombrerete. Es común que para compensar esa falta de desplazamiento se desarrollen fallas subsidiarias que permitan la deformación homogénea de una región, lo cual fue reconocido por King (1983), quien propuso un modelo donde se repiten fallas a menor escala que permiten acomodar de manera semi-homogénea la deformación a lo largo de todo un sistema de fallas (Figura 46). La

ubicación del SFB hacia la terminación SE del SFSLT, y su similitud en rumbo, edad, etapas de actividad, y magnitudes de desplazamiento, sugiere que se trata de fallas relacionadas con un mismo sistema de deformación, de manera similar al modelo propuesto de King (1983) e ilustrado en la Figura 44 b. De acuerdo con dicho modelo, entre el SFSLT y el SFB se desarrollaron otras fallas subsidiarias que aportan la deformación que la falla mayor (SFSLT) no puede acomodar. La principal de esas fallas es el SFB y además existen otros grabenes como el de Bledos y Enramada (Tristán-González, 1986) y numerosas fallas de menor tamaño, como es caso de la Sierra de San Miguelito (Xu *et al.*, 2004).

La presencia del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) en la SG es importante ya que es un límite cortical (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Las fallas que pertenecen a este sistema y que aparecen con mayor claridad se encuentran hacia el borde oriente de la SG, y no así hacia el interior de la sierra, por ejemplo, una de estas fallas es la falla San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). La presencia de fallas del SFTSMA hacia el interior de la SG no se ha considerado, en parte debido a la preponderancia de las fallas NW-SE dentro de la sierra y a que esas estructuras presentan varias fases de reactivación. Al Oriente de Celaya, las fallas pertenecientes al SFB terminan en su intersección con el SFTSMA; sin embargo, este sistema tiene una edad previa a los 11 Ma (Pérez-Venzor *et al.* 1996) mientras que las fallas pertenecientes al SFB en la zona de Salamanca-Celaya tuvieron actividad posterior a los 12 Ma (Ramos-Salinas y Flores-Castro, 1992). Esta relación de edades sugiere que el SFTSMA es una falla de frontera que actuó como zona de despegue acomodando la deformación del SFB y no permitió su propagación hacia el Oriente.

En el interior de la SG las fallas N-S que podrían pertenecer al SFTSMA presentan una longitud pequeña, son poco claras y muchas son cortadas por fallas NW-SE del SFB. Las localidades en donde se presentan fallas con direcciones N-S son: el Naranjillo y la Sierra Codornices (Figura 40).

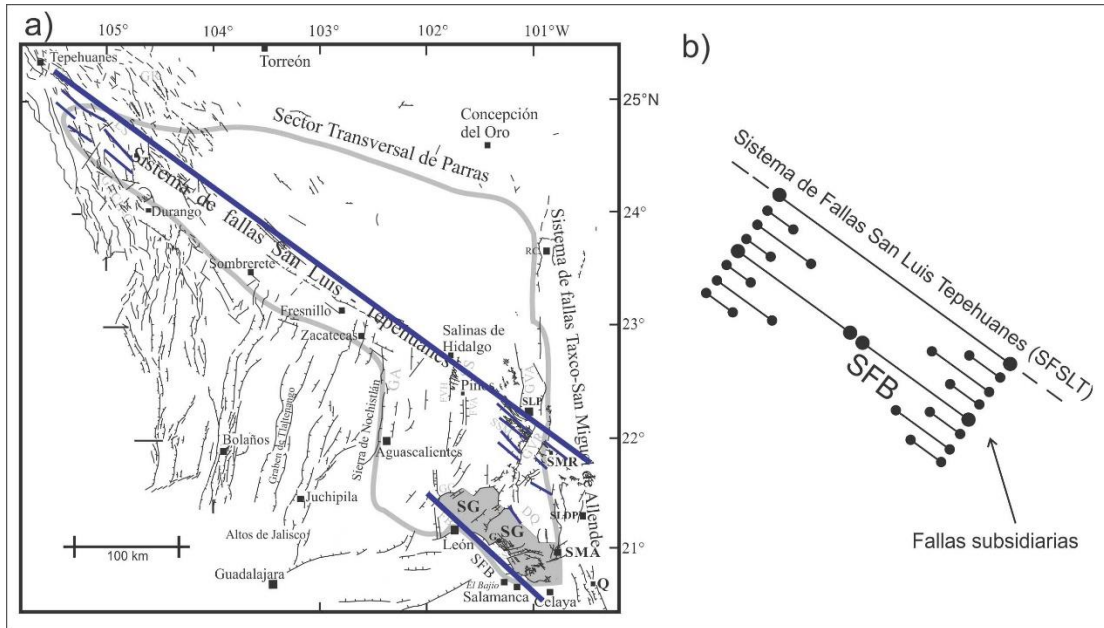


Figura 46. El SFB como sistema de fallas subsidiario al SFLT. a) En la terminación SE del SFLT se forman numerosas fallas subsidiarias que acomodan la deformación que este sistema no puede acomodar de acuerdo con el modelo de King (1983) y en donde el SFB está acomodando esta deformación (figura modificada de Nieto-Samaniego et al., 2005). b) Modelo de King (1983): Una falla principal tiene desplazamiento cero en sus extremos y se desarrollan fallas más pequeñas que acomodan los déficits de desplazamiento de las fallas SFLT.

La SG comparte con la FVTM el vulcanismo y fallamiento ocurridos posteriormente a 16 Ma, esto es más evidente en la Sierra Codornices.

La SG ha sido desde el Mioceno Medio una barrera para los pulsos del vulcanismo de la FVTM que ocurrieron en sus cercanías, ya que los registros volcánicos conocidos están hacia sus bordes (Figura 47). Por ejemplo, entre ca. 16 Ma y ca. 10 Ma, el vulcanismo está muy disperso y es de poco volumen y se ubicó principalmente hacia la periferia de la SG y en los alrededores de San Miguel de Allende. Este vulcanismo está representado por el basalto el Cubilete, domos de la Ordeña (Cerca-Martínez et al., 2000) y los volcanes Palo Huerfano (Pérez-Venzor et al., 1996), Zamorano (Verma y Carrasco-Nuñez, 2003) y La Joya (Valdéz-Moreno et al., 1998). Para el intervalo entre ca. 10 Ma y 5 Ma la SG continuó siendo una barrera y el vulcanismo es representado por lavas basálticas en las cercanías del Volcán San Pedro, derrames de Querétaro (Alaniz-Álvarez et al., 2001) y basaltos Mesa del Obispo (datos en este trabajo). Después de los 5 Ma

la SG fue barrera también para el magmatismo del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) (Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud *et al.*, 2012) porque no se han encontrado conos monogenéticos o algún aparato volcánico del Plioceno y Cuaternario dentro de ella, únicamente hay en sus alrededores.

En cuanto al fallamiento, en la región de Celaya se interceptan cuatro sistemas de fallas. Los sistemas grandes son el SFB, SFTSMA y dos sistemas de fallas que aparecen desde Celaya a Querétaro con direcciones NE-SW y ~E-W (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2005). Los sistemas SFB y SFTSMA ya fueron discutidos anteriormente. El sistema de fallas NE-SW de Querétaro-Celaya (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), presente también en la Sierra de Codornices, es un sistema de fallas más regional y se considera que es parte del sistema de fallas del Corredor Tarasco, que pasan por Cuitzeo-Salvatierra (Suter *et al.*, 1992; Israde-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999) (Figura 46).

El sistema de fallas NE-SW en Celaya-Querétaro, de acuerdo con Alaniz-Álvarez *et al.* (2001), tuvo su actividad más antigua entre 12 y 9 Ma, mientras que para el área de Cuitzeo las fallas NE-SW inician su actividad un poco después de 13 Ma seguidos de desarrollos lacustres entre 8 y 7 Ma (Istrade-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Israde-Alcántara *et al.*, 2010).

Otra característica en común es que entre 7 y 5 Ma existió actividad en las fallas NE-SW ya que en el sistema Celaya-Querétaro y a la altura de Querétaro las fallas cortan a basaltos de 7.5 Ma pero son anteriores a basaltos de 6.2 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001), mientras que en Cuitzeo la actividad de las fallas está demostrada por el desarrollo de cuencas lacustres en un régimen extensional (Istrade-Alcántara y Garduño-Monroy, 1999; Israde-Alcántara *et al.*, 2010).

Después de los 5 Ma, la SG funciona como una barrera estructural para el sistema de fallas E-W denominado Chapala-Tula por Johnson y Harrison (1990). Las fallas de este sistema terminan en la SG y parecen trasladarse hacia el sur, en la región de Acambay, ya que al oriente de este lugar continua el sistema y está activo en la actualidad (Suter *et al.*, 2001; Sunye-Puchol *et al.*, 2015). El que las fallas E-W terminen el SFB sugiere que este último constituye una frontera tectónica, cuyas estructuras son fallas mayores de carácter cortical.

Este sistema de fallas E-W posterior a los 5 Ma ha ejercido un control estructural en los centros de emisión de los aparatos volcánicos del Plioceno y Cuaternario que rodean a la SG, ya que en el sistema de Celaya-Querétaro se presentan centros de emisión alineados NE-SW (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001; Dávalos-Álvarez *et al.*, 2005) y en el caso de Cuitzeo-Salvatierra controla los centros de emisión del CVMG (Guilbaud *et al.*, 2011).

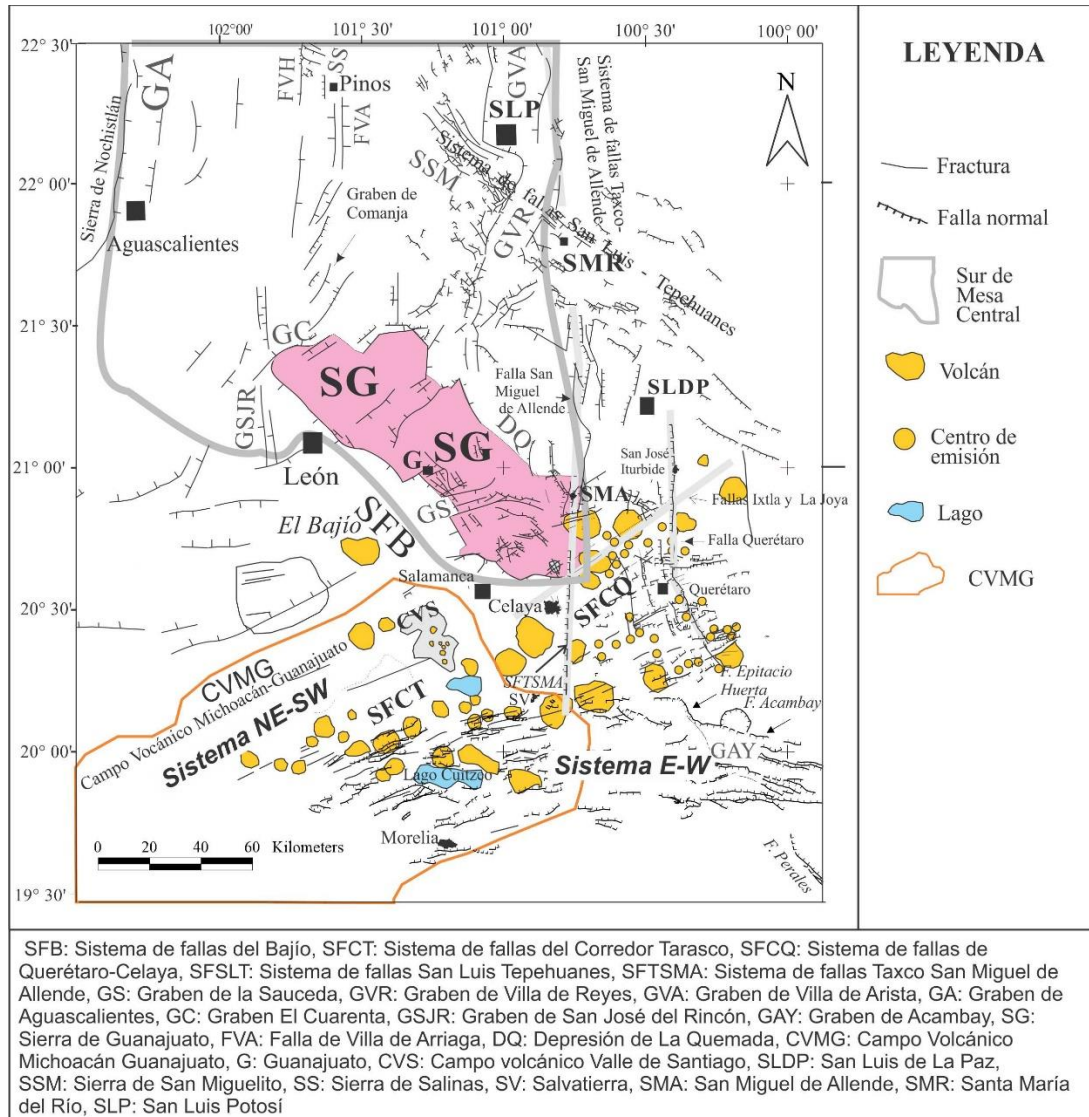


Figura 47. Sistemas de fallas que convergen hacia la parte sur de la Sierra de Guanajuato (SG). El Sistema NE-SW coincide con centros volcánicos y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. El Sistema E-W es el más joven y corta al sistema NE-SW (trabajos integrados: Hasenaka y Carmichael, 1985; Aguirre y McDowell, 1999; Suter *et al.*, 2001; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

Al tomar en cuenta las relaciones estratigráficas en relación con las fases de de fallamiento entre el Oligoceno y Mioceno se puede ver que el fallamiento en la SG fue migrando de la parte central (DMG) hacia la parte poniente (Cuenca El Bajío). Las fallas iniciaron entre 31-29 Ma del eje longitudinal de la sierra (e. g. la vetas Madre del DMG y veta La Campechana) para luego entre 29 y 23 Ma localizarse en la falla del Bajío y terminar en en las fallas que limitan la SG al SW con edades <14 Ma, en el límite entre la cuenca de El Bajío y la Sierra de Guanajuato.

7.4 Evolución tectónica de las sierras de Guanajuato y Codornices: sedimentación, magmatismo, fallamiento y exhumación

La expresión actual de la Sierra de Guanajuato ha sido el resultado del registro de cuatro eventos de deformación D1, D2, D3 y D4. D1 es el evento de acortamiento Laramide, D2 un evento lateral con una pequeña componente inversa que se interpreta como transicional para pasar al evento D3, y por último D4, estos dos últimos son eventos extensionales (Figura 48).

El evento D3 incluye una fase D3F1 extensional de edad eocénica con extensión mayor en dirección NE-SW y una fase D3F2 extensional, ocurrida en el Rupeliano que se caracteriza por tener extensión con direcciones NW-SE y NE-SW simultáneamente (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c). El evento D4 es principalmente un evento extensional ocurrido en el Mioceno (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001, 2002).

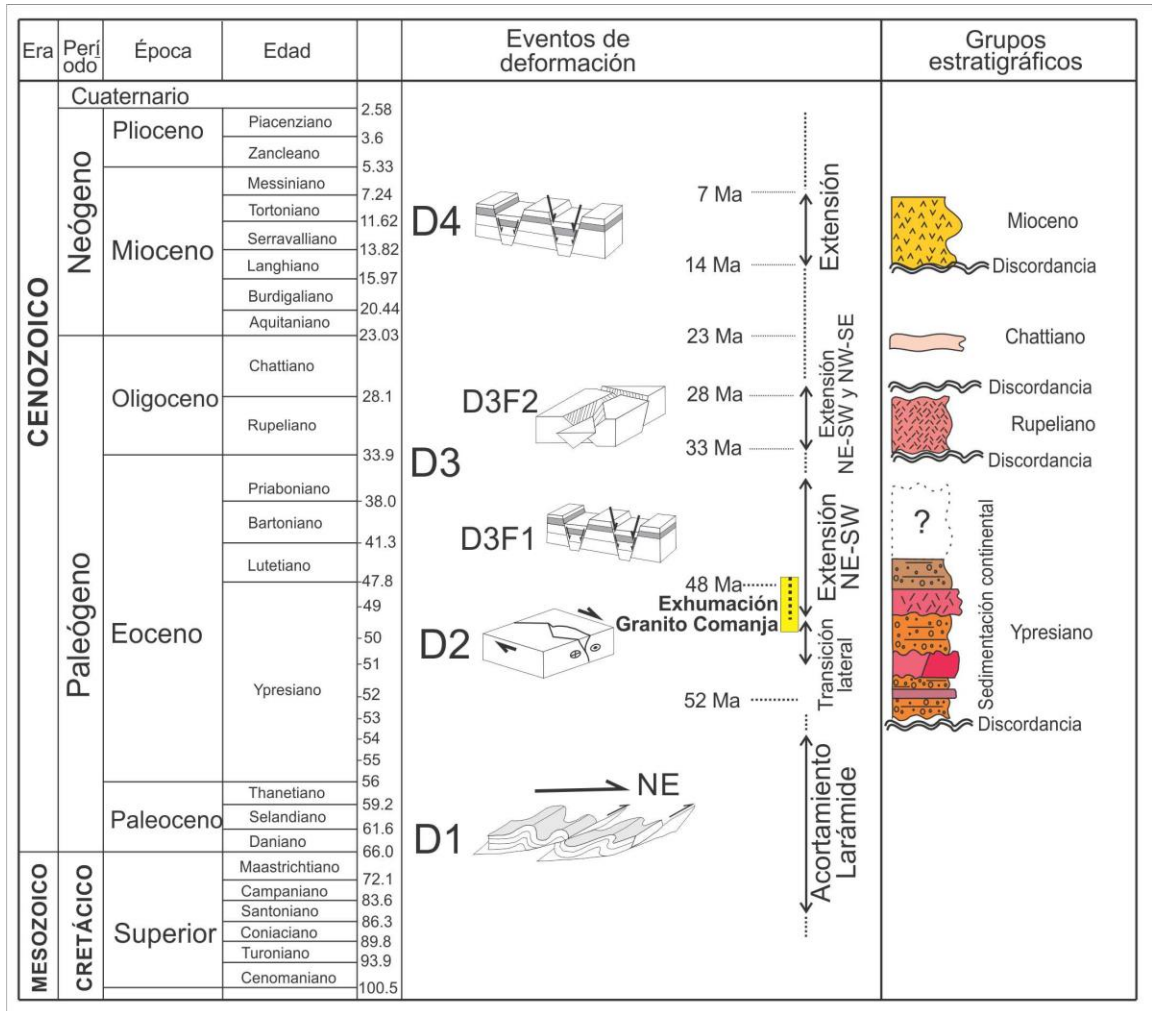


Figura 48. Correlación de eventos de deformación y grupos estratigráficos del área de estudio.

La Orogenia Laramide en la Sierra de Guanajuato: evento D1

La Orogenia Laramide (D1) fue un evento tectónico de carácter regional ocurrido en México entre 105 a 44 Ma (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012; Fitz-Díaz *et al.*, 2014). Este evento se sobrepone a las estructuras de acreción de sistemas de arcos volcánicos del Jurásico y Cretácico Temprano a lo largo de la Cordillera de Norteamérica (English y Johnston, 2004) (Figuras 2 y 3) y en el caso de México es posterior a las estructuras del Terreno Guerrero (Martini *et al.*, 2013). En la Mesa Central (MC) se ha documentado la migración de sus estructuras de oeste a este (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012) y en la parte oriente de la MC también se han documentado la migración de la deformación (Fitz-Díaz *et al.*, 2014).

El evento D1 está registrado en la Caliza La Perlita y el Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato (SG) a manera de foliaciones y pliegues, pero no está claramente caracterizado, ya que sus estructuras han sido estudiadas solo de manera incipiente (Botero-Santa *et al.*, 2015; Martini *et al.*, 2013). En la SG la edad de D1 está bien acotada, es post-Albiano, ya que la Caliza La Perlita, de edad Albiano Superior-Cenomaniano Inferior, está deformada por una sola fase de plegamiento y descansa en discordancia sobre el BMSG, que fue afectado por dos fases de plegamiento (Chiodi *et al.*, 1988; Quintero-Legorreta, 1992). En la Sierra de los Cuarzos, ubicada al este de la SG, Martini *et al.* (2016) obtuvieron una edad Cenomaniano - Turoniano temprano para las calizas pelágicas de la formación Española mediante microfósiles, y fecharon muscovita dentro de planos de cizalla de fallas inversas, obteniendo edades entre 82.6 ± 1.1 y 79.9 ± 1.0 Ma (K-Ar). Adicionalmente, a una distancia de ca. 110 km del sureste de la SG, en Tolimán, Querétaro, Fitz-Díaz *et al.* (2014) determinaron una edad de ca. 83.5 Ma en illitas sintectónicas con la deformación de acortamiento. Estos datos sugieren que la Orogenia Laramide en la SG inició entre el Turoniano y el Santoniano. Por otra parte, el final de este evento D1 (Orogenia Laramide) ocurrió entre ~62 Ma y ~53 Ma en la SG (Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

52-49 Ma: evento D2

El evento D2, posterior a la deformación Laramide (D1) en la Sierra de Guanajuato, es un evento en el que ocurrieron y coexistieron varios procesos geológicos: emplazamiento y exhumación del Granito Comanja (GC), sedimentación clástica (conglomerados eocénicos), vulcanismo, y un fallamiento lateral (Figuras 48 y 49). La sedimentación clástica y el emplazamiento del grupo del Ypresiano inició en ca. 52 Ma con el depósito del miembro inferior del Conglomerado Duarte, la intrusión del diquestrato granodiorítico Duarte y el emplazamiento de la riolita La Laborcita. Ello significa que para esa edad había sedimentación y magmatismo continentales que ocurrieron casi contemporáneos con el emplazamiento del Granito Comanja (GC) a los 51.19 ± 0.33 Ma (LA-ICPMS, U-Pb, zircón) (Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

El Granito Comanja (GC) se emplazó a una profundidad de ca. 7 km, de acuerdo con los resultados de geobarometría de Aluminio total en hornblenda de este trabajo (Tabla A4

en anexos), este emplazamiento ocurrió de forma episódica con distintos pulsos discretos de intrusión de diques (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). En el borde poniente del granito es más evidente la presencia de cuerpos horizontales alimentados por diques graníticos y en algunas partes con intrusiones inclinadas. Este tipo de emplazamiento incremental y progresivo acomodado por diques se ha observado en otros cuerpos en donde se construyen grandes plutones en poco tiempo (Glazner *et al.*, 2004). El intervalo en tiempo máximo de emplazamiento del GC fue considerado por Angeles-Moreno *et al.* (2017) de 2.6 m.a. Durante el emplazamiento se formaron diques pegmatíticos, diques graníticos con biotita y diques graníticos ricos en potasio con turmalina (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Los diques ricos en potasio y turmalina indican el final del emplazamiento y coinciden con el inicio del proceso de exhumación (Figura 49), ya que existen evidencias texturales de desequilibrio en fases minerales, tanto de los diques graníticos como del Granito Comanja (Figura 16). Junto con el emplazamiento de los diques graníticos ricos en potasio se depositó una gran cantidad de turmalina (Angeles-Moreno *et al.*, 2017) y también se tuvo la presencia de allanita y hornblenda, la cual está ausente en la mayor parte del cuerpo granítico. Se observó la presencia de halos ricos en potasio y turmalina en los bordes de los diques graníticos con feldespatos alcalinos. Estas características sugieren que la parte final del emplazamiento del GC ocurrió con hidratación y acompañada de metasomatismo alcalino. El metasomatismo alcalino ha sido documentado en plutones que se emplazan en la corteza continental superior y en donde existe enriquecimiento de elementos incompatibles e hidratación (Brown, 2013).

El emplazamiento del Granito Comanja produjo una aureola metamórfica que estuvo en temperaturas entre 400°C y 700°C, de acuerdo con las asociaciones minerales de metamorfismo de contacto presentes en dicha aureola. Esto es congruente con las temperaturas de ca. 700 °C obtenidas para hornblenda en diques del granito, usando el método de Ridolfi y Renzulli (2012) y con la temperatura de ca. 667 °C obtenida por el geotermómetro de titanio en zircón, usando el geotermómetro de Watson *et al.* (2006) en un dique granítico (Tabla A4).

La exhumación del GC ocurre enseguida del emplazamiento, entre los ca. 51 Ma y ca. 49 Ma, ya que las vetas-falla de cuarzo y turmalina que registraron parte de la exhumación son cortadas por los diques granodioríticos de ca. 48 Ma (Angeles-Moreno

et al., 2017) y adicionalmente estos diques granodioríticos no presentan la deformación cataclástica como en las vetas-falla de cuarzo y turmalina.

De acuerdo con Angeles-Moreno *et al.* (2017) la exhumación del GC quedó registrada en las vetas-falla de cuarzo y turmalina ya que dichas fallas presentan registro de deformación en los ambientes dúctil-frágil y frágil. Dichas vetas-falla se formaron con una cinemática lateral y una pequeña componente inversa. Presentan texturas cataclásticas y estrías en los planos de falla, sin embargo, hay vetas de cuarzo y turmalina que tienen texturas brechadas de turmalina previas a la formación de las vetas. Se ha documentado en la literatura que este tipo de brechas de turmalina son brechas magmático-hidrotermales encajonadas en intrusivos de poca profundidad (menos de 5 km) y se asocian a mineralizaciones en pórfidos de cobre (Sillitoe, 1985; Dilles y Einaudi, 1992). También se han descrito como brechamiento hidráulico que se da en plutones que tienen una rápida cristalización y alta velocidad de emplazamiento (Gaweda *et al.*, 2013). En el caso del GC un poco antes del inicio de su exhumación pudo haber tenido un incremento en la velocidad de emplazamiento formando las brechas hidráulicas previas a las vetas-falla de cuarzo y turmalina.

Las fallas laterales-inversas que cortan a las rocas sedimentarias y volcánicas del grupo del Ypresiano y las vetas-falla de cuarzo y turmalina dentro del Granito Comanja se formaron simultáneamente, pero a distintos niveles de profundidad en la corteza ya que presentan la misma cinemática y la misma edad. Esto implica que tanto a niveles superficiales como a profundidades de ca. 7 km, el movimiento lateral ocurrió entre los 52 a los 49 Ma. Esto documenta que el régimen de fallamiento lateral con componente inversa (D2) estuvo vigente en toda la corteza superior, al menos desde ca. 7 km hasta cerca de la superficie.

El evento D2 es considerado un evento de transición entre el evento laramídico (D1) y el evento D3 extensional. Durante el régimen de acortamiento laramídico la dirección de mayor acortamiento tuvo una dirección NE-SW. La finalización de la orogénesis implica una disminución en la intensidad de la deformación horizontal (orientada ~NE-SW) y un reordenamiento de las direcciones de deformación. A profundidad de ca. 7 km en el Granito Comanja la mayor deformación principal (ϵ_1) fue vertical y (ϵ_3) tuvo una dirección

NW-SE y a nivel menos profundo se mantiene la deformación (ϵ_1) vertical, pero cambian las direcciones de las deformaciones (ϵ_3) y (ϵ_2). La deformación principal (ϵ_3) con una dirección NE-SW y (ϵ_2) con una dirección NW-SE. Estas direcciones en las deformaciones implicarían el paso de acortamiento laramídico (D1) a un estado de transpresión (D2), generándose las fallas laterales con componente inversa. Este estado no duraría mucho tiempo ya que hubo cambios hacia un régimen extensional (D3F1) a los ca. 49 Ma colocándose la extensión principal (ϵ_1) horizontal y con una dirección NE-SW y el eje de deformación (ϵ_3) con dirección vertical (véase Figuras 42 y 49).

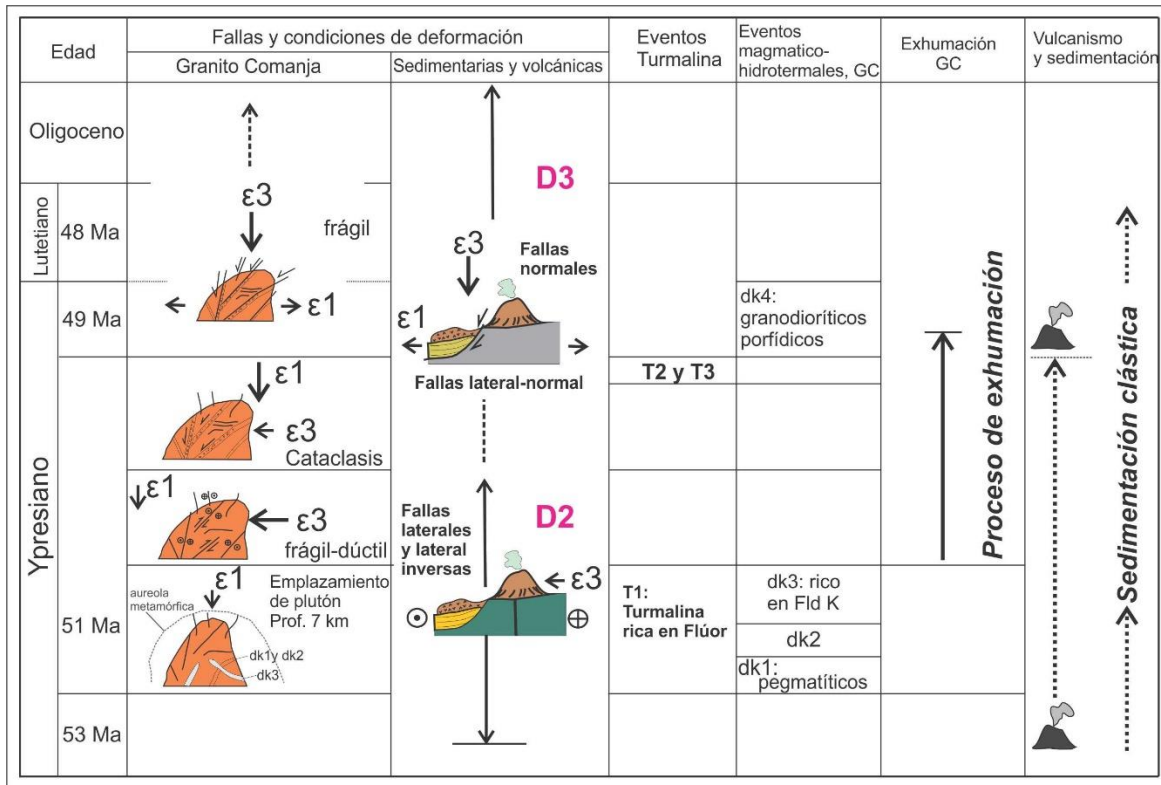


Figura 49. Relación entre los estados de deformación de las rocas del grupo del Ypresiano, eventos de turmalina, eventos magmático-hidrotermales, diques graníticos del GC, sedimentación y la exhumación de la Sierra de Guanajuato durante el Ypresiano-Lutetiano.

49 - 33 Ma: evento D3 y fase D3F1

La SG inició su historia extensional en ca. 49 Ma con la fase D3F1. Esta fase extensional abarca desde los ca. 49 Ma hasta ca. 33 Ma. La edad de esta deformación está constreñida entre la edad de los diques granodioríticos que no presentan

deformación cataclástica (ca. 49 Ma) y la ignimbrita Alfaro de ca. 31 Ma, que sobreyace al Granito Comanja. La ubicación del Granito Comanja a lo largo del núcleo de la Sierra de Guanajuato y de los conglomerados hacia su borde SW, sugiere que la forma alargada de la Sierra y su carácter de bloque tectónico limitado por fallas normales se configuró en ese tiempo. El Granito Comanja continuó su exhumación durante el intervalo Lutetiano-Priaboniano (D3F1), pero bajo condiciones de deformación diferentes al evento D2. De acuerdo con el modelo de Angeles-Moreno *et al.* (2017) (Figura 50), en donde emplea los esfuerzos, durante el evento D2 el esfuerzo σ_1 estaba orientado horizontal NW-SE y cambió a ser vertical en D3F1 durante la extensión, esto último coincide con el eje principal de deformación (ϵ_1) orientado NE-SW durante D3F1 para el caso de este trabajo.

El descapote de rocas en el sector NW de la SG sugiere que en sus otros sectores centro y sureste, también ocurrió exhumación, sin embargo, no afloran rocas intrusivas que permitan documentar magnitudes y velocidades de exhumación.

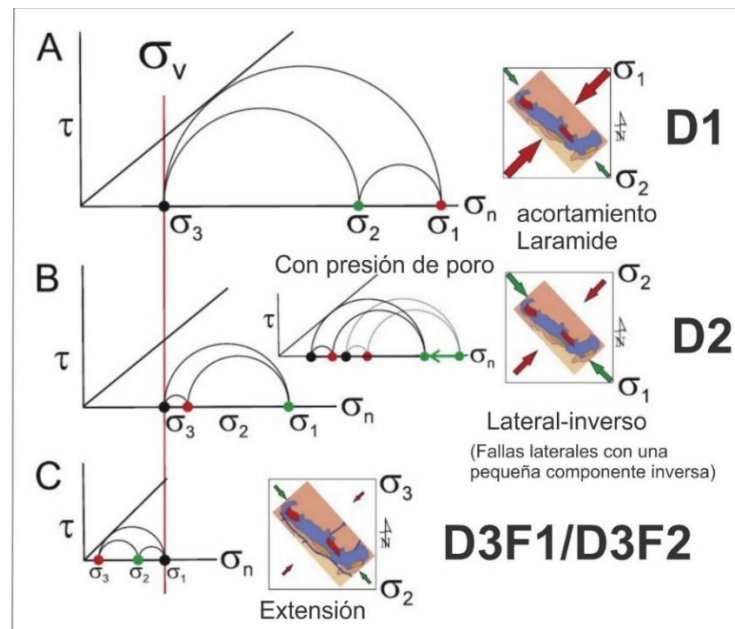


Figura 50. Relación entre los estados de esfuerzos de las rocas del grupo del Ypresiano, eventos de turmalina y diques graníticos del GC y la exhumación del GC. Sector noroeste de la Sierra de Guanajuato (modificado de Angeles-Moreno *et al.*, 2017).

La dirección de extensión NE-SW para el evento D3F1 tanto a nivel del Granito Comanja y a nivel del Conglomerado Duarte y del grupo del Ypresiano son similares a los resultados obtenidos por Aranda-Gómez y McDowell (1998) en donde ellos se basaron en las inclinaciones del Conglomerado Guanajuato para relacionarlo con fallas extensionales.

El evento D3F1 también fue acompañado de sedimentación clástica continental en varias partes de la SG, por ejemplo, se ha visto que el depósito tanto del Conglomerado Guanajuato como del Conglomerado Duarte continúa por encima de rocas volcánicas con edades de ca. 49 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015, Aranda-Gómez y McDowell, 1998) (Figuras 48 y 49). Durante el depósito de esos conglomerados inicia la fase extensional (D3F1). Otra característica de esta fase de deformación es que produjo numerosas discordancias locales, comúnmente angulares, entre los conglomerados de edad eocénica y las rocas volcánicas oligocénicas que los cubren (discordancia Priaboniano-Rupeliano). La presencia de un fallamiento extensional también en este tiempo es soportada por resultados de Aranda-Gómez y McDowell (1998) con base en los cambios abruptos de facies sedimentarias, espesores e inclinaciones y es soportado también en los resultados del análisis sedimentario, en el cual se interpretó el desarrollo abanicos aluviales y sistemas fluviales en el registro del Conglomerado Duarte y Guanajuato (Miranda-Avilés *et al.*, 2016; Puy-Alquiza *et al.*, 2017). En muchos lugares la ausencia de los conglomerados hace que dicha discordancia se una a la del Cretácico Tardío-Eoceno observándose a las rocas oligocénicas descansando directamente, en discordancia angular, sobre las rocas mesozoicas.

El magmatismo y sedimentación entre 49 y 33 Ma de la Sierra Guanajuato se puede correlacionar con el magmatismo del Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental, de este magmatismo se derivaron rocas ignimbríticas, andesíticas, dacíticas, riolíticas, e intrusivas porfídicas y también se han reportado algunas de estas rocas intercaladas con sedimentos (Ferrari *et al.*, 2007).

33-28 Ma: fase D3F2

La Sierra de Guanajuato (SG) presentó entre los 33 y 16 Ma periodos de quietud volcánica intercalados con periodos sedimentación y de fallamiento; esto dio como resultado discordancias angulares. En este intervalo de tiempo se ubica la fase D3F2 extensional que ocurrió entre los 33 y 28 Ma descrito en la sección de geología estructural (5.3.3.2).

Esta fase de fallamiento está registrada en el Distrito Minero de Guanajuato (DMG) y la Cañada de la Virgen (Figura 8). Entre 31 y 29 Ma esta fase de fallamiento fue contemporánea con la formación de vetas epitermales de oro y plata de las áreas mineras, cuya mineralogía incluye adularia, fechada en ca. 29 Ma en el DMG (Gross, 1975; Nieto-Samaniego *et al.*, 2015). En La Cañada de La Virgen las fallas de D3F2 están cubiertas por la Ignimbrita Cañada La Virgen de 28 Ma (Figuras 27 y 30). Este fallamiento es correlacionable en edad con uno de los “*flare up*” ignimbríticos de la Sierra Madre Occidental. La migración del magmatismo y fallamiento en la SG coinciden con el primer pulso de volcanismo ignimbrítico de la SMOc de 34 Ma a 28 Ma, que se dió en un intervalo de tiempo muy corto y con un volumen de rocas piroclásticas excediendo los 300 000 kilómetros cúbicos (McDowell y Keizer, 1977; Ferrari *et al.*, 2002, 2005, 2007). Este pulso ignimbrítico se ha interpretado que pudo ser resultado del desprendimiento de una parte de la placa Farallón que estaba en subducción por debajo de la placa de Norteamérica seguido de una disminución de la velocidad de convergencia de Farallón y un fenómeno de *roll-back* (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c; Ferrari *et al.*, 2002, 2005, 2007).

La fase D3F2 en la SG (31 Ma - 28 Ma) coincide con los eventos tectónicos cuando la dorsal del Pacífico del Este empezó a interactuar con la placa de Norteamérica (Atwater y Stock, 1998) y empezó a separarse en placas más pequeñas (Manea *et al.*, 2017) y de esta separación la placa de Cocos se quedó como un remanente de la placa Farallón (Manea *et al.*, 2017). Este pulso de fallamiento también coincide con una extensión cortical de la SMOc (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c).

16 - 7 Ma: evento D4

La Sierra de Guanajuato registró el paso de la SMOc a la FVTM y que es mostrado por cambios composicionales en las rocas volcánicas y por el paso de la fase de deformación D3F2 a la fase D4. Este evento inició después de los ca. 23 Ma y fue registrado por el desplazamiento de rocas del grupo del Chattiano en los hombros del graben de La Sauceda y en el SFB, adicionalmente provocando basculamientos pequeños ($<15^\circ$) de las rocas del grupo del Chattiano en la SG.

La SG es un reflejo de los eventos tectónicos propuestos por Ferrari *et al.* (1999) entre la SMOc y la FVTM y que en la sierra se presenta como el hiatus magmático entre los 23 y 16 Ma (Figura 51). El establecimiento de la fase de deformación D4 produjo fallas principalmente de tipo normal, asociadas con periodos intermitentes de vulcanismo basáltico y andesítico, que formaron las mesas que coronan la Sierra de Guanajuato.

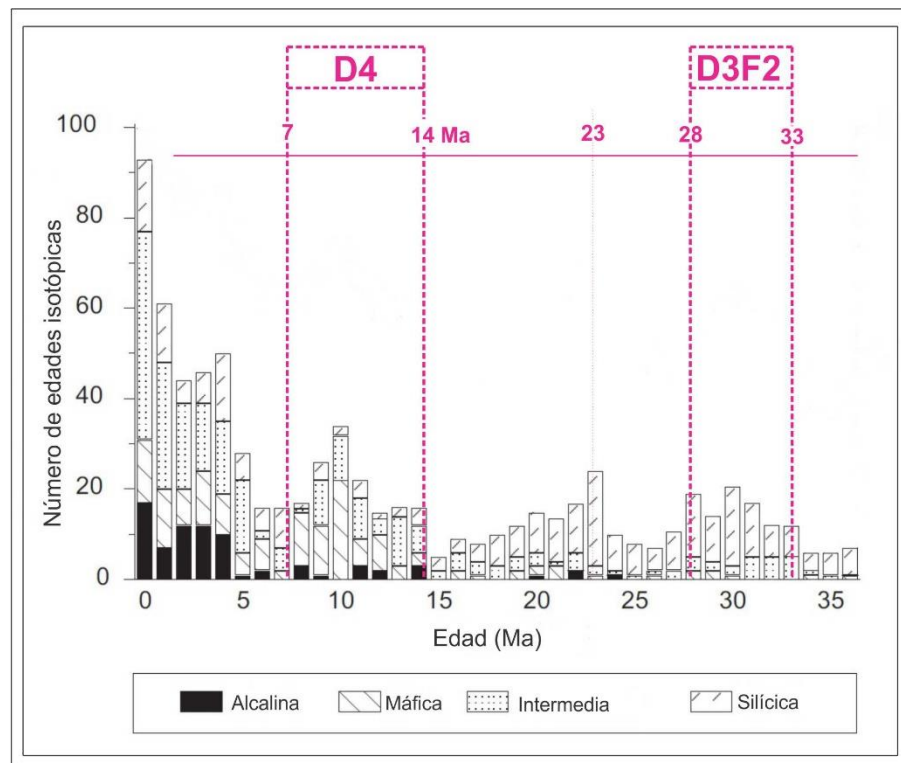


Figura 51. Relación entre los picos de edades isotópicas de Ferrari *et al.* (1999) y los pulsos de fallamiento para la Sierra de Guanajuato.

El hiatus volcánico de la SG entre 23 Ma y 14 Ma se traslapa en edad con la extensión en la parte sur de la SMOc y que fue relacionada con un aumento en la tasa media de acreción oceánica al sur de la fractura de Shirley (24-18 Ma) (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c) que también se puede ver en la Figura 52. El hiatus volcánico de la SG es reflejo de que el magmatismo se concentra principalmente hacia el occidente y sur de la SG de (Ferrari *et al.*, 1999), para después regresar al ocurrir la instauración de la FVTM como un arco volcánico E-W después de los 17 Ma.

El evento de deformación D4 (14-7 Ma) registrado la SG es coetáneo con la reorganización de placas en el Pacífico que produjo la desaparición de la placa Guadalupe y el nacimiento de las placas de Cocos y Rivera (Klitgord y Mammerickx, 1982). Durante esa reorganización, tuvo lugar el inicio y propagación hacia el oriente del “*slab window*” (11.5 a 6 Ma) postulado por Ferrari (2004) para explicar la distribución del magmatismo inicial de la FVTM.

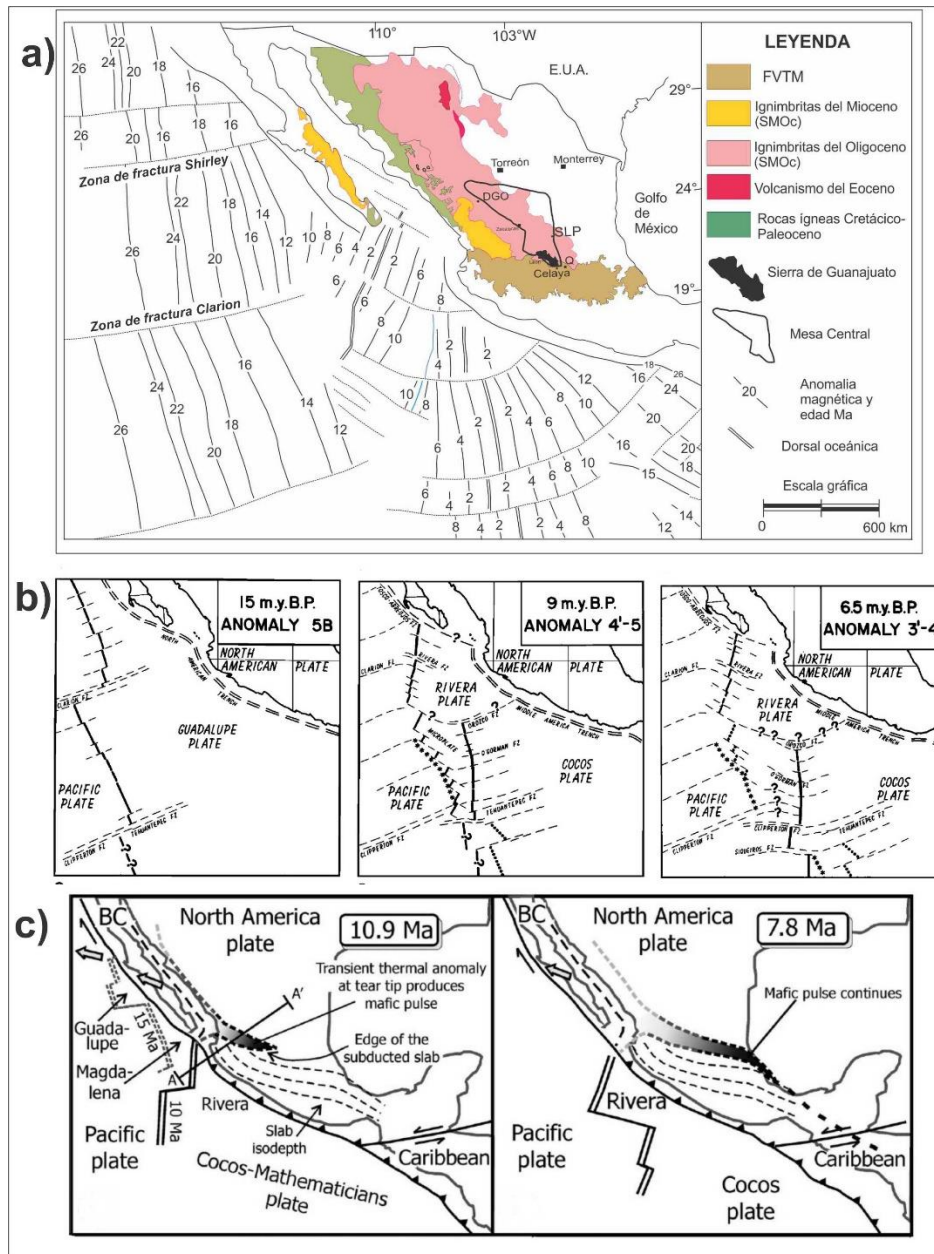


Figura 52. El contexto tectónico para el sur de México aproximadamente entre 15 y 6.5 Ma en relación con la Mesa Central y la Sierra de Guanajuato. a) Registro magnético en el pacífico adyacente a México en relación con la Mesa Central y la Sierra de Guanajuato (Modificada de Klitgord y Mammerickx, 1982; Ferrari et al., 2005, 2007). b) Interpretación de la configuración de placas entre 15 Ma y 6.5 Ma, tomado Klitgord y Mammerickx, (1982). c) Interpretación de una anomalía térmica en la parte norte de la FVTM como rompimiento de la placa subducente oceánica y la correspondiente formación de una ventana en la placa oceánica y migración de magmatismo máfico al este, tomado Ferrari (2004).

Intrusivos Tesorera, Peñón Blanco y Comanja: implicaciones en el levantamiento y exhumación de la parte sur de la Mesa Central

Los grupos de edades existentes de los intrusivos en parte sur de la Mesa Central (MC) sugieren que hubo dos períodos de plutonismo: ca. 73-62 Ma, y ca. 50 Ma. También se han reportado complejos de diques cuyas edades forman grupos de 50, 48-45 y 30 Ma en Charcas, S. L. P. (Levresse *et al.*, 2015), y un grupo de 38-45 Ma en la Sierra de Catorce, S. L. P. (Mascuñano *et al.*, 2013) (Figura 53).

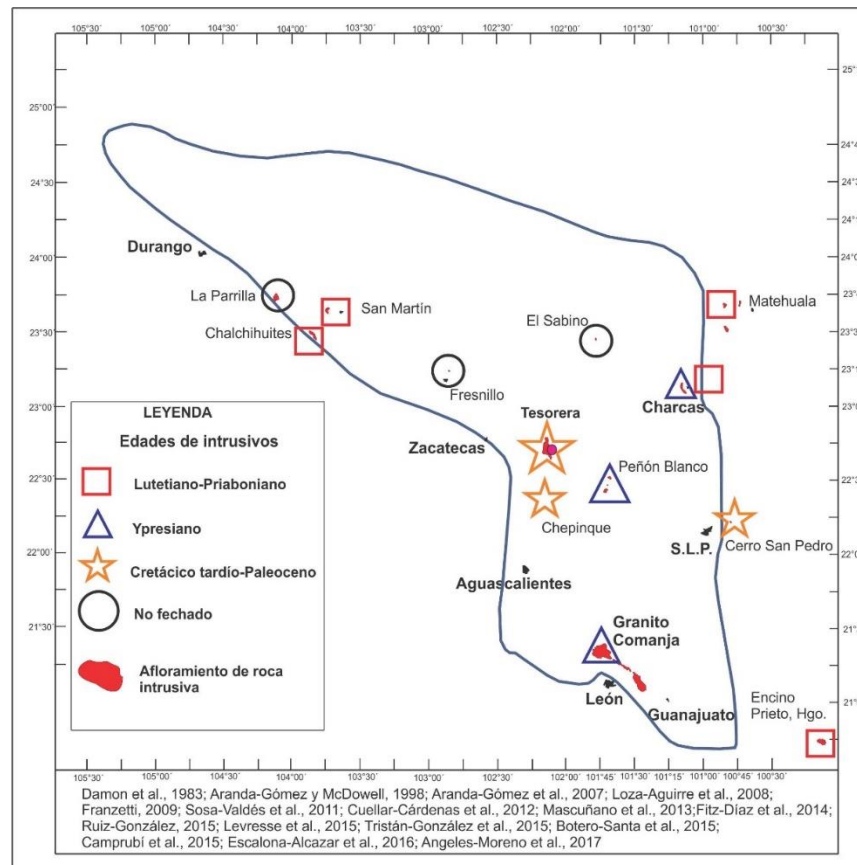


Figura 53. Distribución de algunas rocas intrusivas a lo largo de la Mesa Central incluyendo al Granito Comanja de la Sierra de Guanajuato.

La exhumación de los plutones ocurrió después de los 51 Ma que es la edad de cristalización del GC y que se asocia al evento D2, dicho evento fue interpretado transicional entre la Orogenia Laramide y a la fase extensional en la MC (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Solamente se conocen evidencias de campo en Tesorera y Comanja de rocas volcánicas que cubren a los plutones. En Tesorera se trata de una Dacita de 63 Ma

(K-Ar roca entera; Tristán-González *et al.*, 2015) que fue fechada nuevamente por U-Pb en 47.5 Ma (Olmos-Moya, 2018, Comunicación personal) y riolitas de ca. 50 Ma (K-Ar roca entera; Tristán-González *et al.*, 2015); mientras que en Comanja se trata de ignimbritas de ca. 31 Ma (Angeles-Moreno *et al.*, 2017). Adicionalmente, se conoce que el granito Peñón Blanco (Figura 54) tiene una edad de enfriamiento de 50.94 ± 0.47 Ma (Ar-Ar en muscovita) y hay una edad de 32.3 ± 1.5 Ma (K-Ar en sanidino) de una roca piroclástica intercalada lechos rojos que contienen clastos del granito Peñón Blanco, constriñendo así la edad de exhumación (Aranda-Gómez *et al.*, 2007).

Los nuevos resultados del presente trabajo y los datos publicados en Angeles-Moreno *et al.* (2017) y Aranda-Gómez *et al.* (2007) muestran que hubo levantamiento-exhumación en la parte sur de la MC entre el Maastrichtiano-Eoceno exhumando los plutones de Comanja, Tesorera y Peñón Blanco. Si cada uno de los cuerpos plutónicos se exhumaron de manera independiente, entonces la granodiorita Tesorera lo hizo entre 73.3 (edad de cristalización) y 47.5 Ma (edad de una dacita que cubre la granodiorita Tesorera), Peñón blanco entre 50.94 Ma y 32.3 Ma y el Granito Comanja entre 51 (edad de cristalización) y 31 Ma (edad de las rocas volcánicas que lo cubren). Sin embargo, si la parte sur de la MC se levantó conjuntamente, produciéndose la exhumación de los intrusivos al mismo tiempo, entonces la edad de dicho evento se ubica en el traslape temporal de levantamiento-exhumación de los cuerpos plutónicos, es decir entre los 51 y 47.5 Ma (Figura 54).

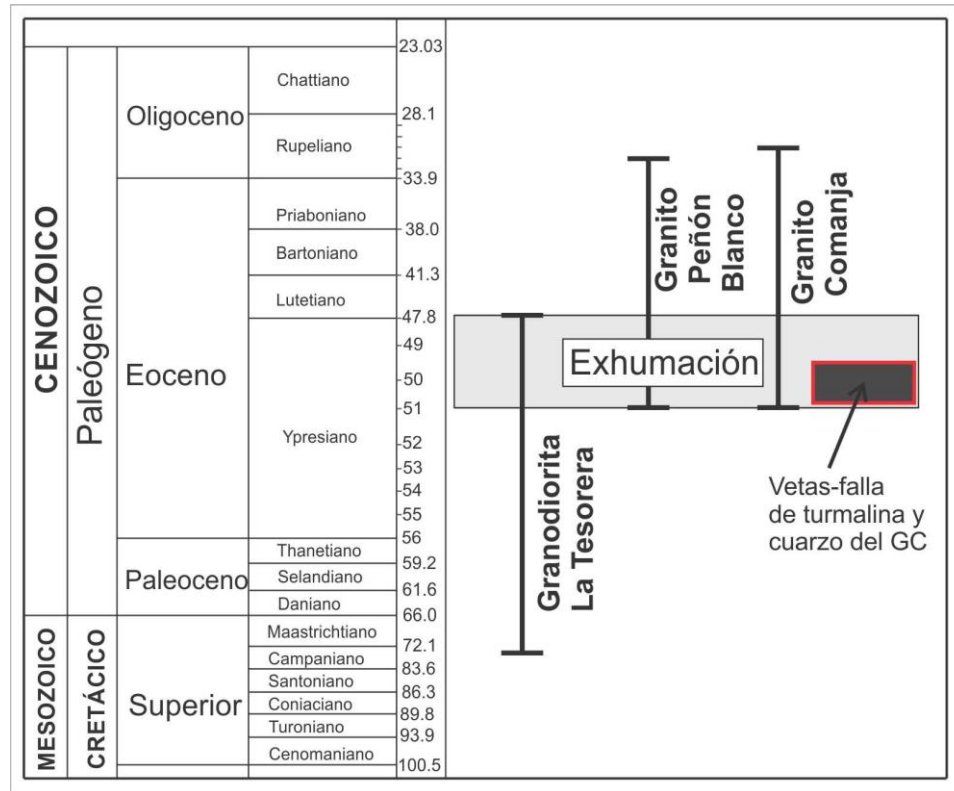


Figura 54. Traslape temporal del levantamiento-exhumación de algunos cuerpos plutónicos en la parte sur de la Mesa Central entre los 51 Ma y 47.5 Ma.

Al analizar la relación espacial y temporal de las estructuras del sistema orogénico laramídico (SMOr) y de la MC, se observa que esta última aparece como una región extendida desarrollada en un entrante de la SMOr, de manera similar a la provincia extensional de Sierras y Cuencas (B&R) de los Estados Unidos (Wernicke *et al.*, 1987) (Figuras 55 B y C). Tanto la MC como el B&R son zonas con estructuras mayores extensionales cenozoicas sobrepuestas a estructuras de acortamiento laramídicas, ambas han registrado importante extensión y exhumación, y tuvieron magmatismo y sedimentación contemporáneamente con el desarrollo de cuencas extensionales.

La Mesa Central puede ser un caso similar al B&R y otros sistemas extensionales desarrollados sobre anteriores sistemas orogénicos de acortamiento, por ejemplo: Los Andes en la zona de Perú, los Alpes Europeos, los Apeninos, la cuenca Pannotia, el orógeno escandinavo-herciniano, o el sistema orogénico Himalaya-Tibet) (Figura 55 A). En esos sistemas orogénicos la extensión regional se ha asociado a un mecanismo de colapso extensional y gravitacional, en donde primero hay convergencia activa

acompañada de engrosamiento litosférico o cortical, y luego de extensión (England y Houseman, 1989; Dewey, 1988; Rey *et al.*, 2001). La MC y los sistemas orogénicos en los que se ha propuesto colapso extensional y gravitacional comparten las siguientes características: una elevación topográfica de la corteza, estructuras extensionales sobrepuestas a fallas de acortamiento, exhumaciones rápidas, vulcanismo bimodal, reactivación de fallas inversas por extensión, y formación de cuencas extensionales. La extensión forma cuencas sedimentarias que están limitadas por fallas. Por estas razones hipotetizamos que la MC tuvo una evolución semejante a otros sistemas extensionales en los que ocurrió colapso extensional y gravitacional.

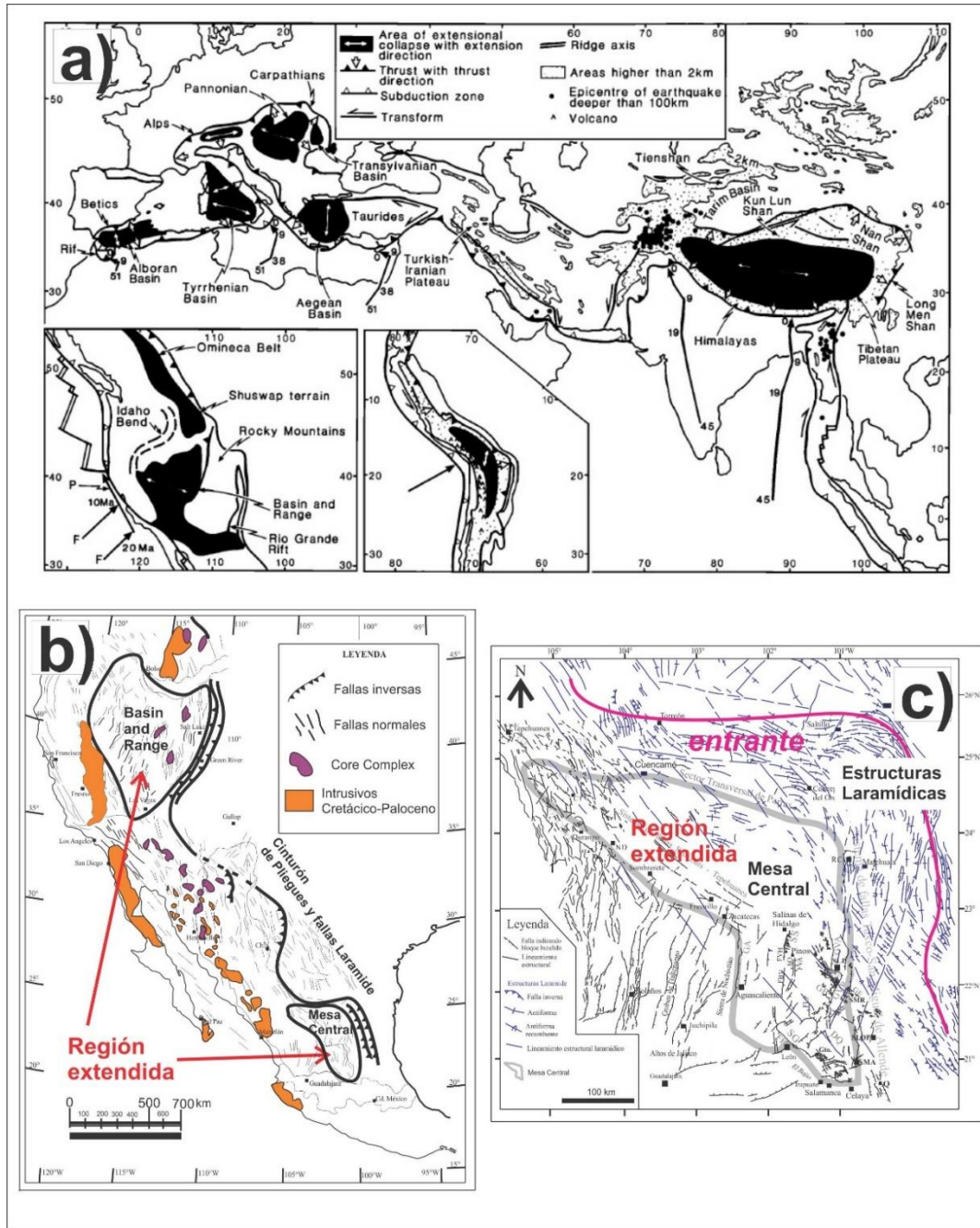


Figura 55. La Mesa Central como una región extendida y comparable a otras regiones en la que ha ocurrido colapso extensional. a) Regiones con colapso extensional, tomado de Dewey (1988), b). La Mesa Central como región extendida del Sistema Cordillerano de Norteamérica, elaborado a partir de los mapas de Coney (1980), Armstrong (1982), Wernicke et al. (1987) y Whitney et al. (2013). c) Estructuras cenozoicas mayores de la Mesa Central en relación el entrante laramídico (elaborado a partir de Velez-Scholvink, 1990 y Nieto-Samaniego et al., 2005).

8. Conclusiones

La región de estudio, que comprende la Sierra de Guanajuato (SG) y la Sierra Codornices (SC) es pieza clave en la evolución tectónica cenozoica de la parte sur de la Mesa Central. En dicha región se yuxtaponen los depósitos volcánicos del arco volcánico eocénico, de la Sierra Madre Occidental y de la Faja Volcánica Transmexicana. También afloran las cuatro discordancias regionales reportadas para el cenozoico de la Mesa Central, lográndose en este estudio precisar sus límites y su significado tectónico.

- La estratigrafía cenozoica de las sierras de Guanajuato (SG) y Codornices (SC) se organizó en cinco grupos: conglomerados del Eoceno, grupo del Ypresiano (52-48 Ma), grupo del Rupeliano (32-31 Ma), grupo del Chattiano (24-22 Ma) y grupo del Mioceno (14-7 Ma).

- Los conglomerados del Eoceno afloran a lo largo de las sierras de Guanajuato y Codornices e incluyen al Conglomerado Duarte, Conglomerado Guanajuato y afloramientos menores de conglomerados y areniscas continentales que yacen bajo las rocas volcánicas del grupo del Rupeliano. Los conglomerados representan el registro sedimentario de la erosión de un espesor de rocas que alcanzó los 7 km en la Sierra de Guanajuato. Dicha cobertura removida incluía rocas volcánicas eocénicas de las cuales quedan pocos remanentes (grupo del Ypresiano). Hay conglomerados equivalentes en múltiples zonas del sector sur de la Mesa Central, lo que nos lleva a inferir que la etapa erosiva mencionada afectó de manera generalizada al sector sur de la Mesa Central de México.

- El grupo del Ypresiano incluye a las unidades diquestrato Duarte (52.16 ± 0.2 Ma, LA-ICPMS; U-Pb en zircón), riolita La Laborcita (51.86 ± 0.46 Ma, LA-ICPMS; U-Pb en zircón) Granito Comanja (GC) (51.0 ± 0.3 , U-Pb en zircón) e Ignimbrita Palo Blanco (48.82 ± 0.97 Ma, U-Pb en zircón). Estas rocas fueron contemporáneas con el depósito de los Conglomerados del Eoceno. La presencia de las rocas volcánicas de este grupo evidencia la extensión, hasta la Sierra de Guanajuato, del arco volcánico del Eoceno reconocido en el Norte de México.

- El grupo del Rupeliano comprende a las rocas ígneas con edades de ca. 34 Ma a ca. 28 Ma; en este grupo están incluidas las rocas del grupo volcánico Guanajuato, las andesitas de la base del Oligoceno, el gabro de Arperos, la ignimbrita Alfaro de ca. 31

Ma, la riolita Chichíndaro y otras ignimbritas como la Toba Cañada La Virgen (de ca. 29 Ma) y la Ignimbrita Cañada La Virgen (de ca. 28 Ma). Este grupo representa la fase principal de volcanismo de la Sierra Madre Occidental, es el más extendido en el sector sur de la Mesa Central y se lo asocia a la gran cantidad de depósitos minerales que hay en esa región.

- El grupo del Chattiano es propuesto para agrupar a rocas volcánicas cuyas edades varían entre 26 y 22 Ma, en este grupo están incluidos el Basalto Dos Aguas, la ignimbrita La Media Luna, la ignimbrita San Nicolás y al Conglomerado Santa Catarina. Este grupo se asocia a la segunda fase del magmatismo de la Sierra Madre Occidental.

- El grupo del Mioceno incluye en su base algunos conglomerados mal consolidados y a rocas basálticas y andesíticas con edades entre 16 Ma y 7 Ma que afloran de manera dispersa en ambas sierras. Este magmatismo corresponde a las etapas iniciales de la Faja Volcánica Transmexicana.

- La discordancia Cretácico Tardío-Ypresiano representa el tiempo en que ocurrió el evento de deformación Laramide, denominado aquí D1. Dicho evento es de acortamiento en dirección NE-SW y está registrado en el Basamento Mesozoico de la Sierra de Guanajuato a manera de pliegues, foliaciones y fallas inversas. El alcance estratigráfico de la discordancia Cretácico Tardío-Ypresiano permite inferir el término de la Orogenia Laramide en la región de estudio, ubicándolo entre ~62 Ma y ~53 Ma.

- La discordancia Lutetiano-Rupeliano es el límite superior del grupo del Ypresiano y la base del grupo del Rupeliano. La discordancia es angular y marca el inicio del magmatismo riolítico del Oligoceno que formó la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental.

- La discordancia entre el grupo del Chattiano y del Mioceno representa un hiatus de ca. 6 Ma. La discordancia marca el cese del magmatismo riolítico del Oligoceno y el establecimiento de un vulcanismo de tipo efusivo de composición máfica. Este cambio en el magmatismo es la transición del magmatismo de la Sierra Madre Occidental al de la Faja Volcánica Transmexicana.

- En las SG y SC se reconocieron cuatro eventos de deformación: D1 es el evento Laramide mesozoico de acortamiento NE-SW. D2 fue un de fallamiento lateral con una componente pequeña de movimiento inverso, con el eje principal de acortamiento orientado horizontal con dirección NE-SW, evento ocurrido entre ca. 51 Ma y ca. 48 Ma, es un evento transicional entre la Orogenia Laramide y la extensión subsecuente estilo Basin and Range (B&R). D3 es de carácter extensional y tuvo dos fases de deformación D3F1 y D3F2. La fase D3F1 ocurrió en el Lutetiano-Priaboniano, produjo fallas normales en los conglomerados eocénicos y las rocas del grupo del Ypresiano, originó basculamientos de 40° a 80° en las rocas eocénicas. D3F2 ocurrió entre 33 Ma y 28 Ma, es de tipo extensional tridimensional, produjo alargamientos tanto NE-SW como NW-SE. D4 (14-7 Ma) fue un evento extensional miocénico que configuró la morfología actual del frente de las sierras de Guanajuato y Codornices. D4 es coetáneo con la desaparición de la placa Guadalupe y el nacimiento de las placas de Cocos y Rivera en el Pacífico mexicano y con el inicio y propagación hacia el oriente del “*slab window*” (11.5 a 6 Ma) asociado al inicio de la Faja Volcánica Transmexicana.

- Basados en que se documentó una exhumación para el Granito Comanja cercana a 7 km y considerando que hay afloramientos de al menos otros dos cuerpos plutónicos, el Granito Peñón Blanco y la Granodiorita La Tesorera, en regiones cercanas, se propone que el levantamiento-exhumación ocurridos entre los 51 Ma y 47.5 Ma fue de extensión regional, abarcando una región amplia en el sur de la Mesa Central.

Referencias

- Aguillón-Robles, A., Aranda-Gómez, J.J., Solorio-Munguía, J.G., 1994, Geología y tectónica de un conjunto de domos riolíticos del Oligoceno medio en el sur del estado de San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1, 29-42.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F.W., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, 96(B8), 13373-13388.
- Aguirre-Díaz, G. J., Nelson, S. A., Ferrari, L., López-Martínez, M., 1997, Ignimbrites of the central Mexican Volcanic Belt, Amealco and Huichapan Calderas (Querétaro-Hidalgo), en Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico: A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions UNAM*, Instituto de Geología, México, 1-39.
- Aguirre-Díaz, G., McDowell, F.W., 1999, Volcanic evolution of the Amealco caldera, central Mexico, en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G., and Stock, J. M. (eds.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334*.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Ojeda-García, A.C., Orozco-Esquivel, M.T., Vasallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 129-148.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vasallo-Morales, L. F., Xu, S. S., 2002, El sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-Eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 55(1), 12-29.
- Albinson, T., 1988, Geologic reconstruction of paleosurfaces in the Sombrerete, Colorada, and Fresnillo district, Zacatecas state, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1647-1667.

- Alvarado-Méndez, H., Rodríguez-Trejo, S., 1999, Carta geológico-minera Nuevo Valle de Moreno, F14-C42, Guanajuato, escala 1:50000: Secretaría de Economía, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa con resumen de la geología.
- Anderson, J. L, Smith, D. R., 1995, The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer: *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- Angeles-Moreno, E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 216 p.
- Angeles-Moreno E., Nieto-Samaniego A. F., Ruiz-González F. J., Levresse G., Alaniz-Alvarez S. A., Olmos-Moya, M. de J.P., Xu, S., Miranda-Avilés, R., 2017, The transition between shortening and extensional regimes in central Mexico recorded in the tourmaline veins of the Comanja Granite: *Journal of South American Earth Sciences*, 73, 65-77.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central: *Revista del Instituto de Geología*, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J., McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico-Syn-depositional tilting of the Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, 40, 116-134.
- Aranda-Gómez. J. J., Henry, C. D., Luhr, J., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 59-71.
- Aranda-Gómez. J. J., Henry, C. D., Luhr, J., McDowell, F. W., 2003, Cenozoic volcanic-tectonic development of northwestern Mexico— a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension-related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces, en *Geologic*

transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for field trips 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, México, D. F., March 25-30, 2003: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Centro de Geociencias, Publicación Especial 1, Field trip 5, 71-121.

Aranda-Gómez, J. J., Housh, T. B., Luhr, J. F., Henry, C. D., Becker, T., Chávez-Cabello, G., 2005, Reactivation of the San Marcos fault during mid- to late Tertiary extension, Chihuahua, México, en Nourse, J. A., Anderson, T. H., McKee, J. W., Steiner, M. B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper, 393, 509-522.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno G., Chávez-Cabello, G., 2005, El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario, Tomo LVII, 3,187-225.

Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R., McDowell, F. W., Vassallo-Morales, L. F., Ortega-Rivera, M. A., Solorio-Munguía, J. G., Aguillón-Robles, A., 2007, The relationships between volcanism and extension in the Mesa Central: the case of Pinos, Zacatecas, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 24(2), 216-233.

Arellano, A.R.V., Pantoja J., Ledesma, O., 1960, Yacimientos minerales no metálicos de la región de Neutla, Municipio de Comonfort, Estado de Guanajuato: Boletín 54 Consejo de Recursos Minerales. Archivos técnicos del Servicio Geológico Mexicano, 34p.

Armstrong, R.L., 1982, Cordilleran metamorphic core complexes: from Arizona to southern Canada. Annual Review of Earth Planetary Science Letters, 10, 129-154.

Atwater, T., Stock, J., 1998, Pacific-North America Plate tectonics of the Neogene Southwestern United States – an update: International Geology Review, 40, 375-402.

Baez-López, J.A., 2014, Estratigrafía de la parte sur del Distrito Minero de Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 127p.

- Beare, M., Sostre, M., 2008, NI-43-101 Technical Report for the Guanajuato Mines Project, Guanajuato State, Mexico: SRK Consulting (U.K.) Ltd., 75p.
- Botero-Santa, P.A., 2011, Origen y evolución de la falla de El Bajío en su sector noroeste: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 113 p.
- Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., López Martínez, M., Levresse, G., Xu, S.-S., Ortega-Obregón, C., 2015, Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana: Revista Mexicana Ciencias de Ciencias Geológicas, 32, 84-98. [http://satori.geociencias.unam.mx/32-1/\(08\)BoteroSanta.pdf](http://satori.geociencias.unam.mx/32-1/(08)BoteroSanta.pdf).
- Botsford, C.W., 1909, Geology of the Guanajuato District: The Engineering and Mining Journal, LXXXVII, 691-694.
- Brown, M., 2013, Granite: From genesis to emplacement: Geological Society of America Bulletin, 125 (7-8), 1079–1113; doi: 10.1130/B30877.1.
- Bryan, S.E., Ferrari, L., 2013, Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: progress in our understanding over the last 25 years: Geological Society of America Bulletin, 125 (7–8), 1053–1078. <http://dx.doi.org/10.1130/B30820.1>.
- Byerlee, J. D., 1978, Friction of Rocks: Pure and Applied Geophysics, 116 (4-5), p. 615-626. DOI:10.1007/BF00876528
- Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., Niemeyer, S., and Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico; a link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: Journal of Geophysical Research, 94 (B6), 7817-7840.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic Terranes and mineral resource distribution in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20(6), 1040-1051.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Valencia, V.A., Barra, F., 2015, Geochronology of Mexican mineral deposits. I: the San Martín polymetallic skarn, Zacatecas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 67(1), 119-122.

- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 244-260.
- Centeno-García, E., 2017, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview: *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Cerca-Martínez, L.M., Aguirre-Díaz, G.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, 131– 151. DOI:10.1080/00206810009465073.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctorado, 226 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, volumen conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México, LVII (1), 27-52.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopods de type thétisien au Mexique central: *Geobios*, 21(2), 125–135.
- Clark, K.F., Foster, C.F., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 533-544.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes, *in* Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H. (eds.), *Cordilleran Metamorphic Core Complexes: Geological Society of America Memoir 153*, 7-34.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, A.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la

- deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 179-203.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Clark, K. F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1052-1071.
- Dávalos-Álvarez, O.G., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Gómez-González, J.M., 2005, Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro, y su relación con la sismicidad local: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2), 129-147.
- Davis, J.B., Clark, K., Randall, J.A., 2009, Relación de una caldera con la mineralización en el distrito minero de Guanajuato, *in* Clark, K.F., Salas Piza, G.A., Cubillas Estrada, R. (eds.): *Geología Económica de México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A. C., México, Servicio Geológico Mexicano*, 584–635.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX, Congreso Geológico Internacional, 87p.
- De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, 50, 595-605.
- DeCelles, P.G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA: *American Journal of Science*, 304(2), 105–168. doi:10.2475/ajs.304.2.105.
- DeCelles, P.G., Graham, S.A., 2015, Cyclical processes in the North American Cordilleran orogenic system: *Geology*, 43(6), 499–502.
- Dewey, J.F., 1988, Extensional Collapse of Orogens: *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.
- Dilles, J.H., Einaudi, M.T., 1992, Wall-Rock Alteration and Hydrothermal Flow Paths about the Ann-Mason Porphyry Copper Deposit, Nevada- a 6-Km Vertical Reconstruction: *Economic Geology*, 87(8), 1963-2001.

- Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez, S., Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del distrito minero de Guanajuato: Boletín Consejo de Recursos Minerales no Renovables, v. 75, 48 p.
- Edwards, D.J., 1955, Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico: United States, Geological Survey Professional Paper, 264-H, 153-185.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- England, P.C., Houseman, G.A., 1989, Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau: Journal of Geophysical Research, 94(B12), 17,561-17,579.
- English, J.M., Johnston, S.T., 2004, The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?: International Geology Review, 46(9), 833-838.
- Escalona-Alcázar, F. J., Solari, L., García-y-Barragán, J. C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P., Nieto-Samaniego, A. F., Núñez-Peña, E. P., 2016, The Paleocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U–Pb ages, and sandstone provenance: International Geology Review, 58(7), 826-848. DOI: 10.1080/00206814.2015.1125809.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: Geology, 27(4), 303-306.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Romero, F., 2000, Geology of the Western Mexican Volcanic Belt and Adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block, *in* Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J.M. (eds.), Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper 334, 65-84.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002, Ignimbrite flare up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate: Tectonics, 21(4), 17-24. DOI: 10.1029/2001TC001302.

- Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003, Geology of the San Pedro–Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3), 165–181.
- Ferrari, L., 2004, Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: *Geology*, 32(1), 77-80.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la Evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario. *Temas Selectos de la Geología Mexicana*, Tomo LVII, Núm. 3, p. 343-378.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relationship with the evolution of the western margin of North America, *in* Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 1-39. DOI: 10.1130/2007.2422(01).
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., Van der Pluijm B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold–Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56(6), 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chavéz-Cabello G., 2017, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Franzetti, M., 2009, Contribution à l'étude des massifs plutoniques de la Tesorera et de la Saucedá, Mexique: Brest, Fr., Université de Bretagne Occidentale, Mémoire de stage de Master 1, 39p. (Inédito)
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, 16(3), 388-408. DOI: 10.1029/97TC00496.

- Gawęda, A., Müller, A., Stein, H., Kądziołko-Gawęł, M., Mikulski, S., 2013, Age and origin of the tourmaline-rich hydraulic breccias in the Tatra Granite, Western Carpathians: *Journal of Geosciences*, 58(2), 133–148. DOI: 10.3190/jgeosci.140.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, R.Z., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: *Geological Society of America GSA Today*, 14(4/5), 4-11.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII (3), 227-283.
- González-Reyna, J., 1959, El intrusivo granítico de Arperos y su influencia en la mineralización de Guanajuato, Gto.: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 22(2), 9-18.
- Gross, W. H., 1975, New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 70, 1175-1189.
- Guilbaud M., N, Siebe C, Layer P., 2012, Reconstruction of the volcanic history of the Tacámbaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 1187-1211.
- Guilbaud, M-N, Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H., Le Corvec, N., 2011, Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo volcano region, Michoacán, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112.
- Hasenaka T, Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán- Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2), 105–124.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., Silver, L. T., 2003, Geology and geochronology of the granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: *Geological Society of America Special Paper*, 374, 237-274.

- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318(1-4), 1-26. DOI: 10.1016/S0040-1951(99)00304-2.
- Hernández-Bernal, M., Corona-Chávez, P., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Solé-Viñas, J., Molina, J. 2016, Miocene andesitic lavas of Sierra de Angangueo: a petrological, geochemical, and geochronological approach to arc magmatism in Central Mexico: *International Geology Review*, 58(5), 603-625.
- Huspeni, J. R., Kesler, S. E., Ruiz, J., Tuta, Z., Sutter, J. F., Jones, L. M., 1984, Petrology and geochemistry of rhyolites associated with tin mineralization in northern Mexico: *Economic Geology*, 79(1), 87-105.
- Israde-Alcántara, I., Garduño-Monroy, V.H., 1999, Lacustrine record in a volcanic intra-arc setting: the evolution of the Late Neogene Cuitzeo basin system (Central Western México), *in* Cabrera, L., Saez, A. (eds.), *Ancient and Recent Lacustrine Systems in Convergent Margins: Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 151(1–3), 209-227.
- Israde-Alcántara, I., Miller, W.E., Garduño-Monroy, V.H., Barron, J., Rodríguez-Pascua, M.A., 2010, Palaeoenvironmental significance of diatom and vertebrate fossils from Late Cenozoic tectonic basins in west-central México: A review: *Quaternary International*, 219(1-2), 79-94.
- Johannesson, K.H., Cortés-Silva, A., Ramos-Leal, J.A., Ramírez-Guzman, H., Durazo-Lozano, J., 2005, Geochemistry of rare earth elements in groundwater from a rhyolite aquifer, central México, *in* Johannesson, K.H. (ed.), *Rare Earth Elements in Groundwater Flow Systems: Dordrecht, Springer-Verlag, Berlin, Water Science and Technology Library*, 51, 188-222.
- Johnson, C.A., Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2-4), 187-210.
- King, G., 1983, The Accommodation of Large Strains in the Upper Lithosphere of the Earth and Other Solids by Self-similar Fault Systems: the Geometrical Origin of b-Value: *PAGEOPH*, 121(5-6), 761-815.

- Klitgord, K.D., Mammerickx, J., 1982, Northern East Pacific Rise: Magnetic Anomaly and Bathymetric Framework: *Journal of Geophysical Research*, 87(B8), 6725-6750.
- Kollawis, J. B., Swisher III, C.C., Carranza-Castañeda, O., Miller, W.E., Tingey, G.D., 1998, Fission track and single-crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser-fusion ages from volcanic ash layers in fossil-bearing Pliocene sediments in Central Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (2), 157-160.
- Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Aranda-Gómez, J.J., 1982, Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico 85.
- Labarthe-Hernández, G., Jiménez-López, L.S., 1992. Características físicas y estructura de lavas e ignimbritas riolíticas en la Sierra de San Miguelito: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto Geología, Folleto técnico 114, 31p.
- Lapierre, H., Ortiz, L. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, Ch., Zimmermann, J. L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: the late Jurassic-early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central México: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 108(1-3), 61-77.
- Levresse, G., Dobarganes-Bueno, J., Nieto-Samaniego, A. F., 2015, Magmatic Evolution of Charcas Zn Distal Skarn: Mineral Resources in a Sustainable World, 13th SGA Biennial Meeting. Proceedings, 1, 137-140.
- López-Monroy, P., 1888. Las minas de Guanajuato. Memoria histórico-descriptiva de este distrito minero, México: Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana. Tomo X, Secretaría de Fomento, 69-743.
- López-Ramos, E., 1957, Estudio fotogeológico de la región Neutla-Comonfort, Guanajuato. Informe para el Consejo de Recursos Minerales. Archivo técnico del Servicio Geológico Mexicano.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriando, A., 2008, Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San

Luis-Tepehuanes y el graben de Aguascalientes, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 533-548.

Ludwig, K.R., 2008, User's manual for Isoplot 3.7: A toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Special Publication, núm. 4, rev. August 26, 77 p.

Luhr, J. F., Pier, J. G., Aranda-Gomez, J. J., Podosek, F. A., 1995, Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 321-339.

Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Valenzuela, R.W., Husker, A., Kostoglodov, V., 2017, A review of the geodynamic evolution of flat subduction in Mexico, Peru, and Chile: *Tectonophysics*, 695, 27-52.

Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, 8, mapa con resumen de la geología.

Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone Provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, Central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous Back-Arc Spreading as the Foundation of the Guerrero Terrane: *The Journal of Geology*, 119(6), 597–617.

Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central México: new insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones. *International Geology Review*, Vol. 55, No. 5, p. 574-589.

Martini, M., Solé, J., Garduño-Martínez, D.E., Pi Puig, T., Omaña, L., 2016, Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontologic and K-Ar geochronologic data from the Sierra de los Cuarzos: *Geosphere*, 12(4), 1–14.

- Mascuñano, E., Levresse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Corona-Esquivel, R., Meyzen, Ch., 2013, Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2), 299-311.
- Mattern, F., Pérez-Venzor, J.A., Pérez-Espinoza, J.E., Hiraes-Rochin, J., 2010, Cretaceous to Cenozoic sequential kinematics in the forearc–arc transition: effects of changing oblique plate convergence and the San Andreas system with implications for the La Paz fault (southern Baja California, Mexico): *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 99(1), 83–99. DOI: 10.1007/s00531-008-0384-2.
- McDowell, F. W., Keizer, R. P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlan, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 88(10), 1479-1487.
- McDowell, F.W., Mauger, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 106(1), 118–132.
- Miller, E.W., Carranza-Castañeda, O., 1984, Late Cenozoic Mammals from Central Mexico: *Journal of Vertebrate Paleontology, Origin and Evolution of the Cenozoic Vertebrate Fauna of Middle America*, 4(2), 216-236.
- Miranda-Avilés, R., Puy-Alquiza, M.J., Omaña, L., Loza-Aguirre, I, 2016, Los depósitos clásticos pos-Laramide de la Sierra de Guanajuato: Implicaciones de su composición en la evolución tectono-sedimentaria y paleogeográfica: *Estudios Geológicos* 72 (2), e058. doi: <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42480.417>.
- Mogessie, A., Tessadri, R., Veltman, C. B., 1990, EMP-AMPH - a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe analysis according to the International Mineralogical Association scheme: *Computers & Geosciences*, 16(3), 309-330.
- Mossman, R.W., Viniegra, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz Province of Mexico: *The Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 60, 379–388.

- Mújica-Mondragón, R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del altiplano mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78p.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1985, Geología de un área de 237 km² al norte de Guanajuato, Gto.: Guanajuato, Gto. Universidad de Guanajuato, Facultad de Minas, Metalurgia y Geología, tesis profesional, 67 p., (inédita).
- Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos en la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: Revista Instituto de Geología, UNAM. 9(2), 146-155.
- Nieto-Samaniego, A. F., Consuelo-Macías, R., Alaniz-Álvarez, S., 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), 117-122.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 1997, Origin and tectonic interpretation of multiple fault patterns: Tectonophysics, 270, 197-206.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999a, Carta geológica-minera San Miguel de Allende, escala 1: 50,000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Cerca-Martínez, M., 1999b, Carta geológica-minera Celaya, escala 1: 50,000: México, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa.
- Nieto-Samaniego, A. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe- Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999c, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111(2-3), 347-363.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Tolson, G., 2003, Características y criterios de identificación de las pseudotaquilitas asociadas a la falla de Los Planes, La Paz, B.C.S. Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Geos, 23(3), p. 295-301.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí-Cano, A., 2005. La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica: Volumen

- Conmemorativo del Centenario, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, LVII (3), 285-317. <http://boletinsgm.igeolcu.unam.mx/bsgm/vols/epoca04/5703/> (3) Nieto.pdf.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí, A., 2007, Mesa Central of México: Stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution, *in* Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. (eds.), *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper 422*, 41–70. DOI: 10.1130/2007.2422(02).
- Nieto-Samaniego A. F., Ojeda-García, A. C., Alaniz-Álvarez, S. A., Xu, S.-S., 2012, Geología de la región de Salamanca, Guanajuato, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 64 (3), 411-425.
- Nieto-Samaniego. A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Ruiz-González F., Botero-Santa P., Xu, S., 2014, Las discordancias del Eoceno y Oligoceno en la cubierta volcánica de la Mesa Central de México: Reunión Anual UGM, Noviembre 2014. GET-7.
- Nieto-Samaniego, A.F., Báez-López, J.A., Levresse, G., Alaniz-Alvarez, S.A., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., Noguez-Alcántara, B., Solé-Viñas, J., 2015. New stratigraphic, geochronological, and structural data from the southern Guanajuato Mining District, México: implications for the caldera hypothesis. *International Geology Review*, 58 (2), 246-262. <http://dx.doi.org/10.1080/00206814.2015.1072745>.
- Orozco-Esquivel, M. T., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., 2002, Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118(1-2), 37-56.
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet P., 1992, 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 del Instituto de Geología*, 9(2), 126-145.

- Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., 2003, Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 27-40.
- Padilla y Sánchez, R., 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 6, 1-20.
- Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J. G., 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 174-183.
- Petruck, W., Owens, D., 1974, Some mineralogical characteristics of the silver deposits in the Guanajuato mining district, Mexico: *Economic Geology*, 69(7), 1078-1085.
- Ponce, B. F., Clark, K. F., 1988, The Zacatecas Mining District: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization: *Economic Geology*, 83(8), 1668-1682.
- Puy-Alquiza, M.J., Miranda-Aviles, R., Cruz-Cruz, M., Pérez-Arbizu, O., Vega-González, M., Ana-Zanor, G., 2014, Geochemistry and depositional environment of the Losero Formation in the Mesa Central, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 413-430.
- Puy-Alquiza, M.J., Miranda-Avilés, R., García-Barragán, J.C., Loza-Aguirre, I., Yammei-Li., Ana-Zanor, G., 2017, Facies analysis, stratigraphic architecture and depositional environments of the Guanajuato conglomerate in the Sierra de Guanajuato, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 385-408.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: *Revista del Instituto de Geología*, 10(1), 6-25.
- Ramírez-Peña, C.F., Chávez-Cabello, G., 2017, Age and structural evolution of thin skinned deformation in Zacatecas México: Evidence of sevier orogeny in the Mexican Fold Thrust Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 101-114.

- Ramos-Leal, J. A., Durazo, J., González–Morán, T., Juárez–Sánchez, F., Cortés-Silva, A., Johannesson, K. H., 2007, Evidencias hidrogeoquímicas de mezcla de flujos regionales en el acuífero de La Muralla, Guanajuato: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (3), 293-305.
- Ramos-Salinas, A., Flores-Castro, S., 1992, La caldera excéntrica de La Ordeña, Salamanca, Estado de Guanajuato: en *Convención sobre la evolución geológica de México y Primer Congreso de Mineralogía: Guanajuato, Gto., México, Universidad de Guanajuato-UNAM*, 252-257.
- Randall, J.A., Saldaña, A., Clark, K.F., 1994, Exploration in a volcano-plutonic center at Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 89(8), 1722–1751.
- Randall-Roberts, J.A., 2009, Geología del área de la mina El Cubo, distrito minero de Guanajuato, *in* Clark, K.F., Salas Piza, G.A., Cubillas Estrada, R. (eds.), *Geología Económica de México: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A. C., México, Servicio Geológico Mexicano*, 614–625.
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., 2001, Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes: *Tectonophysics*, 342(3-4), 435– 449.
- Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012, Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130 °C and 2.2 GPa: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.
- Rocha-Montalvo, M.A., 1992, La zona de metamorfismo de contacto de la parte suroriental del batolito Granítico de la Sierra de Guanajuato: Universidad de Guanajuato, Gto. tesis de licenciatura, 62 p.
- Rodríguez-Ríos, R., Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., 2013, Estructura y geoquímica de un grupo de domos dacíticos del norponiente del campo volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(1), 109-122.
- Roger, C.L., de Cserna, Z., Van Vloten, R., Tavera-Amezcuca, E., Ojeda-Rivera, J., 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfato del norte de Zacatecas y áreas

- adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: México, D.F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 56, 332 p.
- Roldán-Quintana, J., 1968, Estudio geológico de reconocimiento de la región de Peñón Blanco, estado de Durango: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 31, 79-105.
- Ruiz-González, F. J., 2015, Estudio de las vetas de turmalina que registran la historia de exhumación del Granito Comanja, Sierra de Guanajuato, México: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 156p.
- Sillitoe, R., 1985, Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs: *Economic Geology*, 80(6), 1467–1514.
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. de S. L. P. y Zac.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, División de Estudios de Posgrado, tesis de maestría, 139 p.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences* 13(4-5), 429-442.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., and Tanner, M., 2009, U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 34(1), 5-18.
- Solari, L.A., Tanner, M., 2011, UPb. age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(1), 83-91.
- Solé, J, Enrique, P., 2001, X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating: *Analytica Chimica Acta*, 440(2), 199-205.
- Solé, J., 2009, Determination of K-Ar ages in milligram samples using an infrared laser for argon extraction: *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 23(22), 3579-3590.

- Sosa-Valdés, R., Chávez-Cabello, G., Weber, B., Velasco-Tapia, F., 2011, Geocronología U-Pb del Cinturón de Intrusivos de Concepción del Oro, *in* Piedad-Sánchez, N., Rosales-Sosa, M.G., Santoyo-Gutiérrez, E., Guevara-García, M. (eds.), Número especial dedicado al XXI Congreso Nacional de Geoquímica, (October 3-7; Monclova, Coah.). Actas INAGEQ, v. 17, p. 174.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977, Subcomission on geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo- and Cosmochronology: Earth and Planetary Science Letters, 36(3), 359-362.
- Stewart, J.H., 1998, Regional characteristics, tilt domains, and extensional history of the late Cenozoic Basin and Range province, western North America, *in* Faulds, J.E., Stewart, J.H. (eds.), Accomodation zones and transfer zones: The regional segmentation of the Basin and Range Province: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 323, 47-73.
- Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F.R., Langridge, R.M., Aguirre-Díaz, G.J., Lawton, T.F., 2015, La falla San Mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 32(3), 361-376.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate plataform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of American Bulletin, 95(12), 1387-1397.
- Suter, M., Quintero, O., Johnson, C.A., 1992, Active Faults and State of Stress in the Central Part of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo Fault: Journal of Geophysical Research, 97(B8), 11,983-11,993.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 113(6), 693-703.
- Swanson, E. R., Keizer, R. P., Lyons, J. I., Clabaugh, S. E., 1978, Tertiary volcanism and caldera development near Durango City, Sierra Madre Occidental, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 89(7), 1000-1012.

- Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., Martín Gómez-Anguiano, M., José Luis Mata-Segura, J.L., 2006, The pyroclastic dykes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite: *Geofísica Internacional*, 45(4), 243–253.
- Tristán-González, M., 1986, Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91 p.
- Tristán-González, M., 2008, Evolución Tectono-volcánica durante el Paleogeno en la porción sur-oriental de la Mesa Central: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, 193 p.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J. R., Torres-Hernández, J. R., Bellon, H, López-Doncel, R., Rodríguez-Ríos, R., Labarthe-Hernández, G., 2009a, Geocronología y distribución espacial del vulcanismo en el Campo Volcánico de San Luis Potosí: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 287-303.
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, Torres-Hernández, J. R., Bellon, 2009b, Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model: *Tectonophysics*, 471(1-2), 136-152.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., Barboza-Gudiño, J.R., Cruz-Márquez, J., García-Arreola, M.E., Bellon, H., Franzetti, M., Labarthe-Hernández, G., 2015, Características geoquímicas y significado tectónico del complejo de diques y domos félsicos del Paleoceno-Eoceno de La Tesorera, Zacatecas, en la Mesa Central, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 455-474.
- Trujillo-Candelaria, J.A., 1985, Origen del fallamiento, in Fallamiento de terrenos en Celaya: Celaya, Gto., Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Asociación Geohidrológica Mexicana, 3-21.
- Valdéz-Moreno, G., Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 1998, El volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato – un estratovolcán miocénico del cinturón volcánico mexicano: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 181-197.

- Vasallo, L.F., Olmos-Colunga J., Villaseñor-Cabral, M.G., Girón-García P., Lozano-Cobo A., 1989, Alteración hidrotermal de las rocas encajonantes de la parte central de la Veta Madre de Guanajuato, Estado de Guanajuato- Características petrofísicas y químicas: *Revista del Instituto de Geología*, 8(2), 211-222.
- Vassallo, L., Flores, L., Lazcano, L.M., Hernández, G., Solorio, G., Maples, M., Girón, P., Garduño, C., 2001, El gabro de Arperos y su aportación de Cr-Ni a la subcuenca del río Silao, Guanajuato, México: *Ingeniería Hidráulica en México*, 16(1), 63-71.
- Vassallo, L.F., Arkhipova, N.A., Shatagin, N.N., Sousa, J.E., Solorio, J.G., Ortega, M.A., 2004, Mineralogy, age and control setting of La Negra and Zimapán skarn ore deposits, central part of Mexico: *GEOS, Unión Geofísica Mexicana, Boletín Informativo*, 24(2), 294.
- Vélez-Scholvink, D., 1990, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XL (2), 1-35.
- Verma, S. P., Carrasco-Núñez, G., 2003, Reappraisal of the geology and geochemistry of Volcán Zamorano, Central Mexico: implications for the discrimination of the Sierra Madre Occidental and Mexican Volcanic Belt province: *International Geology Review*, 45(8), 724-752.
- Wandke, A., Martínez, J., 1928, The Guanajuato mining district, Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 23(1), 1-44.
- Watson, E.B, Wark, D.A., Thomas, J.B., 2006, Crystallization thermometers for zircon and rutile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4), 413-433.
- Wernicke, B.A., Christiansen, R.L., England, P.C., Sonder, L.J., 1987, Tectonomagmatic evolution of Cenozoic extension in the North American Cordillera, *in* Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Geological Soc. Special Publication, 28, 203-221.
- Whitney, D.L., Teyssier, Ch., Rey, P., Buck, W. R., 2013, Continental and oceanic core complexes: *Geological Society of America Bulletin*, 125 (3-4), 273-298.

- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2004, Tilting mechanisms in domino faults of the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Geologica Acta*, 2(3), 189-201.
- Xu, S-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Grajales-Nishimura, J.M., 2008, Evolution of the geometry of normal faults in the Oligocene volcanic field of the Mesa Central, Mexico: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 60(1), 71-82.
- Xu, S.-S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S. A., 2013, Emplacement of pyroclastic dykes in Riedel shear fractures: An example from the Sierra de San Miguelito, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 250, 1-8.
- Yta, M., Chiodi, M., 1987. Nueva hipótesis sobre la evolución magmático-tectónica y relación metalogenética del granito Comanja, Comanja de Corona, Jalisco: Consejo de Recursos Minerales, technical report, 30 p., open access. http://mapserver.sgm.gob.mx/ArchivoTecnico/Arch_informe.jsp?clav=1487YTAM0002&StringCad=0&IntConta=0.

Anexos

Tabla A1. Datos petrográficos de muestras de las áreas cartografiadas.

| Unidad | | Diquestrato Duarte | Riolita La Laborcita | Riolita La Laborcita | Granito Comanja | Dique granito Comanja | Dique granito Comanja | Dique granodiorítico | Conglomerado Duarte | Ignimbrita Palo Blanco | Ignimbrita Alfaro | Ignimbrita Alfaro |
|------------------------|----------------------|--------------------|----------------------|----------------------|-----------------|-----------------------|-----------------------|----------------------|---------------------|------------------------|-------------------|--------------------|
| Roca | | Granodiorita | Dacita | Riolita | Granito | Granito | Granito | Granodiorita | Arenisca | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita |
| Muestra | | EA4 | EAP-56 | EA-5 | GC-6 | C2 | TC125 | TC34 | EAP-110 | IG-01 | EA-11 | EA-7A |
| Localidad | | Presa Duarte | Presa Duarte | La Laborcita | Cerro Verde | Mangas de la | Cerro Verde | Cerro Verde | Ibarrilla | Presa Duarte | Sauz Seco- | San Juan de Otates |
| Mineralogía | Cuarzo (Qtz) | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X |
| | Plagioclasa (Pl) | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X |
| | Feldespato Alcalino | | | X | X | X | X | | X | X | X | X |
| | Ortoclasa (Or) | | | | | X | | | | | | |
| | Microclina (Mc) | | | | | x | | | | | | |
| | Albita (Ab) | | | | | | | | | | | |
| | Oligoclasa (Og) | X | | | | X | X | | | | | |
| | Andesina (Ad) | | | | | | | | | | | |
| | Sanidino (Sa) | | | X | | | | | | X | X | X |
| | Anfibol (Am) | X | X | x | | X | X | X | | | x | |
| | Piroxeno (Px) | | | | | | | | X | | | |
| | Allanita (Aln) | | | | | X | | | | | | |
| | Biotita (Bt) | | | x | | X | | r(Am) | | | | |
| | Muscovita (Ms) | | | | | | | r(Am) | | | | |
| | Sericita (Ser) | s | | | | | | | | | | |
| | Clorita (Chl) | | | | | r (Bt) | | r(Bt), r(Am) | | | | |
| | Epidota (Ep) | | | | | | | | | | | |
| | Turmalina (Tur) | | | | | X | | | | | | |
| | Actinolita (Act) | | | | | | | | | | | |
| | Olivino (Ol) | | | | | | | | | | | |
| | Granate (Grt) | | | | | | | | | | | |
| | Cordierita (Crd) | | | | | | | | | | | |
| | Calcita (Cal) | s | | | | | | | X | | | |
| | Apatito (Ap) | | | a | | a | | a | | | | |
| | Esfena (Ttn) | a | | | | a | | a | | | a | |
| | Zircón (Zrn) | a | | a | | a | | | | | a | |
| | Ilmenita (Ilm) | | | | | tz | | | | | | |
| | Magnetita (Mag) | | | | | | | | | | | |
| | Hematita (Hem) | | a | x | | | | | | x | X | |
| | Otros minerales | | X | x | | | | | X | X | X | |
| Maclas en feldespatos | Carlsbad | | X | X | X | X | X | X | X | | X | |
| | Albita | X | X | X | X | X | X | X | | | X | |
| | Combinada | | | | X | | X | X | | | | |
| | Periclina | | | | | | | X | | | | |
| Textura | Pertita | | | | X | X | | | | | | |
| Intercrecimiento | Mirmekita | | | | X | X | X | | | | | |
| | Simplectita | | | | | | | | | | | |
| Plagioclasa zoneada | | X | | | X | | X | X | | X | X | |
| Líticos y/o fragmentos | Volcánicos | | | | | | | | X | X | | |
| | Sedimentarios | | | | | | | | X | | | |
| | Roca metamórfica | | | | | | | | X | | | |
| | Vitroclastos | | | | | | | | | | X | X |
| | Cristales | | | | | | | | X | | | |
| Piedra pómez | | | | | | | | | | | | |
| Ceniza volcánica | | | | | | | | | | X | | |
| Textura roca | Porfídica | X | X | X | | | X | X | | | | |
| | Afanítica | | | | | | | | | | | |
| | Fanerítica | | | | X | X | | | | | | |
| | Piroclástica | | | | | | | | | X | X | X |
| | Microlítica | | | | | | | | | | | |
| | Porfídoblástica | | | | | | | | | | | |
| | Granoblástica | | | | | | | | | | | |
| | Granoporfídoblástica | | | | | | | | | | | |
| | Clástica | | | | | | | | X | | | |
| Textura matriz | Vitrofídica | | | | | | | | | | X | X |
| | Eutaxítica | | | | | | | | | | | |
| | Afanítica | | X | X | | | | | | | | |
| | Fanerítica | | | | X | X | X | | | | | |
| | Granoblástica | | | | | | | X | | | | |
| | Fluidal | | | X | | | | | | | | |

X: mayor y presencia, x: menor, a: accesorio, tz: traza, s: secundario, r(mineral): reemplaza al mineral.

Tabla A1. Datos petrográficos de muestras de las áreas cartografiadas.

| Unidad | | Ignimbrita Alfaró | Ignimbrita Alfaró | Ignimbrita Alfaró | Ignimbrita Alfaró | Ignimbrita Toba La Virgen | Ignimbrita Toba La Virgen | Ignimbrita Cañada La Virgen | Ignimbrita Cañada La Virgen | Ignimbrita La Media Luna | Ignimbrita La Media Luna | Ignimbrita San Nicolás |
|------------------------|---------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------------|-----------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------|
| Roca | | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita | Ignimbrita |
| Muestra | | EAP-100 | EAQ-93 | EA-9 | EAQ-141 | LV-004 | LV-003 | LA-001 | LV-5 | EA-6 | EAQ-152 | LV-6 |
| Localidad | | Alfaró | Mesa de Los Reyes | Duarte | Duarte | Cañada La Virgen | Cañada La Virgen | Cañada La Virgen | Cañada La Virgen | Presa Duarte | Duarte | Mesa del turbante |
| Mineralogía | Cuarzo (Qtz) | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X |
| | Plagioclasa (Pl) | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X |
| | Feldespató Alcalino (Kfs) | X | X | X | X | | X | | X | | X | |
| | Ortoclasa (Or) | | | | | | | | | | | |
| | Microclina (Mc) | | | | | | | | | | | |
| | Albita (Ab) | | | | | | | | | | | |
| | Oligoclasa (Og) | | | | | | | | | | | |
| | Andesina (Ad) | | | | | | | | | | | |
| | Sanidino (Sa) | X | X | X | X | | X | | X | X | X | X |
| | Anfibol (Am) | | x | | | | | x | | | | |
| | Piroxeno (Px) | | | | | | | | | | | |
| | Biotita (Bt) | | x | | | | x | X | X | | | |
| | Muscovita (Ms) | | | | | | | | | | | |
| | Sericita (Ser) | | | | | | | | | | | |
| | Clorita (Chl) | | | | | | X | | | | | |
| | Epidota (Ep) | | | | | | | | | | | |
| | Turmalina (Tur) | | | | | | | | | | | |
| | Actinolita (Act) | | | | | | | | | | | |
| | Olivino (Ol) | | | | | | | | | | | |
| | Granate (Grt) | | | | | | | | | | | |
| | Cordierita (Crd) | | | | | | | | | | | |
| | Calcita (Cal) | | | | | s | | | | | | |
| | Apatito (Ap) | | | | | | | | | | | |
| | Esfena (Ttn) | | | | | | | | | | | |
| | Zircón (Zrn) | | | | | | | a | a | | | |
| | Ilmenita (Ilm) | | | | | | a | | | | | |
| | Magnetita (Mag) | | | | | | a | | | | | |
| | Hematita (Hem) | X | | | | | | | x | | X | |
| | Otros minerales opacos | X | | X | X | X | X | | | | X | |
| Maclas en feldespatos | Carlsbad | X | X | X | X | | | | X | X | X | |
| | Albita | | | X | X | | | | X | | | |
| | Combinada | | | | | | | | | | | |
| | Periclina | | | | | | | | | | | |
| Textura | Pertita | | | | | | | | | | | |
| | Mirmekita | | | | | | | | | | | |
| | Simplectita | | | | | | | | | | | |
| Plagioclasa zoneada | | | | X | X | | X | | | | | |
| Líticos y/o fragmentos | Volcánicos | | | x | x | X | X | X | X | | X | X |
| | Sedimentarios | | | | | | | | | | | |
| | Roca metamórfica | | | | | | | | | | | |
| | Vitroclastos | X | X | X | | X | | | | X | X | X |
| | Cristales | X | X | X | X | | X | | | X | X | X |
| Piedra pómez | | X | X | X | | X | | X | X | | X | X |
| Ceniza | | | | | | X | X | | | | | |
| Textura roca | Porfídica | | | | | | | | | | | |
| | Afanítica | | | | | | | | | | | |
| | Fanerítica | | | | | | | | | | | |
| | Piroclástica | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X | X |
| | Microfítica | | | | | | | | | | | |
| | Porfidoblástica | | | | | | | | | | | |
| | Granoblástica | | | | | | | | | | | |
| | Granoporfidoblástica | | | | | | | | | | | |
| | Clástica | | | | | | | | | | | |
| Textura matriz | Vitrofídica | | X | X | X | | | X | X | X | X | X |
| | Eutaxítica | X | | X | | | | X | | X | X | X |
| | Afanítica | | | | | | | | | | | |
| | Fanerítica | | | | | | | | | | | |
| | Granoblástica | | | | | | | | | | | |

X: mayor y presencia, x: menor, a: accesorio, tz: traza, s: secundario, r(mineral): reemplaza al mineral.

Tabla A1. Datos petrográficos de muestras de las áreas cartografiadas.

| Unidad | | Basaltos Mesa del Obispo | Basaltos Mesa del Obispo | Basaltos Mesa del Obispo | Basaltos Mesa del Obispo | Basaltos Mesa del Obispo | Piroclástico Las Pilas | Aureola de metamorfismo de contacto | Aureola de metamorfismo de contacto | Aureola de metamorfismo de contacto | Aureola de metamorfismo de contacto | Aureola de metamorfismo de contacto |
|------------------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|-------------------------------------|
| Roca | | Andesita de piroxeno | Andesita de piroxeno | Andesita de piroxeno | Basalto de olivino | Basalto de olivino | Roca piroclástica | Hornfels básico de epidota | Hornfels de actinolita y granate | Hornfels de granate y cordierita | Hornfels de actinolita | Hornfels de granate y piroxeno |
| Muestra | | GC-05 | CV-6 | CV-1 | CV-7 | CV-9 | EA-3 | TC18 | C2-1 | C14 | C-2-1 | C16 |
| Localidad | | Cerro del Gallo | Mesa del Obispo | Mesa del Obispo | Mesa del Obispo | Mesa del Obispo | Presa Duarte | Mangas de la Estancia | Mangas de la Estancia | Mangas de la Estancia | Mangas de la Estancia | Mangas de la Estancia |
| Mineralogía | Cuarzo (Qtz) | | | | | | X | X | X | X | X | X |
| | Plagioclasa (Pl) | X | X | X | X | X | | X | X | X | X | X |
| | Feldespato Alcalino (Kfs) | | | | | | x | | | | | |
| | Ortoclasa (Or) | | | | | | | | | | | |
| | Microclina (Mc) | | | | | | | | | | | |
| | Albita (Ab) | | | | | | | | | x | | |
| | Oligoclasa (Og) | | | | | | | | | | X | |
| | Andesina (Ad) | | | | | | | | | | | |
| | Sanidino (Sa) | | | | | | | | | | | |
| | Anfibol (Am) | | | | | | | | X | | | |
| | Piroxeno (Px) | X | X | X | X | X | | | | X | | X |
| | Biotita (Bt) | | | | | | x | | | | | |
| | Muscovita (Ms) | | | | | | | | | | | |
| | Sericita (Ser) | | | | | | | x | | x | | |
| | Clorita (Chl) | | | | | | | X | X | | X | |
| | Epidota (Ep) | | | | | | | X | X | X | X | X |
| | Turmalina (Tur) | | | | | | | X | | X | | |
| | Actinolita (Act) | | | | | | | | X | | X | |
| | Olivino (Ol) | | | | X | X | | | | | | |
| | Granate (Grt) | | | | | | | | X | X | | X |
| | Cordierita (Crd) | | | | | | | | | X | | X? |
| | Calcita (Cal) | | | | | | | | | x | | x |
| | Apatito (Ap) | | | | | | | x | | | | |
| | Esfena (Ttn) | | | | | | | x | x | x | X | X |
| | Zircón (Zrn) | | | | | | | | | | | |
| | Ilmenita (Ilm) | | | | | | | | | x | | |
| | Magnetita (Mag) | a | | | X | X | X | | | | | |
| | Hematita (Hem) | | | | | | X | | | | | |
| | Otros minerales opacos | | | | | | X | | X | X | X | X |
| Maclas en feldespatos | Carlsbad | X | X | X | X | X | | | | X | X | |
| | Albita | X | X | X | X | X | | | | X | | |
| | Combinada | | | | | | | | X | | | |
| | Periclina | | | | | | | | | | | |
| Textura | Pertita | | | | | | | | | | | |
| | Mirmekita | | | | | | | | | | | |
| | Simplectita | | | | | | | | | | | |
| Plagioclasa zoneada | | | X | | | | | | | | X | |
| Líticos y/o fragmentos | Volcánicos | | | | | | | | | | | |
| | Sedimentarios | | | | | | | | | | | |
| | Roca metamórfica | | | | | | | | | | | |
| | Vitroclastos | | | | | | X | | | | | |
| | Cristales | | | | | | | | | | | |
| Ceniza | | | | | | | | | | | | |
| Textura roca | Porfídica | | | | | | | | | | | |
| | Afanítica | | X | X | X | X | | | | | | |
| | Fanerítica | | | | | | | | | | | |
| | Piroclástica | | | | | | X | | | | | |
| | Microlítica | X | X | X | X | X | | | | | | |
| | Porfidoblástica | | | | | | | X | | | | |
| | Granoblástica | | | | | | | X | X | X | X | |
| | Granoporfidoblástica | | | | | | | X | | X | | X |
| Textura matriz | Vitrofidica | | | | | | | | | | | |
| | Eutaxítica | | | | | | | | | | | |
| | Afanítica | X | | X | X | X | | | | | | |
| | Fanerítica | | | | | | | | | | | |
| | Granoblástica | | | | | | | X | X | X | X | X |

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EA-4 diquestrato Duarte**. Coordenadas UTM-NAD27: 237434mE, 2337344mN.

| Punto análisis | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|-------------------|-------------------------|--------------------------|------------------------------------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|----------|--------|-------|
| | | | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | (Ma) | ±2s | Disc % | |
| Zircon-019 | 565 | 222 | 0.39 | 0.0485 | 0.0046 | 0.0633 | 0.0056 | 0.0089 | 0.0003 | 0.0030 | 0.0003 | 0.05 | 57.3 | 1.8 | 62.2 | 5.4 | 403.0 | 96.0 | 57.3 | 1.8 | 7.88 |
| Zircon-004 | 850 | 750 | 0.88 | 0.0504 | 0.0061 | 0.0614 | 0.0069 | 0.0088 | 0.0002 | 0.0031 | 0.0002 | 0.03 | 56.4 | 1.3 | 60.4 | 6.6 | 360.0 | 120.0 | 56.4 | 1.3 | 6.62 |
| Zircon-032 | 546 | 172.9 | 0.32 | 0.0486 | 0.0053 | 0.0561 | 0.0054 | 0.0086 | 0.0003 | 0.0031 | 0.0003 | 0.05 | 55.2 | 1.7 | 55.3 | 5.2 | 350.0 | 100.0 | 55.2 | 1.7 | 0.18 |
| Zircon-030 | 1011 | 357 | 0.35 | 0.0519 | 0.0028 | 0.0617 | 0.0035 | 0.0086 | 0.0001 | 0.0034 | 0.0002 | 0.04 | 55.1 | 0.9 | 60.8 | 3.3 | 362.0 | 60.0 | 55.1 | 0.9 | 9.44 |
| Zircon-022 | 744 | 159.7 | 0.21 | 0.0493 | 0.0055 | 0.0618 | 0.0092 | 0.0085 | 0.0004 | 0.0032 | 0.0005 | 0.04 | 54.8 | 2.2 | 60.8 | 8.8 | 410.0 | 150.0 | 54.8 | 2.2 | 9.87 |
| Zircon-001 | 1558 | 358 | 0.23 | 0.0471 | 0.0025 | 0.0556 | 0.0029 | 0.0085 | 0.0001 | 0.0029 | 0.0001 | 0.05 | 54.6 | 0.9 | 54.9 | 2.8 | 281.0 | 71.0 | 54.6 | 0.9 | 0.60 |
| Zircon-012 | 675 | 168 | 0.25 | 0.0477 | 0.0040 | 0.0556 | 0.0045 | 0.0085 | 0.0002 | 0.0033 | 0.0003 | 0.04 | 54.3 | 1.1 | 55.6 | 4.2 | 254.0 | 81.0 | 54.3 | 1.1 | 2.34 |
| Zircon-005 | 1110 | 277.3 | 0.25 | 0.0492 | 0.0036 | 0.0574 | 0.0041 | 0.0084 | 0.0001 | 0.0030 | 0.0002 | 0.03 | 54.0 | 0.8 | 56.6 | 3.9 | 329.0 | 68.0 | 54.0 | 0.8 | 4.59 |
| Zircon-008 | 526 | 75.6 | 0.14 | 0.0589 | 0.0053 | 0.0692 | 0.0064 | 0.0084 | 0.0002 | 0.0051 | 0.0006 | 0.03 | 53.6 | 1.0 | 67.7 | 6.1 | 760.0 | 120.0 | 53.6 | 1.0 | 20.83 |
| Zircon-039 | 934 | 183 | 0.20 | 0.0498 | 0.0054 | 0.0570 | 0.0058 | 0.0083 | 0.0002 | 0.0030 | 0.0002 | 0.03 | 53.4 | 1.1 | 56.2 | 5.5 | 460.0 | 140.0 | 53.4 | 1.1 | 4.98 |
| Zircon-006 | 1770 | 2270 | 1.28 | 0.0497 | 0.0041 | 0.0563 | 0.0037 | 0.0083 | 0.0003 | 0.0027 | 0.0001 | 0.07 | 53.3 | 1.6 | 55.6 | 3.6 | 320.0 | 110.0 | 53.3 | 1.6 | 4.14 |
| Zircon-017 | 1108 | 1460 | 1.32 | 0.0524 | 0.0049 | 0.0593 | 0.0051 | 0.0083 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0001 | 0.03 | 53.1 | 0.9 | 58.4 | 4.8 | 510.0 | 160.0 | 53.1 | 0.9 | 9.09 |
| Zircon-020 | 3044 | 865 | 0.28 | 0.0478 | 0.0020 | 0.0550 | 0.0026 | 0.0082 | 0.0001 | 0.0028 | 0.0001 | 0.05 | 52.8 | 0.7 | 54.3 | 2.5 | 182.0 | 55.0 | 52.8 | 0.7 | 2.84 |
| Zircon-018 | 459 | 82 | 0.18 | 0.0591 | 0.0049 | 0.0667 | 0.0053 | 0.0082 | 0.0002 | 0.0035 | 0.0004 | 0.04 | 52.7 | 1.3 | 66.2 | 4.8 | 678.0 | 97.0 | 52.7 | 1.3 | 20.39 |
| Zircon-007 | 1721 | 596 | 0.35 | 0.0461 | 0.0022 | 0.0528 | 0.0026 | 0.0082 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0001 | 0.05 | 52.5 | 0.8 | 52.2 | 2.5 | 182.0 | 41.0 | 52.5 | 0.8 | -0.65 |
| Zircon-011 | 1180 | 906 | 0.77 | 0.0485 | 0.0035 | 0.0549 | 0.0040 | 0.0082 | 0.0002 | 0.0025 | 0.0001 | 0.05 | 52.5 | 1.2 | 54.2 | 3.8 | 288.0 | 71.0 | 52.5 | 1.2 | 3.14 |
| Zircon-024 | 840 | 215 | 0.26 | 0.0464 | 0.0033 | 0.0536 | 0.0039 | 0.0082 | 0.0001 | 0.0027 | 0.0002 | 0.03 | 52.5 | 0.8 | 52.9 | 3.8 | 350.0 | 120.0 | 52.5 | 0.8 | 0.79 |
| Zircon-033 | 2006 | 961 | 0.48 | 0.0570 | 0.0023 | 0.0645 | 0.0028 | 0.0082 | 0.0001 | 0.0028 | 0.0001 | 0.03 | 52.4 | 0.6 | 63.5 | 2.7 | 484.0 | 65.0 | 52.4 | 0.6 | 17.45 |
| Zircon-016 | 1922 | 576 | 0.30 | 0.0486 | 0.0029 | 0.0557 | 0.0031 | 0.0082 | 0.0001 | 0.0027 | 0.0001 | 0.04 | 52.3 | 0.9 | 55.0 | 3.0 | 236.0 | 73.0 | 52.3 | 0.9 | 4.87 |
| Zircon-021 | 1224 | 587 | 0.48 | 0.0493 | 0.0031 | 0.0552 | 0.0035 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0029 | 0.0002 | 0.04 | 52.3 | 0.8 | 54.5 | 3.3 | 286.0 | 73.0 | 52.3 | 0.8 | 4.13 |
| Zircon-010 | 1318 | 354 | 0.27 | 0.0481 | 0.0022 | 0.0545 | 0.0026 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0027 | 0.0001 | 0.04 | 52.1 | 0.7 | 53.8 | 2.5 | 220.0 | 42.0 | 52.1 | 0.7 | 3.09 |
| Zircon-034 | 1093 | 253 | 0.23 | 0.0490 | 0.0040 | 0.0550 | 0.0045 | 0.0081 | 0.0002 | 0.0030 | 0.0002 | 0.04 | 52.1 | 1.2 | 54.3 | 4.3 | 249.0 | 80.0 | 52.1 | 1.2 | 4.05 |
| Zircon-037 | 2619 | 685 | 0.26 | 0.0469 | 0.0017 | 0.0533 | 0.0022 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0001 | 0.04 | 52.1 | 0.6 | 52.7 | 2.1 | 126.0 | 33.0 | 52.1 | 0.6 | 1.23 |
| Zircon-015 | 850 | 1160 | 1.36 | 0.0560 | 0.0041 | 0.0621 | 0.0046 | 0.0081 | 0.0002 | 0.0026 | 0.0001 | 0.04 | 51.9 | 1.2 | 61.1 | 4.4 | 451.0 | 77.0 | 51.9 | 1.2 | 15.06 |
| Zircon-029 | 1467 | 308.1 | 0.21 | 0.0495 | 0.0031 | 0.0558 | 0.0035 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0028 | 0.0001 | 0.03 | 51.9 | 0.7 | 55.1 | 3.3 | 354.0 | 78.0 | 51.9 | 0.7 | 5.86 |
| Zircon-036 | 1478 | 469 | 0.32 | 0.0476 | 0.0026 | 0.0531 | 0.0029 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0025 | 0.0001 | 0.04 | 51.8 | 0.8 | 52.5 | 2.8 | 223.0 | 72.0 | 51.8 | 0.8 | 1.41 |
| Zircon-013 | 697 | 451 | 0.65 | 0.0491 | 0.0031 | 0.0550 | 0.0034 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0027 | 0.0001 | 0.04 | 51.7 | 0.9 | 54.3 | 3.3 | 384.0 | 72.0 | 51.7 | 0.9 | 4.83 |
| Zircon-003 | 898 | 370 | 0.41 | 0.0438 | 0.0055 | 0.0500 | 0.0065 | 0.0080 | 0.0002 | 0.0026 | 0.0002 | 0.03 | 51.6 | 1.4 | 49.4 | 6.3 | 450.0 | 240.0 | 51.6 | 1.4 | -4.45 |
| Zircon-009 | 1361 | 910 | 0.67 | 0.0492 | 0.0032 | 0.0548 | 0.0035 | 0.0080 | 0.0002 | 0.0026 | 0.0001 | 0.05 | 51.2 | 1.0 | 54.2 | 3.4 | 308.0 | 60.0 | 51.2 | 1.0 | 5.54 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **IG-01 de la Ignimbrita Palo Blanco**. Coordenadas UTM-NAD27: 236328mE, 2336409mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-----|---------------|------|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ± 2s | Disc % |
| Zircon_071 | 312 | 76.7 | 0.25 | 0.0791 | 0.008 | 0.0884 | 0.0095 | 0.00814 | 0.00023 | 0.00481 | 0.00059 | 0.21781 | 52.3 | 1.4 | 85.7 | 8.8 | 1180 | 140 | 52.3 | 1 | 38.97 |
| Zircon_072 | 531 | 133 | 0.25 | 0.0597 | 0.0055 | 0.0661 | 0.0057 | 0.0078 | 0.0002 | 0.00367 | 0.0004 | 0.297346 | 50.1 | 1.3 | 64.9 | 5.6 | 650 | 150 | 50.1 | 1 | 22.80 |
| Zircon_073 | 445 | 136.7 | 0.31 | 0.0562 | 0.0056 | 0.0611 | 0.0064 | 0.00781 | 0.00019 | 0.00278 | 0.0003 | 0.078887 | 50.2 | 1.2 | 60.2 | 6 | 620 | 130 | 50.2 | 1 | 16.61 |
| Zircon_074 | 532.6 | 167.4 | 0.31 | 0.051 | 0.0054 | 0.0524 | 0.0061 | 0.00745 | 0.00023 | 0.00249 | 0.00031 | 0.14637 | 47.8 | 1.5 | 51.8 | 5.8 | 380 | 130 | 47.8 | 2 | 7.72 |
| Zircon_075 | 1082 | 472 | 0.44 | 0.0505 | 0.0024 | 0.0515 | 0.0023 | 0.00743 | 0.00017 | 0.00251 | 0.00017 | 0.005089 | 47.7 | 1.1 | 51 | 2.2 | 342 | 73 | 47.7 | 1 | 6.47 |
| Zircon_076 | 416.3 | 122 | 0.29 | 0.0527 | 0.0059 | 0.0559 | 0.005 | 0.00769 | 0.0002 | 0.00268 | 0.00025 | 0.290767 | 49.4 | 1.3 | 55.1 | 4.8 | 430 | 130 | 49.4 | 1 | 10.34 |
| Zircon_077 | 419 | 107.1 | 0.26 | 0.1201 | 0.0078 | 0.1344 | 0.0097 | 0.00802 | 0.00023 | 0.00855 | 0.00081 | 0.17886 | 51.5 | 1.5 | 128 | 8.1 | 1971 | 79 | 1971.0 | 79 | 59.77 |
| Zircon_078 | 386.9 | 108.3 | 0.28 | 0.0674 | 0.0073 | 0.0761 | 0.0082 | 0.00817 | 0.00022 | 0.00375 | 0.00039 | 0.21038 | 52.5 | 1.4 | 74.3 | 7.6 | 900 | 110 | 52.5 | 1 | 29.34 |
| Zircon_080 | 375.5 | 94.1 | 0.25 | 0.0638 | 0.0079 | 0.069 | 0.011 | 0.00782 | 0.00024 | 0.00356 | 0.00076 | 0.59295 | 50.2 | 1.5 | 67.9 | 9.9 | 840 | 180 | 50.2 | 2 | 26.07 |
| Zircon_082 | 458.2 | 152.1 | 0.33 | 0.093 | 0.013 | 0.106 | 0.016 | 0.00798 | 0.00025 | 0.005 | 0.0011 | 0.23102 | 51.3 | 1.6 | 102 | 15 | 1520 | 170 | 51.3 | 2 | 49.71 |
| Zircon_083 | 690 | 325 | 0.47 | 0.102 | 0.02 | 0.103 | 0.029 | 0.00748 | 0.00037 | 0.0045 | 0.0017 | 0.63411 | 48 | 2.3 | 99 | 25 | 1630 | 240 | 48.0 | 2 | 51.52 |
| Zircon_084 | 550 | 224 | 0.41 | 0.107 | 0.018 | 0.115 | 0.026 | 0.00768 | 0.00044 | 0.0053 | 0.0019 | 0.64057 | 49.3 | 2.8 | 110 | 24 | 1710 | 210 | 49.3 | 3 | 55.18 |
| Zircon_085 | 1148 | 298.1 | 0.26 | 0.0669 | 0.0067 | 0.0668 | 0.0081 | 0.00727 | 0.0002 | 0.00339 | 0.00048 | 0.03841 | 46.7 | 1.3 | 65.6 | 7.5 | 830 | 130 | 46.7 | 1 | 28.81 |
| Zircon_086 | 442.1 | 126.4 | 0.29 | 0.104 | 0.013 | 0.119 | 0.015 | 0.00848 | 0.00022 | 0.0065 | 0.001 | 0.065716 | 54.4 | 1.4 | 114 | 14 | 1680 | 170 | 54.4 | 1 | 52.28 |
| Zircon_090 | 420 | 121.7 | 0.29 | 0.093 | 0.01 | 0.1 | 0.014 | 0.00788 | 0.00031 | 0.0053 | 0.0011 | 0.281001 | 50.6 | 2 | 97 | 12 | 1500 | 140 | 50.6 | 2 | 47.84 |
| Zircon_091 | 1030 | 350 | 0.34 | 0.051 | 0.0029 | 0.053 | 0.0028 | 0.00778 | 0.00017 | 0.00267 | 0.00021 | 0.002405 | 50 | 1.1 | 52.5 | 2.7 | 221 | 91 | 50.0 | 1 | 4.76 |
| Zircon_092 | 312 | 99.2 | 0.32 | 0.078 | 0.012 | 0.084 | 0.016 | 0.00825 | 0.00025 | 0.00444 | 0.00094 | 0.46045 | 52.9 | 1.6 | 81 | 14 | 1120 | 190 | 52.9 | 2 | 34.69 |
| Zircon_094 | 374 | 89.5 | 0.24 | 0.0625 | 0.0047 | 0.0665 | 0.0051 | 0.00773 | 0.00022 | 0.00355 | 0.00037 | 0.371103 | 49.7 | 1.4 | 65.3 | 4.8 | 680 | 110 | 49.7 | 1 | 23.89 |
| Zircon_095 | 695 | 204.1 | 0.29 | 0.0559 | 0.0031 | 0.0582 | 0.0028 | 0.00779 | 0.00019 | 0.00278 | 0.00023 | 0.506969 | 50 | 1.2 | 57.4 | 2.7 | 427 | 83 | 50.0 | 1 | 12.89 |
| Zircon_096 | 320.7 | 100.8 | 0.31 | 0.083 | 0.007 | 0.0898 | 0.0084 | 0.00799 | 0.00024 | 0.00445 | 0.00046 | 0.321116 | 51.3 | 1.5 | 87.2 | 7.7 | 1300 | 85 | 51.3 | 2 | 41.17 |
| Zircon_097 | 529 | 161.1 | 0.3 | 0.0717 | 0.0077 | 0.0734 | 0.0086 | 0.00746 | 0.0002 | 0.00369 | 0.00036 | 0.20455 | 47.9 | 1.3 | 71.9 | 8 | 990 | 140 | 47.9 | 1 | 33.38 |
| Zircon_098 | 661 | 230.6 | 0.35 | 0.0652 | 0.0041 | 0.0691 | 0.004 | 0.00778 | 0.00022 | 0.00326 | 0.00026 | 0.13035 | 50 | 1.4 | 67.8 | 3.8 | 843 | 67 | 50.0 | 1 | 26.25 |
| Zircon_099 | 576.5 | 154.6 | 0.27 | 0.0551 | 0.0051 | 0.056 | 0.0056 | 0.0076 | 0.0002 | 0.00321 | 0.00028 | 0.07696 | 48.8 | 1.3 | 55.3 | 5.3 | 360 | 100 | 48.8 | 1 | 11.75 |
| Zircon_101 | 864 | 305.7 | 0.35 | 0.0614 | 0.0031 | 0.0637 | 0.0034 | 0.00761 | 0.00019 | 0.00319 | 0.00023 | 0.24309 | 48.9 | 1.2 | 62.7 | 3.2 | 628 | 69 | 48.9 | 1 | 22.01 |
| Zircon_102 | 335 | 108.2 | 0.32 | 0.0562 | 0.0074 | 0.0607 | 0.0091 | 0.00783 | 0.00023 | 0.00293 | 0.00057 | 0.14336 | 50.3 | 1.5 | 59.7 | 8.5 | 550 | 170 | 50.3 | 2 | 15.75 |
| Zircon_103 | 474.4 | 144.4 | 0.3 | 0.061 | 0.01 | 0.0643 | 0.0097 | 0.00766 | 0.00024 | 0.00362 | 0.00055 | 0.16972 | 49.2 | 1.6 | 63.3 | 8.9 | 650 | 200 | 49.2 | 2 | 22.27 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EA-5 de la Riolita La Laborcita**. Coordenadas UTM-NAD27: 236279mE, 2337748mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | Best | | | |
|-------------------|------------------------------------|--------------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|------|--------------------------------------|-------|-------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-056 | 514 | 187 | 0.36 | 0.0444 | 0.0038 | 0.0562 | 0.0050 | 0.0088 | 0.0003 | 0.0029 | 0.0002 | 0.14 | 56.5 | 1.7 | 56.0 | 4.9 | 223.0 | 64.0 | 56.5 | 1.7 | -0.89 |
| Zircon-080 | 4610 | 500 | 0.11 | 0.0477 | 0.0023 | 0.0566 | 0.0027 | 0.0087 | 0.0001 | 0.0029 | 0.0002 | -0.01 | 56.0 | 0.7 | 55.9 | 2.6 | 168.0 | 38.0 | 56.0 | 0.7 | -0.14 |
| Zircon-069 | 127 | 51.7 | 0.41 | 0.0437 | 0.0081 | 0.0511 | 0.0089 | 0.0086 | 0.0003 | 0.0032 | 0.0003 | -0.24 | 55.3 | 2.0 | 51.3 | 9.0 | 680.0 | 170.0 | 55.3 | 2.0 | -7.80 |
| Zircon-062 | 139.3 | 56.6 | 0.41 | 0.0580 | 0.0150 | 0.0600 | 0.0140 | 0.0086 | 0.0006 | 0.0038 | 0.0005 | -0.14 | 55.1 | 3.7 | 59.0 | 13.0 | 710.0 | 310.0 | 55.1 | 3.7 | 6.61 |
| Zircon-063 | 1186 | 310 | 0.26 | 0.0491 | 0.0034 | 0.0578 | 0.0044 | 0.0086 | 0.0002 | 0.0030 | 0.0002 | 0.61 | 54.9 | 1.3 | 57.0 | 4.2 | 243.0 | 58.0 | 54.9 | 1.3 | 3.68 |
| Zircon-079 | 1540 | 140 | 0.09 | 0.0469 | 0.0023 | 0.0546 | 0.0029 | 0.0085 | 0.0001 | 0.0028 | 0.0002 | 0.30 | 54.6 | 0.6 | 54.0 | 2.8 | 101.0 | 39.0 | 54.6 | 0.6 | -1.13 |
| Zircon-075 | 153 | 107 | 0.70 | 0.0590 | 0.0085 | 0.0657 | 0.0086 | 0.0085 | 0.0003 | 0.0031 | 0.0003 | 0.18 | 54.5 | 2.1 | 64.4 | 8.3 | 710.0 | 110.0 | 54.5 | 2.1 | 15.37 |
| Zircon-043 | 252 | 93.1 | 0.37 | 0.0511 | 0.0061 | 0.0574 | 0.0064 | 0.0085 | 0.0002 | 0.0028 | 0.0002 | -0.05 | 54.4 | 1.5 | 56.5 | 6.1 | 312.0 | 79.0 | 54.4 | 1.5 | 3.72 |
| Zircon-061 | 210.7 | 224.4 | 1.07 | 0.0490 | 0.0058 | 0.0552 | 0.0065 | 0.0085 | 0.0003 | 0.0026 | 0.0002 | 0.20 | 54.3 | 2.0 | 55.3 | 6.5 | 468.0 | 77.0 | 54.3 | 2.0 | 1.81 |
| Zircon-065 | 1264 | 315 | 0.25 | 0.0473 | 0.0022 | 0.0543 | 0.0024 | 0.0084 | 0.0001 | 0.0027 | 0.0001 | -0.04 | 54.2 | 0.8 | 54.1 | 2.1 | 165.0 | 35.0 | 54.2 | 0.8 | -0.13 |
| Zircon-070 | 1078 | 453 | 0.42 | 0.0467 | 0.0025 | 0.0543 | 0.0028 | 0.0084 | 0.0002 | 0.0027 | 0.0001 | 0.09 | 54.1 | 1.0 | 53.6 | 2.7 | 147.0 | 43.0 | 54.1 | 1.0 | -0.86 |
| Zircon-078 | 2018 | 192.2 | 0.10 | 0.0479 | 0.0023 | 0.0555 | 0.0026 | 0.0084 | 0.0001 | 0.0031 | 0.0002 | -0.06 | 53.9 | 0.7 | 54.8 | 2.5 | 190.0 | 57.0 | 53.9 | 0.7 | 1.73 |
| Zircon-045 | 536 | 137.8 | 0.26 | 0.0478 | 0.0032 | 0.0566 | 0.0036 | 0.0084 | 0.0002 | 0.0026 | 0.0002 | 0.15 | 53.8 | 1.0 | 55.8 | 3.5 | 360.0 | 70.0 | 53.8 | 1.0 | 3.58 |
| Zircon-059 | 563 | 220.1 | 0.39 | 0.0543 | 0.0047 | 0.0630 | 0.0053 | 0.0084 | 0.0002 | 0.0031 | 0.0002 | -0.07 | 53.8 | 1.1 | 61.9 | 5.1 | 530.0 | 82.0 | 53.8 | 1.1 | 13.09 |
| Zircon-044 | 446 | 268 | 0.60 | 0.0480 | 0.0054 | 0.0556 | 0.0062 | 0.0083 | 0.0003 | 0.0026 | 0.0002 | 0.06 | 53.5 | 1.9 | 54.9 | 6.0 | 440.0 | 110.0 | 53.5 | 1.9 | 2.55 |
| Zircon-057 | 276.7 | 225.6 | 0.82 | 0.0552 | 0.0046 | 0.0634 | 0.0047 | 0.0083 | 0.0002 | 0.0030 | 0.0002 | -0.29 | 53.5 | 1.4 | 62.3 | 4.5 | 506.0 | 69.0 | 53.5 | 1.4 | 14.13 |
| Zircon-068 | 288.5 | 137.8 | 0.48 | 0.0495 | 0.0047 | 0.0568 | 0.0058 | 0.0083 | 0.0003 | 0.0026 | 0.0002 | 0.12 | 53.4 | 1.9 | 56.7 | 5.4 | 480.0 | 130.0 | 53.4 | 1.9 | 5.82 |
| Zircon-042 | 198.6 | 119.1 | 0.60 | 0.0514 | 0.0069 | 0.0570 | 0.0064 | 0.0083 | 0.0003 | 0.0029 | 0.0002 | -0.33 | 53.3 | 1.9 | 56.0 | 6.1 | 630.0 | 130.0 | 53.3 | 1.9 | 4.82 |
| Zircon-047 | 673 | 169.5 | 0.25 | 0.0476 | 0.0034 | 0.0552 | 0.0038 | 0.0083 | 0.0002 | 0.0025 | 0.0002 | -0.02 | 53.3 | 1.1 | 54.5 | 3.6 | 285.0 | 64.0 | 53.3 | 1.1 | 2.20 |
| Zircon-058 | 1719 | 245 | 0.14 | 0.0481 | 0.0026 | 0.0552 | 0.0030 | 0.0083 | 0.0001 | 0.0028 | 0.0002 | -0.11 | 53.1 | 0.7 | 54.5 | 2.9 | 203.0 | 60.0 | 53.1 | 0.7 | 2.51 |
| Zircon-049 | 691 | 252.1 | 0.36 | 0.0496 | 0.0050 | 0.0557 | 0.0053 | 0.0083 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0002 | -0.07 | 53.1 | 0.9 | 54.9 | 5.1 | 460.0 | 120.0 | 53.1 | 0.9 | 3.24 |
| Zircon-048 | 227.5 | 137.6 | 0.60 | 0.0490 | 0.0100 | 0.0570 | 0.0130 | 0.0083 | 0.0003 | 0.0031 | 0.0006 | 0.14 | 53.1 | 2.2 | 56.0 | 12.0 | 900.0 | 530.0 | 53.1 | 2.2 | 5.18 |
| Zircon-066 | 1492 | 156.3 | 0.10 | 0.0467 | 0.0021 | 0.0530 | 0.0023 | 0.0083 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0002 | -0.16 | 53.1 | 0.7 | 52.4 | 2.2 | 221.0 | 54.0 | 53.1 | 0.7 | -1.30 |
| Zircon-054 | 410 | 188.6 | 0.46 | 0.0541 | 0.0056 | 0.0624 | 0.0066 | 0.0082 | 0.0002 | 0.0030 | 0.0002 | 0.18 | 52.8 | 1.3 | 61.2 | 6.3 | 626.0 | 92.0 | 52.8 | 1.3 | 13.73 |
| Zircon-076 | 1183 | 280.9 | 0.24 | 0.0489 | 0.0030 | 0.0551 | 0.0032 | 0.0082 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0002 | 0.16 | 52.8 | 0.9 | 54.5 | 3.1 | 217.0 | 61.0 | 52.8 | 0.9 | 3.17 |
| Zircon-050 | 263 | 218 | 0.83 | 0.0484 | 0.0085 | 0.0522 | 0.0088 | 0.0082 | 0.0004 | 0.0026 | 0.0002 | -0.07 | 52.5 | 2.4 | 51.4 | 8.4 | 540.0 | 150.0 | 52.5 | 2.4 | -2.14 |
| Zircon-052 | 2241 | 254 | 0.11 | 0.0481 | 0.0022 | 0.0537 | 0.0024 | 0.0081 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0002 | -0.04 | 52.2 | 0.6 | 53.1 | 2.3 | 209.0 | 49.0 | 52.2 | 0.6 | 1.69 |
| Zircon-060 | 262 | 130.3 | 0.50 | 0.0504 | 0.0066 | 0.0546 | 0.0069 | 0.0081 | 0.0003 | 0.0029 | 0.0002 | 0.12 | 52.1 | 1.9 | 53.7 | 6.6 | 610.0 | 140.0 | 52.1 | 1.9 | 2.98 |
| Zircon-067 | 412 | 330 | 0.80 | 0.0489 | 0.0046 | 0.0542 | 0.0049 | 0.0081 | 0.0002 | 0.0027 | 0.0001 | 0.17 | 52.1 | 1.1 | 54.1 | 4.5 | 369.0 | 95.0 | 52.1 | 1.1 | 3.70 |
| Zircon-055 | 459 | 397 | 0.86 | 0.0518 | 0.0050 | 0.0549 | 0.0059 | 0.0081 | 0.0003 | 0.0027 | 0.0002 | 0.43 | 51.8 | 1.7 | 54.2 | 5.7 | 340.0 | 99.0 | 51.8 | 1.7 | 4.43 |
| Zircon-074 | 277 | 166 | 0.60 | 0.0503 | 0.0044 | 0.0548 | 0.0046 | 0.0081 | 0.0003 | 0.0028 | 0.0002 | 0.03 | 51.7 | 1.6 | 54.8 | 4.6 | 410.0 | 100.0 | 51.7 | 1.6 | 5.66 |
| Zircon-071 | 997 | 409 | 0.41 | 0.0477 | 0.0026 | 0.0525 | 0.0027 | 0.0080 | 0.0001 | 0.0026 | 0.0001 | 0.04 | 51.1 | 0.9 | 51.9 | 2.6 | 277.0 | 68.0 | 51.1 | 0.9 | 1.60 |
| Zircon-077 | 248 | 133 | 0.54 | 0.0484 | 0.0072 | 0.0537 | 0.0067 | 0.0079 | 0.0003 | 0.0029 | 0.0003 | -0.25 | 51.0 | 2.0 | 53.0 | 6.4 | 400.0 | 120.0 | 51.0 | 2.0 | 3.77 |
| Zircon-053 | 434 | 111.7 | 0.26 | 0.0489 | 0.0044 | 0.0545 | 0.0044 | 0.0079 | 0.0002 | 0.0026 | 0.0002 | 0.06 | 50.8 | 1.2 | 53.8 | 4.2 | 433.0 | 96.0 | 50.8 | 1.2 | 5.58 |
| Zircon-072 | 559 | 171.6 | 0.31 | 0.0515 | 0.0038 | 0.0547 | 0.0036 | 0.0079 | 0.0002 | 0.0027 | 0.0002 | -0.23 | 50.8 | 1.1 | 54.0 | 3.4 | 354.0 | 74.0 | 50.8 | 1.1 | 5.93 |
| Zircon-051 | 1318 | 483 | 0.37 | 0.0589 | 0.0034 | 0.0622 | 0.0037 | 0.0077 | 0.0002 | 0.0031 | 0.0002 | 0.08 | 49.6 | 1.0 | 61.2 | 3.5 | 574.0 | 73.0 | 49.6 | 1.0 | 19.00 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EA-9 de la Ignimbrita Alfaro**. Coordenadas UTM-NAD27: 235378mE, 2340372mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-028 | 189 | 76 | 0.40 | 0.0497 | 0.0082 | 0.0379 | 0.0062 | 0.0054 | 0.0003 | 0.0017 | 0.0002 | 0.25 | 34.7 | 1.7 | 37.6 | 6.1 | 630.0 | 180.0 | 34.7 | 1.7 | 7.71 |
| Zircon-020 | 66.7 | 34.33 | 0.51 | 0.0510 | 0.0100 | 0.0376 | 0.0075 | 0.0053 | 0.0005 | 0.0017 | 0.0004 | -0.07 | 34.0 | 3.1 | 37.3 | 7.3 | 940.0 | 280.0 | 34.0 | 3.1 | 8.85 |
| Zircon-012 | 204.4 | 89.6 | 0.44 | 0.0489 | 0.0063 | 0.0346 | 0.0039 | 0.0052 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0002 | 0.05 | 33.5 | 1.3 | 34.5 | 3.9 | 465.0 | 99.0 | 33.5 | 1.3 | 2.90 |
| Zircon-010 | 64.3 | 32.17 | 0.50 | 0.0570 | 0.0150 | 0.0332 | 0.0075 | 0.0051 | 0.0003 | 0.0020 | 0.0006 | -0.21 | 32.9 | 1.9 | 35.2 | 8.4 | 1050.0 | 230.0 | 32.9 | 1.9 | 6.53 |
| Zircon-007 | 103 | 40.43 | 0.39 | 0.0555 | 0.0098 | 0.0357 | 0.0060 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0003 | 0.05 | 32.7 | 1.3 | 35.4 | 5.9 | 900.0 | 220.0 | 32.7 | 1.3 | 7.63 |
| Zircon-009 | 180.8 | 101.8 | 0.56 | 0.0519 | 0.0071 | 0.0358 | 0.0047 | 0.0051 | 0.0001 | 0.0019 | 0.0002 | 0.00 | 32.6 | 0.8 | 35.6 | 4.6 | 720.0 | 180.0 | 32.6 | 0.8 | 8.40 |
| Zircon-035 | 123.3 | 69.4 | 0.56 | 0.0469 | 0.0078 | 0.0345 | 0.0057 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0014 | 0.0002 | 0.11 | 32.6 | 1.3 | 36.0 | 5.3 | 640.0 | 170.0 | 32.6 | 1.3 | 9.44 |
| Zircon-006 | 480 | 206.8 | 0.43 | 0.0515 | 0.0058 | 0.0355 | 0.0039 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0001 | 0.01 | 32.4 | 1.1 | 35.3 | 3.8 | 459.0 | 97.0 | 32.4 | 1.1 | 8.22 |
| Zircon-013 | 93.9 | 39.5 | 0.42 | 0.0540 | 0.0150 | 0.0363 | 0.0094 | 0.0050 | 0.0003 | 0.0022 | 0.0003 | 0.07 | 32.0 | 2.1 | 35.9 | 9.2 | 760.0 | 230.0 | 32.0 | 2.1 | 10.86 |
| Zircon-034 | 138.7 | 74.6 | 0.54 | 0.0513 | 0.0089 | 0.0367 | 0.0063 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | -0.04 | 31.8 | 1.4 | 36.5 | 6.1 | 600.0 | 180.0 | 31.8 | 1.4 | 12.88 |
| Zircon-022 | 108.6 | 46.2 | 0.43 | 0.0505 | 0.0089 | 0.0321 | 0.0061 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | 0.11 | 31.6 | 1.2 | 31.9 | 6.0 | 800.0 | 160.0 | 31.6 | 1.2 | 0.94 |
| Zircon-023 | 98.3 | 47.1 | 0.48 | 0.0486 | 0.0072 | 0.0327 | 0.0049 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | -0.02 | 31.6 | 1.2 | 32.6 | 4.8 | 530.0 | 130.0 | 31.6 | 1.2 | 3.07 |
| Zircon-026 | 130.6 | 60 | 0.46 | 0.0560 | 0.0110 | 0.0383 | 0.0068 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.13 | 31.6 | 1.4 | 37.9 | 6.7 | 470.0 | 110.0 | 31.6 | 1.4 | 16.62 |
| Zircon-011 | 314.9 | 123.8 | 0.39 | 0.0562 | 0.0060 | 0.0373 | 0.0037 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0018 | 0.0002 | 0.04 | 31.6 | 0.9 | 37.1 | 3.6 | 472.0 | 96.0 | 31.6 | 0.9 | 14.91 |
| Zircon-029 | 142 | 62.9 | 0.44 | 0.0507 | 0.0089 | 0.0337 | 0.0054 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | -0.29 | 31.4 | 1.2 | 33.6 | 5.3 | 640.0 | 140.0 | 31.4 | 1.2 | 6.55 |
| Zircon-015 | 180 | 73.1 | 0.41 | 0.0494 | 0.0069 | 0.0322 | 0.0043 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0019 | 0.0002 | -0.05 | 31.2 | 0.9 | 32.0 | 4.2 | 870.0 | 200.0 | 31.2 | 0.9 | 2.41 |
| Zircon-030 | 229.1 | 119.4 | 0.52 | 0.0529 | 0.0073 | 0.0360 | 0.0050 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | 0.21 | 31.2 | 1.0 | 35.8 | 4.9 | 500.0 | 120.0 | 31.2 | 1.0 | 12.85 |
| Zircon-036 | 56.5 | 37.2 | 0.66 | 0.0500 | 0.0140 | 0.0307 | 0.0083 | 0.0048 | 0.0003 | 0.0018 | 0.0002 | 0.11 | 31.0 | 1.7 | 30.3 | 8.2 | 900.0 | 210.0 | 31.0 | 1.7 | -2.31 |
| Zircon-037 | 298.7 | 181.4 | 0.61 | 0.0537 | 0.0079 | 0.0360 | 0.0051 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0001 | -0.18 | 31.0 | 1.2 | 35.8 | 5.0 | 620.0 | 190.0 | 31.0 | 1.2 | 13.41 |
| Zircon-027 | 250.2 | 110.6 | 0.44 | 0.0479 | 0.0053 | 0.0322 | 0.0035 | 0.0048 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.10 | 31.0 | 0.9 | 32.1 | 3.4 | 392.0 | 82.0 | 31.0 | 0.9 | 3.52 |
| Zircon-033 | 175.3 | 74.2 | 0.42 | 0.0480 | 0.0060 | 0.0311 | 0.0037 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0014 | 0.0002 | 0.06 | 30.8 | 1.1 | 31.6 | 3.8 | 470.0 | 120.0 | 30.8 | 1.1 | 2.53 |
| Zircon-032 | 189.2 | 94.8 | 0.50 | 0.0527 | 0.0083 | 0.0344 | 0.0051 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | 0.00 | 30.7 | 1.5 | 34.2 | 5.0 | 590.0 | 140.0 | 30.7 | 1.5 | 10.23 |
| Zircon-038 | 285.1 | 127.1 | 0.45 | 0.0485 | 0.0059 | 0.0314 | 0.0037 | 0.0048 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.19 | 30.6 | 0.9 | 31.3 | 3.6 | 580.0 | 130.0 | 30.6 | 0.9 | 2.30 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EAQ-141 de la Ignimbrita Alfaro**. Coordenadas UTM-NAD27: 228221mE, 2344195mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|------|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-136 | 49.5 | 21.6 | 0.44 | 0.0680 | 0.0310 | 0.0520 | 0.0210 | 0.0055 | 0.0005 | 0.0032 | 0.0007 | 0.25 | 35.3 | 3.0 | 50.0 | 20.0 | 1550.0 | 360.0 | 35.3 | 3.0 | 29.40 |
| Zircon-117 | 185 | 95.5 | 0.52 | 0.0660 | 0.0100 | 0.0463 | 0.0070 | 0.0052 | 0.0003 | 0.0020 | 0.0003 | 0.13 | 33.6 | 1.7 | 47.2 | 7.3 | 1040.0 | 170.0 | 33.6 | 1.7 | 28.81 |
| Zircon-133 | 199 | 113.8 | 0.57 | 0.0580 | 0.0110 | 0.0414 | 0.0068 | 0.0052 | 0.0003 | 0.0019 | 0.0003 | -0.05 | 33.6 | 1.7 | 42.2 | 7.0 | 900.0 | 160.0 | 33.6 | 1.7 | 20.38 |
| Zircon-121 | 520 | 324 | 0.62 | 0.0624 | 0.0079 | 0.0446 | 0.0059 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0021 | 0.0002 | 0.30 | 33.0 | 1.2 | 44.2 | 5.8 | 710.0 | 140.0 | 33.0 | 1.2 | 25.34 |
| Zircon-129 | 257 | 124.8 | 0.49 | 0.0467 | 0.0063 | 0.0336 | 0.0046 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | 0.25 | 32.9 | 1.3 | 33.5 | 4.5 | 590.0 | 120.0 | 32.9 | 1.3 | 1.79 |
| Zircon-124 | 375 | 238 | 0.63 | 0.0478 | 0.0085 | 0.0314 | 0.0051 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | -0.13 | 32.7 | 1.1 | 31.3 | 5.0 | 920.0 | 140.0 | 32.7 | 1.1 | -4.47 |
| Zircon-120 | 591 | 365 | 0.62 | 0.0679 | 0.0075 | 0.0472 | 0.0052 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0001 | 0.32 | 32.4 | 1.0 | 46.7 | 5.0 | 910.0 | 120.0 | 32.4 | 1.0 | 30.62 |
| Zircon-112 | 257 | 113 | 0.44 | 0.0718 | 0.0099 | 0.0500 | 0.0064 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0003 | 0.02 | 32.2 | 1.4 | 49.4 | 6.2 | 1030.0 | 130.0 | 32.2 | 1.4 | 34.82 |
| Zircon-135 | 337 | 154.3 | 0.46 | 0.0473 | 0.0085 | 0.0310 | 0.0054 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | 0.02 | 32.2 | 1.1 | 30.8 | 5.3 | 660.0 | 170.0 | 32.2 | 1.1 | -4.55 |
| Zircon-111 | 427 | 195 | 0.46 | 0.0447 | 0.0072 | 0.0305 | 0.0048 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | 0.31 | 32.1 | 1.0 | 30.4 | 4.8 | 510.0 | 140.0 | 32.1 | 1.0 | -5.66 |
| Zircon-130 | 687 | 595 | 0.87 | 0.0497 | 0.0056 | 0.0346 | 0.0039 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | 0.04 | 32.1 | 1.0 | 34.4 | 3.8 | 420.0 | 110.0 | 32.1 | 1.0 | 6.63 |
| Zircon-140 | 242 | 142.4 | 0.59 | 0.0549 | 0.0084 | 0.0350 | 0.0049 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | 0.04 | 32.1 | 1.3 | 35.8 | 5.1 | 550.0 | 130.0 | 32.1 | 1.3 | 10.34 |
| Zircon-125 | 733 | 489 | 0.67 | 0.0545 | 0.0058 | 0.0373 | 0.0039 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0001 | 0.15 | 31.9 | 1.1 | 37.2 | 3.8 | 500.0 | 110.0 | 31.9 | 1.1 | 14.25 |
| Zircon-138 | 328 | 145 | 0.44 | 0.0686 | 0.0069 | 0.0430 | 0.0040 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0021 | 0.0002 | 0.23 | 31.9 | 1.5 | 42.7 | 3.9 | 975.0 | 97.0 | 31.9 | 1.5 | 25.29 |
| Zircon-109 | 445 | 330 | 0.74 | 0.0661 | 0.0073 | 0.0447 | 0.0049 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0020 | 0.0002 | 0.17 | 31.8 | 1.1 | 44.3 | 4.8 | 860.0 | 150.0 | 31.8 | 1.1 | 28.22 |
| Zircon-119 | 270 | 126 | 0.47 | 0.0510 | 0.0100 | 0.0327 | 0.0067 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0002 | 0.20 | 31.7 | 1.4 | 32.4 | 6.5 | 620.0 | 170.0 | 31.7 | 1.4 | 2.16 |
| Zircon-137 | 440 | 138.8 | 0.32 | 0.0472 | 0.0059 | 0.0316 | 0.0039 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0002 | 0.03 | 31.6 | 1.0 | 31.5 | 3.8 | 700.0 | 150.0 | 31.6 | 1.0 | -0.32 |
| Zircon-141 | 292 | 193 | 0.66 | 0.0550 | 0.0120 | 0.0359 | 0.0072 | 0.0049 | 0.0003 | 0.0017 | 0.0002 | -0.15 | 31.6 | 2.2 | 35.7 | 7.0 | 590.0 | 130.0 | 31.6 | 2.2 | 11.48 |
| Zircon-116 | 702 | 202 | 0.29 | 0.0502 | 0.0057 | 0.0337 | 0.0038 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0002 | 0.23 | 31.5 | 0.7 | 33.6 | 3.7 | 490.0 | 120.0 | 31.5 | 0.7 | 6.13 |
| Zircon-110 | 547 | 208 | 0.38 | 0.0567 | 0.0067 | 0.0368 | 0.0040 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.01 | 31.3 | 1.0 | 36.6 | 4.0 | 550.0 | 100.0 | 31.3 | 1.0 | 14.37 |
| Zircon-114 | 389 | 218 | 0.56 | 0.0593 | 0.0092 | 0.0378 | 0.0060 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0021 | 0.0002 | 0.35 | 31.3 | 0.9 | 38.7 | 6.2 | 750.0 | 150.0 | 31.3 | 0.9 | 19.04 |
| Zircon-134 | 564 | 366 | 0.65 | 0.0516 | 0.0077 | 0.0335 | 0.0055 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0001 | 0.17 | 31.3 | 1.0 | 34.4 | 5.2 | 600.0 | 120.0 | 31.3 | 1.0 | 8.92 |
| Zircon-107 | 800 | 495 | 0.62 | 0.0511 | 0.0049 | 0.0335 | 0.0031 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.02 | 31.3 | 0.8 | 33.9 | 3.1 | 400.0 | 110.0 | 31.3 | 0.8 | 7.82 |
| Zircon-113 | 582 | 376 | 0.65 | 0.0530 | 0.0072 | 0.0348 | 0.0046 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0002 | 0.04 | 31.3 | 0.7 | 34.7 | 4.5 | 510.0 | 120.0 | 31.3 | 0.7 | 9.94 |
| Zircon-127 | 3490 | 1790 | 0.51 | 0.0482 | 0.0037 | 0.0318 | 0.0022 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.04 | 31.2 | 0.6 | 31.8 | 2.1 | 202.0 | 67.0 | 31.2 | 0.6 | 1.79 |
| Zircon-139 | 454 | 257 | 0.57 | 0.0476 | 0.0066 | 0.0314 | 0.0042 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0001 | -0.22 | 30.9 | 0.9 | 31.3 | 4.1 | 440.0 | 120.0 | 30.9 | 0.9 | 1.18 |
| Zircon-132 | 577 | 241 | 0.42 | 0.0493 | 0.0067 | 0.0315 | 0.0039 | 0.0048 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | -0.18 | 30.9 | 0.9 | 31.5 | 3.8 | 500.0 | 120.0 | 30.9 | 0.9 | 1.87 |
| Zircon-115 | 763 | 570 | 0.75 | 0.0521 | 0.0059 | 0.0330 | 0.0035 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | 0.05 | 30.5 | 0.9 | 32.9 | 3.5 | 485.0 | 72.0 | 30.5 | 0.9 | 7.26 |
| Zircon-118 | 260 | 179 | 0.69 | 0.0410 | 0.0150 | 0.0290 | 0.0100 | 0.0046 | 0.0003 | 0.0015 | 0.0002 | 0.13 | 29.3 | 1.8 | 28.0 | 10.0 | 570.0 | 190.0 | 29.3 | 1.8 | -4.64 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EA-11 de la Ignimbrita Alfaro**. Coordenadas UTM-NAD27: 235887mE, 2343430mN.

| Punto análisis | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|----------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|--------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | | | | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-072 | 404 | 280.7 | 0.69 | 0.0574 | 0.0062 | 0.0433 | 0.0048 | 0.0055 | 0.0002 | 0.0021 | 0.0002 | 0.20 | 35.3 | 1.0 | 43.0 | 4.6 | 620.0 | 67.0 | 35.3 | 1.0 | 17.88 |
| Zircon-040 | 283.6 | 127.1 | 0.45 | 0.0543 | 0.0098 | 0.0381 | 0.0060 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0020 | 0.0003 | -0.34 | 32.9 | 1.4 | 37.9 | 5.8 | 530.0 | 180.0 | 32.9 | 1.4 | 13.19 |
| Zircon-041 | 195.6 | 127.3 | 0.65 | 0.0519 | 0.0069 | 0.0371 | 0.0050 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | 0.03 | 32.7 | 1.1 | 36.9 | 4.9 | 490.0 | 120.0 | 32.7 | 1.1 | 11.38 |
| Zircon-075 | 360 | 106.1 | 0.29 | 0.0493 | 0.0043 | 0.0341 | 0.0029 | 0.0051 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.09 | 32.7 | 0.7 | 34.0 | 2.8 | 323.0 | 74.0 | 32.7 | 0.7 | 3.94 |
| Zircon-044 | 914 | 422 | 0.46 | 0.0515 | 0.0032 | 0.0369 | 0.0022 | 0.0051 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.16 | 32.6 | 0.6 | 36.8 | 2.2 | 374.0 | 77.0 | 32.6 | 0.6 | 11.47 |
| Zircon-067 | 636.4 | 273.1 | 0.43 | 0.0500 | 0.0046 | 0.0352 | 0.0035 | 0.0051 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | 0.35 | 32.5 | 0.9 | 35.1 | 3.4 | 360.0 | 160.0 | 32.5 | 0.9 | 7.32 |
| Zircon-056 | 150.4 | 81.3 | 0.54 | 0.0502 | 0.0073 | 0.0335 | 0.0049 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.31 | 32.5 | 1.2 | 33.4 | 4.8 | 470.0 | 120.0 | 32.5 | 1.2 | 2.69 |
| Zircon-052 | 155.1 | 68.4 | 0.44 | 0.0550 | 0.0150 | 0.0372 | 0.0088 | 0.0050 | 0.0003 | 0.0018 | 0.0002 | -0.04 | 32.3 | 2.1 | 37.0 | 8.6 | 880.0 | 260.0 | 32.3 | 2.1 | 12.70 |
| Zircon-047 | 258.9 | 117.3 | 0.45 | 0.0541 | 0.0052 | 0.0382 | 0.0035 | 0.0050 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0002 | -0.22 | 32.2 | 0.8 | 38.0 | 3.4 | 540.0 | 110.0 | 32.2 | 0.8 | 15.16 |
| Zircon-048 | 284.1 | 114.5 | 0.40 | 0.0494 | 0.0058 | 0.0340 | 0.0039 | 0.0050 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.16 | 32.0 | 0.9 | 33.9 | 3.8 | 440.0 | 100.0 | 32.0 | 0.9 | 5.49 |
| Zircon-051 | 237.3 | 145.3 | 0.61 | 0.0534 | 0.0096 | 0.0358 | 0.0055 | 0.0050 | 0.0003 | 0.0016 | 0.0002 | -0.18 | 31.9 | 1.7 | 35.6 | 5.4 | 770.0 | 160.0 | 31.9 | 1.7 | 10.39 |
| Zircon-068 | 318.6 | 149.6 | 0.47 | 0.0520 | 0.0066 | 0.0347 | 0.0038 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | -0.41 | 31.8 | 1.1 | 34.6 | 3.7 | 400.0 | 110.0 | 31.8 | 1.1 | 8.09 |
| Zircon-065 | 93.7 | 42.5 | 0.45 | 0.0560 | 0.0110 | 0.0363 | 0.0065 | 0.0049 | 0.0003 | 0.0015 | 0.0002 | 0.08 | 31.6 | 1.6 | 36.0 | 6.4 | 870.0 | 170.0 | 31.6 | 1.6 | 12.22 |
| Zircon-043 | 451.2 | 189.8 | 0.42 | 0.0486 | 0.0041 | 0.0326 | 0.0024 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | -0.02 | 31.5 | 0.7 | 32.5 | 2.4 | 303.0 | 74.0 | 31.5 | 0.7 | 2.98 |
| Zircon-050 | 205 | 115.5 | 0.56 | 0.0478 | 0.0060 | 0.0319 | 0.0038 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.11 | 31.5 | 0.9 | 31.8 | 3.7 | 412.0 | 77.0 | 31.5 | 0.9 | 1.07 |
| Zircon-039 | 531 | 458 | 0.86 | 0.0516 | 0.0060 | 0.0355 | 0.0042 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | 0.27 | 31.4 | 1.0 | 35.4 | 4.1 | 370.0 | 190.0 | 31.4 | 1.0 | 11.30 |
| Zircon-061 | 216.9 | 84.5 | 0.39 | 0.0495 | 0.0060 | 0.0334 | 0.0037 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.19 | 31.4 | 1.1 | 33.3 | 3.7 | 660.0 | 140.0 | 31.4 | 1.1 | 5.71 |
| Zircon-049 | 371.7 | 166.5 | 0.45 | 0.0478 | 0.0039 | 0.0323 | 0.0026 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.09 | 31.3 | 0.7 | 32.2 | 2.6 | 354.0 | 73.0 | 31.3 | 0.7 | 2.76 |
| Zircon-074 | 131.6 | 60.61 | 0.46 | 0.0530 | 0.0100 | 0.0357 | 0.0069 | 0.0049 | 0.0003 | 0.0019 | 0.0002 | 0.22 | 31.3 | 1.6 | 35.4 | 6.8 | 740.0 | 190.0 | 31.3 | 1.6 | 11.58 |
| Zircon-063 | 89.3 | 54.6 | 0.61 | 0.0480 | 0.0100 | 0.0306 | 0.0061 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | -0.16 | 31.2 | 1.0 | 30.4 | 6.0 | 670.0 | 130.0 | 31.2 | 1.0 | -2.63 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EA-7 de la Ignimbrita Alfaro**. Coordenadas UTM-NAD27: 236198mE, 2338369mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|------|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-109 | 570 | 327 | 0.57 | 0.0506 | 0.0031 | 0.2100 | 0.0120 | 0.0300 | 0.0007 | 0.0104 | 0.0006 | 0.10 | 190.3 | 4.3 | 193.0 | 10.0 | 270.0 | 100.0 | 190.3 | 4.3 | 1.40 |
| Zircon-110 | 714 | 114.9 | 0.16 | 0.0493 | 0.0028 | 0.2010 | 0.0100 | 0.0296 | 0.0008 | 0.0089 | 0.0008 | 0.26 | 188.0 | 4.8 | 185.9 | 8.6 | 213.0 | 84.0 | 188.0 | 4.8 | -1.13 |
| Zircon-085 | 239.4 | 112.5 | 0.47 | 0.0513 | 0.0055 | 0.0375 | 0.0035 | 0.0052 | 0.0002 | 0.0022 | 0.0002 | -0.15 | 33.6 | 1.0 | 37.3 | 3.5 | 520.0 | 110.0 | 33.6 | 1.0 | 9.87 |
| Zircon-096 | 194.8 | 91.5 | 0.47 | 0.0496 | 0.0073 | 0.0363 | 0.0050 | 0.0052 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0001 | -0.11 | 33.2 | 1.5 | 36.2 | 4.9 | 530.0 | 180.0 | 33.2 | 1.5 | 8.29 |
| Zircon-090 | 243.9 | 92 | 0.38 | 0.0540 | 0.0110 | 0.0351 | 0.0062 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0002 | -0.52 | 32.4 | 1.4 | 34.9 | 6.1 | 650.0 | 170.0 | 32.4 | 1.4 | 7.16 |
| Zircon-088 | 97.2 | 39.33 | 0.40 | 0.0650 | 0.0190 | 0.0420 | 0.0110 | 0.0050 | 0.0003 | 0.0024 | 0.0003 | 0.07 | 32.3 | 1.8 | 42.0 | 11.0 | 1230.0 | 320.0 | 32.3 | 1.8 | 23.10 |
| Zircon-094 | 203.3 | 90.9 | 0.45 | 0.0483 | 0.0060 | 0.0315 | 0.0037 | 0.0050 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.19 | 32.3 | 0.9 | 31.4 | 3.6 | 520.0 | 110.0 | 32.3 | 0.9 | -2.83 |
| Zircon-097 | 389 | 157.3 | 0.40 | 0.0576 | 0.0056 | 0.0393 | 0.0036 | 0.0050 | 0.0001 | 0.0019 | 0.0001 | 0.09 | 32.0 | 0.7 | 39.1 | 3.5 | 714.0 | 83.0 | 32.0 | 0.7 | 18.11 |
| Zircon-113 | 312 | 127.3 | 0.41 | 0.0543 | 0.0061 | 0.0383 | 0.0045 | 0.0050 | 0.0002 | 0.0020 | 0.0002 | 0.23 | 31.9 | 1.1 | 38.1 | 4.4 | 440.0 | 140.0 | 31.9 | 1.1 | 16.27 |
| Zircon-116 | 119.9 | 50.2 | 0.42 | 0.0640 | 0.0210 | 0.0420 | 0.0130 | 0.0050 | 0.0004 | 0.0020 | 0.0004 | -0.25 | 31.9 | 2.8 | 41.0 | 13.0 | 1280.0 | 250.0 | 31.9 | 2.8 | 22.20 |
| Zircon-105 | 263.5 | 163.3 | 0.62 | 0.0465 | 0.0055 | 0.0326 | 0.0039 | 0.0050 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | 0.10 | 31.8 | 0.8 | 32.4 | 3.8 | 480.0 | 130.0 | 31.8 | 0.8 | 1.73 |
| Zircon-089 | 262.7 | 125.6 | 0.48 | 0.0583 | 0.0057 | 0.0393 | 0.0035 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0019 | 0.0002 | 0.06 | 31.7 | 0.9 | 39.0 | 3.4 | 670.0 | 100.0 | 31.7 | 0.9 | 18.72 |
| Zircon-079 | 194.6 | 79.3 | 0.41 | 0.0465 | 0.0056 | 0.0328 | 0.0038 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | 0.04 | 31.6 | 0.9 | 32.7 | 3.7 | 520.0 | 130.0 | 31.6 | 0.9 | 3.33 |
| Zircon-084 | 377.1 | 171.9 | 0.46 | 0.0490 | 0.0039 | 0.0337 | 0.0026 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.22 | 31.6 | 0.8 | 33.6 | 2.6 | 335.0 | 85.0 | 31.6 | 0.8 | 5.92 |
| Zircon-102 | 229.5 | 147.3 | 0.64 | 0.0478 | 0.0056 | 0.0327 | 0.0036 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.05 | 31.5 | 1.0 | 32.6 | 3.5 | 520.0 | 140.0 | 31.5 | 1.0 | 3.25 |
| Zircon-077 | 58.05 | 33.72 | 0.58 | 0.0600 | 0.0190 | 0.0360 | 0.0120 | 0.0049 | 0.0003 | 0.0021 | 0.0003 | 0.02 | 31.3 | 2.0 | 35.0 | 11.0 | 1010.0 | 230.0 | 31.3 | 2.0 | 10.57 |
| Zircon-106 | 326.1 | 254.5 | 0.78 | 0.0518 | 0.0055 | 0.0347 | 0.0034 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.08 | 31.3 | 1.0 | 34.6 | 3.4 | 500.0 | 110.0 | 31.3 | 1.0 | 9.54 |
| Zircon-100 | 283.7 | 164.4 | 0.58 | 0.0491 | 0.0046 | 0.0332 | 0.0030 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0002 | 0.05 | 31.3 | 0.9 | 33.1 | 3.0 | 380.0 | 120.0 | 31.3 | 0.9 | 5.56 |
| Zircon-087 | 280.2 | 136.9 | 0.49 | 0.0458 | 0.0050 | 0.0320 | 0.0032 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | -0.11 | 31.2 | 0.7 | 31.9 | 3.1 | 410.0 | 110.0 | 31.2 | 0.7 | 2.07 |
| Zircon-103 | 359 | 151.7 | 0.42 | 0.0572 | 0.0050 | 0.0385 | 0.0031 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | -0.01 | 31.2 | 0.8 | 38.3 | 3.0 | 530.0 | 94.0 | 31.2 | 0.8 | 18.43 |
| Zircon-080 | 107.2 | 58.4 | 0.54 | 0.0610 | 0.0150 | 0.0382 | 0.0095 | 0.0048 | 0.0003 | 0.0021 | 0.0004 | 0.29 | 31.0 | 2.0 | 37.9 | 9.3 | 1030.0 | 220.0 | 31.0 | 2.0 | 18.21 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EAQ-152 de la Ignimbrita La Media Luna**. Coordenadas UTM-NAD27: 231786mE, 2343748mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|--------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-008 | 610 | 226 | 0.37 | 0.0508 | 0.0056 | 0.0361 | 0.0036 | 0.0051 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | -0.17 | 32.7 | 1.1 | 35.9 | 3.6 | 460.0 | 110.0 | 32.7 | 1.1 | 8.91 |
| Zircon-024 | 259 | 87.6 | 0.34 | 0.0530 | 0.0110 | 0.0299 | 0.0049 | 0.0039 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0003 | -0.14 | 25.4 | 1.5 | 29.8 | 4.8 | 790.0 | 180.0 | 25.4 | 1.5 | 14.77 |
| Zircon-010 | 390 | 160.4 | 0.41 | 0.0497 | 0.0064 | 0.0267 | 0.0034 | 0.0039 | 0.0002 | 0.0012 | 0.0002 | 0.16 | 24.9 | 1.2 | 26.7 | 3.3 | 630.0 | 160.0 | 24.9 | 1.2 | 6.74 |
| Zircon-032 | 1850 | 1072 | 0.58 | 0.0465 | 0.0037 | 0.0246 | 0.0018 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.14 | 24.5 | 0.6 | 24.6 | 1.8 | 238.0 | 66.0 | 24.5 | 0.6 | 0.28 |
| Zircon-016 | 331 | 151 | 0.46 | 0.0530 | 0.0100 | 0.0277 | 0.0056 | 0.0038 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.26 | 24.5 | 1.0 | 27.6 | 5.5 | 860.0 | 240.0 | 24.5 | 1.0 | 11.23 |
| Zircon-005 | 975 | 457 | 0.47 | 0.0480 | 0.0055 | 0.0247 | 0.0027 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.00 | 24.5 | 0.8 | 24.7 | 2.7 | 429.0 | 99.0 | 24.5 | 0.8 | 0.89 |
| Zircon-034 | 682 | 280 | 0.41 | 0.0486 | 0.0057 | 0.0257 | 0.0028 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.09 | 24.5 | 0.8 | 25.7 | 2.7 | 630.0 | 150.0 | 24.5 | 0.8 | 4.75 |
| Zircon-030 | 794 | 361 | 0.45 | 0.0467 | 0.0047 | 0.0239 | 0.0024 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.17 | 24.5 | 0.8 | 23.9 | 2.4 | 306.0 | 93.0 | 24.5 | 0.8 | -2.38 |
| Zircon-004 | 1049 | 567 | 0.54 | 0.0470 | 0.0039 | 0.0246 | 0.0021 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.30 | 24.4 | 0.7 | 24.6 | 2.1 | 224.0 | 80.0 | 24.4 | 0.7 | 0.81 |
| Zircon-023 | 517 | 179 | 0.35 | 0.0505 | 0.0068 | 0.0258 | 0.0033 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0002 | -0.11 | 24.4 | 0.8 | 25.8 | 3.2 | 620.0 | 120.0 | 24.4 | 0.8 | 5.50 |
| Zircon-028 | 1512 | 676 | 0.45 | 0.0503 | 0.0044 | 0.0263 | 0.0020 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.10 | 24.4 | 0.6 | 26.3 | 2.0 | 344.0 | 81.0 | 24.4 | 0.6 | 7.38 |
| Zircon-003 | 583 | 300 | 0.51 | 0.0554 | 0.0082 | 0.0281 | 0.0039 | 0.0038 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | 0.15 | 24.3 | 1.0 | 28.1 | 3.9 | 650.0 | 160.0 | 24.3 | 1.0 | 13.52 |
| Zircon-015 | 491 | 193.1 | 0.39 | 0.0548 | 0.0072 | 0.0295 | 0.0036 | 0.0038 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | -0.06 | 24.3 | 0.9 | 29.5 | 3.6 | 640.0 | 140.0 | 24.3 | 0.9 | 17.80 |
| Zircon-022 | 676 | 226 | 0.33 | 0.0508 | 0.0070 | 0.0263 | 0.0033 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0002 | -0.24 | 24.2 | 0.8 | 26.3 | 3.3 | 630.0 | 140.0 | 24.2 | 0.8 | 8.14 |
| Zircon-001 | 1371 | 611 | 0.45 | 0.0443 | 0.0039 | 0.0229 | 0.0019 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.25 | 24.1 | 0.5 | 23.0 | 1.9 | 260.0 | 100.0 | 24.1 | 0.5 | -4.87 |
| Zircon-035 | 1610 | 926 | 0.58 | 0.0488 | 0.0042 | 0.0251 | 0.0020 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.10 | 24.1 | 0.6 | 25.1 | 2.0 | 346.0 | 89.0 | 24.1 | 0.6 | 3.90 |
| Zircon-027 | 1738 | 879 | 0.51 | 0.0486 | 0.0035 | 0.0248 | 0.0018 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.41 | 24.1 | 0.5 | 24.8 | 1.7 | 306.0 | 86.0 | 24.1 | 0.5 | 2.86 |
| Zircon-021 | 598 | 246 | 0.41 | 0.0462 | 0.0057 | 0.0249 | 0.0029 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0002 | -0.05 | 24.1 | 0.8 | 24.9 | 2.8 | 553.0 | 93.0 | 24.1 | 0.8 | 3.29 |
| Zircon-014 | 1150 | 501 | 0.44 | 0.0510 | 0.0052 | 0.0254 | 0.0025 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.10 | 24.0 | 0.6 | 25.5 | 2.4 | 354.0 | 94.0 | 24.0 | 0.6 | 5.84 |
| Zircon-031 | 407 | 166 | 0.41 | 0.0529 | 0.0087 | 0.0278 | 0.0043 | 0.0037 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | 0.07 | 24.0 | 1.2 | 27.8 | 4.2 | 740.0 | 170.0 | 24.0 | 1.2 | 13.67 |
| Zircon-012 | 522 | 218 | 0.42 | 0.0595 | 0.0083 | 0.0300 | 0.0038 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0002 | -0.07 | 24.0 | 0.9 | 29.9 | 3.8 | 690.0 | 110.0 | 24.0 | 0.9 | 19.77 |
| Zircon-025 | 1600 | 858 | 0.54 | 0.0577 | 0.0046 | 0.0289 | 0.0020 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.08 | 23.9 | 0.7 | 28.9 | 2.0 | 490.0 | 84.0 | 23.9 | 0.7 | 17.23 |
| Zircon-029 | 858 | 323 | 0.38 | 0.0527 | 0.0058 | 0.0270 | 0.0028 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0002 | 0.04 | 23.9 | 0.8 | 27.0 | 2.8 | 500.0 | 120.0 | 23.9 | 0.8 | 11.52 |
| Zircon-002 | 2020 | 1176 | 0.58 | 0.0521 | 0.0038 | 0.0264 | 0.0017 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.14 | 23.8 | 0.6 | 26.5 | 1.7 | 346.0 | 75.0 | 23.8 | 0.6 | 10.08 |
| Zircon-018 | 669 | 229 | 0.34 | 0.0479 | 0.0057 | 0.0237 | 0.0027 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.16 | 23.8 | 0.9 | 23.8 | 2.7 | 380.0 | 110.0 | 23.8 | 0.9 | -0.13 |
| Zircon-017 | 393 | 160 | 0.41 | 0.0444 | 0.0074 | 0.0228 | 0.0036 | 0.0037 | 0.0002 | 0.0014 | 0.0002 | 0.14 | 23.8 | 1.1 | 22.8 | 3.6 | 640.0 | 180.0 | 23.8 | 1.1 | -4.39 |
| Zircon-019 | 703 | 353 | 0.50 | 0.0527 | 0.0064 | 0.0264 | 0.0031 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.12 | 23.8 | 0.7 | 26.4 | 3.0 | 405.0 | 97.0 | 23.8 | 0.7 | 9.92 |
| Zircon-033 | 1133 | 475 | 0.42 | 0.0521 | 0.0054 | 0.0272 | 0.0024 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | -0.06 | 23.8 | 0.7 | 27.2 | 2.4 | 560.0 | 140.0 | 23.8 | 0.7 | 12.57 |
| Zircon-020 | 1050 | 399 | 0.38 | 0.0542 | 0.0054 | 0.0269 | 0.0025 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0002 | -0.03 | 23.6 | 0.8 | 26.9 | 2.4 | 472.0 | 87.0 | 23.6 | 0.8 | 12.45 |
| Zircon-006 | 1320 | 561 | 0.43 | 0.0530 | 0.0047 | 0.0266 | 0.0021 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.09 | 23.5 | 0.7 | 26.6 | 2.1 | 412.0 | 85.0 | 23.5 | 0.7 | 11.54 |
| Zircon-026 | 670 | 265 | 0.40 | 0.0587 | 0.0064 | 0.0294 | 0.0030 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0002 | 0.14 | 23.5 | 0.8 | 29.3 | 3.0 | 600.0 | 120.0 | 23.5 | 0.8 | 19.76 |
| Zircon-011 | 704 | 258 | 0.37 | 0.0539 | 0.0055 | 0.0266 | 0.0025 | 0.0036 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0002 | 0.07 | 23.1 | 0.9 | 26.6 | 2.5 | 440.0 | 100.0 | 23.1 | 0.9 | 13.23 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **EA-6 de la Ignimbrita La Media Luna**. Coordenadas UTM-NAD27: 236891mE, 2337489mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|--------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-119 | 1714 | 919 | 0.54 | 0.0482 | 0.0026 | 0.0257 | 0.0013 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.01 | 25.0 | 0.4 | 25.8 | 1.3 | 236.0 | 53.0 | 25.0 | 0.4 | 3.22 |
| Zircon-129 | 756 | 334 | 0.44 | 0.0462 | 0.0036 | 0.0244 | 0.0018 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.11 | 24.8 | 0.5 | 24.5 | 1.8 | 265.0 | 59.0 | 24.8 | 0.5 | -1.22 |
| Zircon-153 | 1515 | 692 | 0.46 | 0.0481 | 0.0032 | 0.0248 | 0.0014 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.29 | 24.7 | 0.4 | 24.9 | 1.4 | 287.0 | 85.0 | 24.7 | 0.4 | 0.64 |
| Zircon-135 | 1471 | 681 | 0.46 | 0.0466 | 0.0029 | 0.0247 | 0.0014 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.04 | 24.7 | 0.4 | 24.8 | 1.4 | 284.0 | 71.0 | 24.7 | 0.4 | 0.48 |
| Zircon-136 | 1538 | 698 | 0.45 | 0.0521 | 0.0033 | 0.0277 | 0.0015 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.19 | 24.6 | 0.3 | 27.7 | 1.5 | 328.0 | 62.0 | 24.6 | 0.3 | 11.08 |
| Zircon-148 | 649 | 352.4 | 0.54 | 0.0552 | 0.0048 | 0.0290 | 0.0024 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.04 | 24.6 | 0.6 | 29.0 | 2.4 | 670.0 | 140.0 | 24.6 | 0.6 | 15.24 |
| Zircon-118 | 1147 | 563 | 0.49 | 0.0497 | 0.0036 | 0.0264 | 0.0018 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.04 | 24.6 | 0.4 | 26.5 | 1.8 | 356.0 | 77.0 | 24.6 | 0.4 | 7.28 |
| Zircon-134 | 921 | 429 | 0.47 | 0.0577 | 0.0048 | 0.0303 | 0.0026 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.25 | 24.6 | 0.6 | 30.3 | 2.5 | 535.0 | 80.0 | 24.6 | 0.6 | 18.98 |
| Zircon-145 | 1491 | 830 | 0.56 | 0.0483 | 0.0032 | 0.0252 | 0.0013 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.33 | 24.6 | 0.6 | 25.3 | 1.3 | 206.0 | 71.0 | 24.6 | 0.6 | 2.96 |
| Zircon-144 | 1122 | 628 | 0.56 | 0.0489 | 0.0034 | 0.0253 | 0.0016 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.12 | 24.5 | 0.4 | 25.4 | 1.6 | 312.0 | 59.0 | 24.5 | 0.4 | 3.50 |
| Zircon-150 | 1348 | 597 | 0.44 | 0.0511 | 0.0040 | 0.0259 | 0.0018 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.20 | 24.5 | 0.4 | 25.9 | 1.8 | 365.0 | 84.0 | 24.5 | 0.4 | 5.44 |
| Zircon-123 | 1362 | 509 | 0.37 | 0.0559 | 0.0044 | 0.0294 | 0.0022 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.02 | 24.4 | 0.7 | 29.4 | 2.1 | 450.0 | 150.0 | 24.4 | 0.7 | 17.04 |
| Zircon-137 | 602 | 321 | 0.53 | 0.0515 | 0.0055 | 0.0267 | 0.0027 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.04 | 24.4 | 0.7 | 26.7 | 2.7 | 498.0 | 84.0 | 24.4 | 0.7 | 8.65 |
| Zircon-133 | 1114 | 440 | 0.39 | 0.0546 | 0.0043 | 0.0286 | 0.0022 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.10 | 24.4 | 0.4 | 28.7 | 2.2 | 380.0 | 120.0 | 24.4 | 0.4 | 15.05 |
| Zircon-124 | 615.2 | 296.9 | 0.48 | 0.0480 | 0.0036 | 0.0246 | 0.0018 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.17 | 24.4 | 0.5 | 24.9 | 1.8 | 286.0 | 64.0 | 24.4 | 0.5 | 2.17 |
| Zircon-131 | 871 | 425.2 | 0.49 | 0.0473 | 0.0030 | 0.0241 | 0.0015 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.20 | 24.2 | 0.4 | 24.4 | 1.4 | 255.0 | 63.0 | 24.2 | 0.4 | 0.78 |
| Zircon-120 | 668 | 363 | 0.54 | 0.0480 | 0.0046 | 0.0248 | 0.0023 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.18 | 24.1 | 0.5 | 24.9 | 2.3 | 347.0 | 91.0 | 24.1 | 0.5 | 3.17 |
| Zircon-142 | 601 | 212.2 | 0.35 | 0.0512 | 0.0058 | 0.0259 | 0.0026 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.23 | 24.1 | 0.7 | 26.0 | 2.6 | 440.0 | 120.0 | 24.1 | 0.7 | 7.35 |
| Zircon-143 | 867 | 387.9 | 0.45 | 0.0496 | 0.0038 | 0.0248 | 0.0017 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.03 | 24.0 | 0.5 | 24.9 | 1.7 | 333.0 | 85.0 | 24.0 | 0.5 | 3.69 |
| Zircon-147 | 637 | 329 | 0.52 | 0.0456 | 0.0040 | 0.0237 | 0.0019 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.13 | 24.0 | 0.5 | 23.8 | 1.9 | 310.0 | 93.0 | 24.0 | 0.5 | -0.71 |
| Zircon-117 | 842 | 399.2 | 0.47 | 0.0467 | 0.0036 | 0.0236 | 0.0018 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.09 | 23.9 | 0.4 | 23.7 | 1.8 | 317.0 | 65.0 | 23.9 | 0.4 | -0.76 |
| Zircon-132 | 639 | 263.1 | 0.41 | 0.0585 | 0.0053 | 0.0290 | 0.0021 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0002 | -0.11 | 23.7 | 0.6 | 29.0 | 2.1 | 571.0 | 86.0 | 23.7 | 0.6 | 18.21 |
| Zircon-127 | 873 | 426.8 | 0.49 | 0.0548 | 0.0038 | 0.0276 | 0.0016 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.21 | 23.6 | 0.5 | 27.6 | 1.6 | 407.0 | 53.0 | 23.6 | 0.5 | 14.35 |
| Zircon-138 | 162 | 61.3 | 0.38 | 0.0478 | 0.0098 | 0.0221 | 0.0040 | 0.0037 | 0.0002 | 0.0012 | 0.0001 | 0.09 | 23.5 | 1.1 | 22.1 | 4.0 | 1100.0 | 220.0 | 23.5 | 1.1 | -6.33 |
| Zircon-146 | 786 | 311 | 0.40 | 0.0478 | 0.0046 | 0.0250 | 0.0020 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.28 | 23.5 | 0.6 | 25.0 | 2.0 | 350.0 | 110.0 | 23.5 | 0.6 | 6.04 |
| Zircon-121 | 841 | 370.1 | 0.44 | 0.0478 | 0.0039 | 0.0238 | 0.0018 | 0.0036 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.17 | 23.2 | 0.4 | 23.9 | 1.8 | 298.0 | 97.0 | 23.2 | 0.4 | 2.93 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **LV-6 de la Ignimbrita San Nicolás**. Coordenadas UTM-NAD27: 293839mE, 2307276mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EIDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|--------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-064 | 241 | 233 | 0.97 | 0.0480 | 0.0110 | 0.0288 | 0.0064 | 0.0043 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | -0.11 | 27.9 | 1.0 | 28.6 | 6.3 | 770.0 | 260.0 | 27.9 | 1.0 | 2.52 |
| Zircon-065 | 454 | 237 | 0.52 | 0.0662 | 0.0081 | 0.0370 | 0.0044 | 0.0041 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0001 | 0.25 | 26.5 | 1.2 | 37.4 | 4.2 | 810.0 | 150.0 | 26.5 | 1.2 | 29.14 |
| Zircon-043 | 570 | 241 | 0.42 | 0.0511 | 0.0065 | 0.0278 | 0.0034 | 0.0040 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.09 | 25.6 | 0.8 | 27.7 | 3.3 | 480.0 | 120.0 | 25.6 | 0.8 | 7.47 |
| Zircon-061 | 1800 | 864 | 0.48 | 0.0605 | 0.0047 | 0.0327 | 0.0024 | 0.0040 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | -0.02 | 25.5 | 0.5 | 32.7 | 2.3 | 711.0 | 89.0 | 25.5 | 0.5 | 22.05 |
| Zircon-045 | 763 | 319 | 0.42 | 0.0653 | 0.0073 | 0.0360 | 0.0038 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0002 | -0.10 | 25.4 | 0.6 | 35.8 | 3.7 | 960.0 | 130.0 | 25.4 | 0.6 | 29.19 |
| Zircon-053 | 529 | 202 | 0.38 | 0.0454 | 0.0079 | 0.0240 | 0.0037 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0002 | -0.19 | 25.2 | 0.9 | 24.0 | 3.7 | 590.0 | 160.0 | 25.2 | 0.9 | -4.96 |
| Zircon-067 | 883 | 371 | 0.42 | 0.0533 | 0.0058 | 0.0274 | 0.0028 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.11 | 25.1 | 0.6 | 27.4 | 2.8 | 425.0 | 97.0 | 25.1 | 0.6 | 8.50 |
| Zircon-069 | 473 | 197 | 0.42 | 0.0590 | 0.0110 | 0.0318 | 0.0055 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0002 | -0.05 | 25.0 | 0.8 | 31.6 | 5.3 | 1050.0 | 200.0 | 25.0 | 0.8 | 20.82 |
| Zircon-066 | 1150 | 549 | 0.48 | 0.0498 | 0.0043 | 0.0263 | 0.0023 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.38 | 24.9 | 0.8 | 26.4 | 2.3 | 306.0 | 90.0 | 24.9 | 0.8 | 5.68 |
| Zircon-049 | 1060 | 650 | 0.61 | 0.0566 | 0.0054 | 0.0305 | 0.0026 | 0.0039 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.13 | 24.8 | 0.8 | 30.5 | 2.6 | 480.0 | 110.0 | 24.8 | 0.8 | 18.59 |
| Zircon-070 | 1160 | 692 | 0.60 | 0.0439 | 0.0042 | 0.0239 | 0.0022 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0011 | 0.0001 | -0.02 | 24.7 | 0.5 | 23.9 | 2.2 | 310.0 | 110.0 | 24.7 | 0.5 | -3.39 |
| Zircon-052 | 772 | 312 | 0.40 | 0.0487 | 0.0048 | 0.0261 | 0.0025 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.12 | 24.5 | 0.6 | 26.1 | 2.4 | 399.0 | 98.0 | 24.5 | 0.6 | 6.09 |
| Zircon-041 | 1090 | 557 | 0.51 | 0.0546 | 0.0079 | 0.0282 | 0.0038 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.05 | 24.4 | 0.8 | 28.2 | 3.8 | 560.0 | 120.0 | 24.4 | 0.8 | 13.48 |
| Zircon-046 | 720 | 315 | 0.44 | 0.0468 | 0.0062 | 0.0245 | 0.0031 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.05 | 24.4 | 0.6 | 24.5 | 3.1 | 590.0 | 120.0 | 24.4 | 0.6 | 0.53 |
| Zircon-047 | 1030 | 530 | 0.51 | 0.0670 | 0.0100 | 0.0340 | 0.0049 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.10 | 24.3 | 0.5 | 33.8 | 4.8 | 1050.0 | 280.0 | 24.3 | 0.5 | 28.11 |
| Zircon-060 | 344 | 160 | 0.47 | 0.0600 | 0.0100 | 0.0307 | 0.0050 | 0.0038 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | -0.21 | 24.3 | 1.1 | 30.6 | 4.6 | 810.0 | 170.0 | 24.3 | 1.1 | 20.59 |
| Zircon-059 | 392 | 175 | 0.45 | 0.0461 | 0.0084 | 0.0235 | 0.0041 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0002 | -0.04 | 24.3 | 0.8 | 23.4 | 4.1 | 640.0 | 140.0 | 24.3 | 0.8 | -3.76 |
| Zircon-050 | 2310 | 1360 | 0.59 | 0.0466 | 0.0033 | 0.0243 | 0.0016 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | -0.07 | 24.2 | 0.4 | 24.4 | 1.5 | 205.0 | 69.0 | 24.2 | 0.4 | 0.66 |
| Zircon-056 | 1840 | 916 | 0.50 | 0.0471 | 0.0038 | 0.0246 | 0.0018 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.14 | 24.2 | 0.5 | 24.7 | 1.8 | 267.0 | 79.0 | 24.2 | 0.5 | 1.90 |
| Zircon-068 | 546 | 186 | 0.34 | 0.0468 | 0.0059 | 0.0243 | 0.0031 | 0.0038 | 0.0001 | 0.0010 | 0.0002 | -0.02 | 24.2 | 0.9 | 24.4 | 3.0 | 340.0 | 140.0 | 24.2 | 0.9 | 0.82 |
| Zircon-042 | 1250 | 563 | 0.45 | 0.0474 | 0.0040 | 0.0243 | 0.0020 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.05 | 24.1 | 0.5 | 24.4 | 1.9 | 320.0 | 130.0 | 24.1 | 0.5 | 1.39 |
| Zircon-039 | 1021 | 497 | 0.49 | 0.0584 | 0.0065 | 0.0295 | 0.0030 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.24 | 24.0 | 0.7 | 29.5 | 3.0 | 641.0 | 96.0 | 24.0 | 0.7 | 18.61 |
| Zircon-051 | 1840 | 880 | 0.48 | 0.0461 | 0.0039 | 0.0235 | 0.0020 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.19 | 23.9 | 0.5 | 23.6 | 2.0 | 155.0 | 58.0 | 23.9 | 0.5 | -1.44 |
| Zircon-048 | 1230 | 533 | 0.43 | 0.0471 | 0.0045 | 0.0245 | 0.0021 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0001 | 0.01 | 23.9 | 0.5 | 24.6 | 2.1 | 249.0 | 66.0 | 23.9 | 0.5 | 2.76 |
| Zircon-063 | 270 | 121.5 | 0.45 | 0.0470 | 0.0110 | 0.0248 | 0.0057 | 0.0037 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.09 | 23.9 | 1.2 | 24.7 | 5.6 | 820.0 | 240.0 | 23.9 | 1.2 | 3.24 |
| Zircon-037 | 601 | 188 | 0.31 | 0.0496 | 0.0074 | 0.0245 | 0.0037 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0002 | 0.11 | 23.8 | 0.9 | 25.1 | 3.5 | 640.0 | 120.0 | 23.8 | 0.9 | 5.10 |
| Zircon-058 | 1040 | 434 | 0.42 | 0.0455 | 0.0045 | 0.0239 | 0.0021 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.13 | 23.8 | 0.5 | 24.0 | 2.1 | 314.0 | 96.0 | 23.8 | 0.5 | 0.88 |
| Zircon-062 | 1710 | 824 | 0.48 | 0.0489 | 0.0039 | 0.0247 | 0.0018 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | -0.20 | 23.8 | 0.5 | 24.8 | 1.7 | 258.0 | 69.0 | 23.8 | 0.5 | 4.11 |
| Zircon-036 | 303 | 125.5 | 0.41 | 0.0510 | 0.0120 | 0.0253 | 0.0060 | 0.0037 | 0.0001 | 0.0013 | 0.0002 | 0.24 | 23.7 | 0.9 | 25.2 | 6.0 | 710.0 | 210.0 | 23.7 | 0.9 | 5.83 |
| Zircon-044 | 613 | 267 | 0.44 | 0.0527 | 0.0079 | 0.0248 | 0.0035 | 0.0036 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | -0.05 | 23.3 | 0.8 | 24.8 | 3.4 | 700.0 | 130.0 | 23.3 | 0.8 | 6.13 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **LA-001 de la Ignimbrita Cañada La Virgen**. Coordenadas UTM-NAD27: 300125mE, 2306250mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-117 | 337 | 222.2 | 0.66 | 0.0561 | 0.0095 | 0.0361 | 0.0056 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.07 | 31.5 | 1.3 | 35.9 | 5.5 | 520.0 | 160.0 | 31.5 | 1.3 | 12.26 |
| Zircon-106 | 230.3 | 131.6 | 0.57 | 0.0453 | 0.0073 | 0.0300 | 0.0047 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.03 | 30.7 | 1.4 | 30.0 | 4.6 | 450.0 | 110.0 | 30.7 | 1.4 | -2.33 |
| Zircon-087 | 203.4 | 149.4 | 0.73 | 0.0640 | 0.0120 | 0.0391 | 0.0076 | 0.0047 | 0.0003 | 0.0019 | 0.0003 | 0.20 | 30.5 | 1.8 | 38.8 | 7.4 | 800.0 | 180.0 | 30.5 | 1.8 | 21.39 |
| Zircon-111 | 73.6 | 40.6 | 0.55 | 0.0510 | 0.0160 | 0.0313 | 0.0093 | 0.0047 | 0.0003 | 0.0020 | 0.0004 | 0.09 | 30.0 | 1.7 | 30.7 | 9.1 | 1370.0 | 220.0 | 30.0 | 1.7 | 2.28 |
| Zircon-089 | 928 | 447 | 0.48 | 0.0499 | 0.0051 | 0.0321 | 0.0033 | 0.0047 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0001 | 0.12 | 30.0 | 1.0 | 32.0 | 3.3 | 290.0 | 110.0 | 30.0 | 1.0 | 6.34 |
| Zircon-091 | 308 | 119.2 | 0.39 | 0.0485 | 0.0057 | 0.0308 | 0.0037 | 0.0046 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.24 | 29.5 | 0.9 | 31.3 | 3.7 | 570.0 | 120.0 | 29.5 | 0.9 | 5.62 |
| Zircon-115 | 254 | 162.1 | 0.64 | 0.0489 | 0.0098 | 0.0305 | 0.0059 | 0.0046 | 0.0002 | 0.0013 | 0.0001 | -0.14 | 29.4 | 1.0 | 30.3 | 5.8 | 800.0 | 200.0 | 29.4 | 1.0 | 2.97 |
| Zircon-096 | 182 | 97 | 0.53 | 0.0500 | 0.0140 | 0.0334 | 0.0096 | 0.0045 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0003 | -0.11 | 29.2 | 1.4 | 33.0 | 9.4 | 970.0 | 230.0 | 29.2 | 1.4 | 11.52 |
| Zircon-113 | 252.5 | 146.1 | 0.58 | 0.0528 | 0.0079 | 0.0323 | 0.0046 | 0.0046 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | -0.03 | 29.2 | 1.2 | 32.2 | 4.6 | 660.0 | 140.0 | 29.2 | 1.2 | 9.32 |
| Zircon-086 | 1266 | 575 | 0.45 | 0.0500 | 0.0038 | 0.0306 | 0.0023 | 0.0045 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.24 | 29.0 | 0.7 | 30.6 | 2.3 | 333.0 | 57.0 | 29.0 | 0.7 | 5.23 |
| Zircon-107 | 268.9 | 185.3 | 0.69 | 0.0502 | 0.0073 | 0.0303 | 0.0041 | 0.0045 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.03 | 28.9 | 1.3 | 30.2 | 4.1 | 470.0 | 120.0 | 28.9 | 1.3 | 4.30 |
| Zircon-097 | 742 | 308 | 0.42 | 0.0602 | 0.0064 | 0.0368 | 0.0044 | 0.0045 | 0.0003 | 0.0019 | 0.0002 | 0.40 | 28.7 | 1.6 | 36.7 | 4.3 | 770.0 | 150.0 | 28.7 | 1.6 | 21.80 |
| Zircon-101 | 157.1 | 112.8 | 0.72 | 0.0480 | 0.0110 | 0.0312 | 0.0071 | 0.0044 | 0.0002 | 0.0014 | 0.0002 | 0.23 | 28.6 | 1.5 | 31.0 | 7.0 | 820.0 | 200.0 | 28.6 | 1.5 | 7.74 |
| Zircon-114 | 152.6 | 102.2 | 0.67 | 0.0570 | 0.0150 | 0.0333 | 0.0082 | 0.0044 | 0.0003 | 0.0019 | 0.0002 | 0.09 | 28.5 | 1.7 | 33.0 | 8.0 | 1010.0 | 240.0 | 28.5 | 1.7 | 13.64 |
| Zircon-105 | 645 | 199 | 0.31 | 0.0463 | 0.0048 | 0.0279 | 0.0029 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.10 | 28.4 | 0.8 | 27.9 | 2.8 | 430.0 | 100.0 | 28.4 | 0.8 | -1.86 |
| Zircon-116 | 237 | 137 | 0.58 | 0.0491 | 0.0078 | 0.0293 | 0.0046 | 0.0044 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | -0.11 | 28.3 | 1.2 | 29.2 | 4.5 | 600.0 | 160.0 | 28.3 | 1.2 | 3.08 |
| Zircon-088 | 212 | 85.8 | 0.40 | 0.0462 | 0.0086 | 0.0265 | 0.0047 | 0.0044 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | -0.11 | 28.2 | 1.4 | 26.4 | 4.7 | 670.0 | 170.0 | 28.2 | 1.4 | -6.82 |
| Zircon-104 | 229.9 | 110.8 | 0.48 | 0.0451 | 0.0085 | 0.0278 | 0.0050 | 0.0044 | 0.0002 | 0.0014 | 0.0001 | -0.07 | 28.2 | 1.1 | 27.7 | 5.0 | 820.0 | 180.0 | 28.2 | 1.1 | -1.81 |
| Zircon-108 | 691 | 444 | 0.64 | 0.0460 | 0.0048 | 0.0275 | 0.0029 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.01 | 28.2 | 0.6 | 27.5 | 2.9 | 358.0 | 93.0 | 28.2 | 0.6 | -2.51 |
| Zircon-112 | 1678 | 765 | 0.46 | 0.0485 | 0.0035 | 0.0295 | 0.0021 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.12 | 28.1 | 0.5 | 29.5 | 2.0 | 273.0 | 80.0 | 28.1 | 0.5 | 4.68 |
| Zircon-099 | 632 | 414 | 0.66 | 0.0476 | 0.0050 | 0.0280 | 0.0028 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.17 | 28.1 | 0.7 | 28.0 | 2.8 | 450.0 | 120.0 | 28.1 | 0.7 | -0.18 |
| Zircon-094 | 346 | 279 | 0.81 | 0.0506 | 0.0061 | 0.0304 | 0.0038 | 0.0044 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0001 | 0.19 | 28.0 | 1.1 | 30.3 | 3.7 | 560.0 | 110.0 | 28.0 | 1.1 | 7.59 |
| Zircon-092 | 981 | 525 | 0.54 | 0.0460 | 0.0034 | 0.0273 | 0.0020 | 0.0043 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.07 | 28.0 | 0.6 | 27.3 | 2.0 | 270.0 | 64.0 | 28.0 | 0.6 | -2.42 |
| Zircon-095 | 178.3 | 69.3 | 0.39 | 0.0480 | 0.0100 | 0.0272 | 0.0057 | 0.0043 | 0.0002 | 0.0018 | 0.0002 | 0.17 | 27.9 | 1.4 | 27.1 | 5.6 | 710.0 | 130.0 | 27.9 | 1.4 | -2.95 |
| Zircon-093 | 539 | 250 | 0.46 | 0.0493 | 0.0056 | 0.0289 | 0.0032 | 0.0043 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | -0.03 | 27.8 | 0.7 | 28.8 | 3.2 | 522.0 | 90.0 | 27.8 | 0.7 | 3.51 |
| Zircon-085 | 270 | 146.8 | 0.54 | 0.0452 | 0.0087 | 0.0276 | 0.0053 | 0.0043 | 0.0002 | 0.0012 | 0.0002 | 0.05 | 27.6 | 1.4 | 27.5 | 5.2 | 490.0 | 130.0 | 27.6 | 1.4 | -0.36 |
| Zircon-090 | 291 | 316 | 1.09 | 0.0521 | 0.0092 | 0.0288 | 0.0047 | 0.0043 | 0.0002 | 0.0014 | 0.0001 | -0.04 | 27.4 | 1.1 | 28.7 | 4.6 | 1010.0 | 160.0 | 27.4 | 1.1 | 4.53 |
| Zircon-082 | 1336 | 552 | 0.41 | 0.0475 | 0.0038 | 0.0272 | 0.0021 | 0.0042 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.00 | 27.2 | 0.4 | 27.3 | 2.0 | 361.0 | 88.0 | 27.2 | 0.4 | 0.48 |
| Zircon-102 | 431 | 232 | 0.54 | 0.0464 | 0.0057 | 0.0265 | 0.0032 | 0.0041 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.12 | 26.6 | 0.8 | 26.5 | 3.1 | 490.0 | 120.0 | 26.6 | 0.8 | -0.23 |
| Zircon-103 | 168 | 92 | 0.55 | 0.0580 | 0.0180 | 0.0342 | 0.0096 | 0.0041 | 0.0003 | 0.0016 | 0.0003 | -0.14 | 26.5 | 1.8 | 33.9 | 9.4 | 1100.0 | 300.0 | 26.5 | 1.8 | 21.83 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **LV-5 de la Ignimbrita Cañada La Virgen**. Coordenadas UTM-NAD27: 299979mE, 2304276mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|------|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-083 | 58.7 | 28.8 | 0.49 | 0.0720 | 0.0270 | 0.0530 | 0.0180 | 0.0054 | 0.0005 | 0.0022 | 0.0005 | -0.20 | 34.8 | 3.2 | 51.0 | 17.0 | 1460.0 | 310.0 | 34.8 | 3.2 | 31.76 |
| Zircon-106 | 231 | 107 | 0.46 | 0.0630 | 0.0120 | 0.0392 | 0.0071 | 0.0050 | 0.0003 | 0.0017 | 0.0004 | 0.02 | 32.4 | 1.7 | 40.3 | 7.3 | 920.0 | 240.0 | 32.4 | 1.7 | 19.60 |
| Zircon-078 | 68.5 | 23.8 | 0.35 | 0.0650 | 0.0200 | 0.0430 | 0.0130 | 0.0049 | 0.0004 | 0.0029 | 0.0006 | 0.08 | 31.8 | 2.7 | 42.0 | 12.0 | 1190.0 | 190.0 | 31.8 | 2.7 | 24.29 |
| Zircon-090 | 115.7 | 42.6 | 0.37 | 0.0790 | 0.0200 | 0.0490 | 0.0110 | 0.0049 | 0.0004 | 0.0021 | 0.0004 | -0.24 | 31.6 | 2.4 | 48.0 | 11.0 | 1410.0 | 240.0 | 31.6 | 2.4 | 34.17 |
| Zircon-101 | 607 | 525 | 0.86 | 0.0531 | 0.0071 | 0.0363 | 0.0048 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.03 | 31.5 | 1.1 | 36.1 | 4.7 | 630.0 | 160.0 | 31.5 | 1.1 | 12.74 |
| Zircon-082 | 247 | 161 | 0.65 | 0.0820 | 0.0180 | 0.0580 | 0.0140 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0023 | 0.0003 | 0.36 | 30.6 | 1.3 | 57.0 | 13.0 | 1450.0 | 300.0 | 30.6 | 1.3 | 46.32 |
| Zircon-095 | 157 | 80.3 | 0.51 | 0.0520 | 0.0130 | 0.0351 | 0.0083 | 0.0047 | 0.0003 | 0.0016 | 0.0003 | -0.17 | 30.0 | 1.8 | 34.7 | 8.1 | 1180.0 | 250.0 | 30.0 | 1.8 | 13.54 |
| Zircon-084 | 334 | 285 | 0.85 | 0.0437 | 0.0073 | 0.0282 | 0.0048 | 0.0046 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0001 | 0.22 | 29.6 | 1.1 | 28.2 | 4.7 | 530.0 | 130.0 | 29.6 | 1.1 | -4.96 |
| Zircon-071 | 425 | 158 | 0.37 | 0.0489 | 0.0072 | 0.0305 | 0.0043 | 0.0046 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0002 | -0.17 | 29.4 | 0.8 | 30.4 | 4.2 | 600.0 | 160.0 | 29.4 | 0.8 | 3.26 |
| Zircon-089 | 300 | 169 | 0.56 | 0.0637 | 0.0087 | 0.0383 | 0.0049 | 0.0046 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | 0.05 | 29.4 | 1.4 | 38.8 | 5.0 | 806.0 | 91.0 | 29.4 | 1.4 | 24.23 |
| Zircon-103 | 264 | 112 | 0.42 | 0.0740 | 0.0120 | 0.0446 | 0.0062 | 0.0046 | 0.0002 | 0.0019 | 0.0002 | -0.15 | 29.4 | 1.1 | 44.1 | 6.0 | 1040.0 | 150.0 | 29.4 | 1.1 | 33.33 |
| Zircon-094 | 413 | 365 | 0.88 | 0.0565 | 0.0059 | 0.0343 | 0.0033 | 0.0045 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.07 | 29.1 | 0.9 | 34.2 | 3.2 | 590.0 | 120.0 | 29.1 | 0.9 | 14.88 |
| Zircon-077 | 808 | 332 | 0.41 | 0.0566 | 0.0046 | 0.0354 | 0.0028 | 0.0045 | 0.0001 | 0.0018 | 0.0001 | 0.20 | 29.1 | 0.7 | 35.3 | 2.7 | 573.0 | 98.0 | 29.1 | 0.7 | 17.56 |
| Zircon-096 | 272 | 265 | 0.97 | 0.0800 | 0.0130 | 0.0484 | 0.0078 | 0.0045 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | 0.07 | 29.1 | 1.2 | 47.7 | 7.5 | 1170.0 | 210.0 | 29.1 | 1.2 | 38.99 |
| Zircon-076 | 570 | 288 | 0.51 | 0.0533 | 0.0089 | 0.0340 | 0.0058 | 0.0045 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | -0.16 | 28.9 | 1.2 | 33.9 | 5.7 | 760.0 | 280.0 | 28.9 | 1.2 | 14.75 |
| Zircon-079 | 159 | 94 | 0.59 | 0.0522 | 0.0095 | 0.0348 | 0.0064 | 0.0045 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | 0.10 | 28.8 | 1.5 | 34.6 | 6.3 | 740.0 | 170.0 | 28.8 | 1.5 | 16.76 |
| Zircon-075 | 1224 | 987 | 0.81 | 0.0496 | 0.0046 | 0.0298 | 0.0026 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.15 | 28.5 | 0.7 | 29.8 | 2.5 | 305.0 | 73.0 | 28.5 | 0.7 | 4.23 |
| Zircon-102 | 1534 | 700 | 0.46 | 0.0487 | 0.0036 | 0.0292 | 0.0019 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.18 | 28.5 | 0.7 | 29.2 | 1.9 | 284.0 | 80.0 | 28.5 | 0.7 | 2.47 |
| Zircon-072 | 1120 | 991 | 0.88 | 0.0490 | 0.0044 | 0.0297 | 0.0024 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.05 | 28.4 | 0.8 | 29.7 | 2.4 | 340.0 | 100.0 | 28.4 | 0.8 | 4.38 |
| Zircon-081 | 421 | 260 | 0.62 | 0.0450 | 0.0077 | 0.0281 | 0.0048 | 0.0044 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0001 | 0.14 | 28.2 | 1.0 | 28.1 | 4.7 | 460.0 | 110.0 | 28.2 | 1.0 | -0.50 |
| Zircon-093 | 1730 | 1214 | 0.70 | 0.0496 | 0.0039 | 0.0295 | 0.0021 | 0.0044 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | 0.09 | 28.0 | 0.5 | 29.5 | 2.1 | 298.0 | 77.0 | 28.0 | 0.5 | 4.95 |
| Zircon-086 | 178 | 101.6 | 0.57 | 0.0490 | 0.0120 | 0.0274 | 0.0064 | 0.0043 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0003 | 0.18 | 27.6 | 1.2 | 27.2 | 6.3 | 850.0 | 160.0 | 27.6 | 1.2 | -1.47 |
| Zircon-085 | 350 | 350 | 1.00 | 0.0610 | 0.0100 | 0.0348 | 0.0055 | 0.0043 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0001 | -0.08 | 27.6 | 1.0 | 34.6 | 5.4 | 770.0 | 140.0 | 27.6 | 1.0 | 20.38 |
| Zircon-091 | 700 | 248 | 0.35 | 0.0492 | 0.0067 | 0.0275 | 0.0034 | 0.0042 | 0.0001 | 0.0012 | 0.0001 | 0.06 | 27.2 | 0.8 | 27.5 | 3.3 | 460.0 | 140.0 | 27.2 | 0.8 | 1.13 |
| Zircon-097 | 225 | 105.8 | 0.47 | 0.0590 | 0.0100 | 0.0351 | 0.0079 | 0.0042 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | 0.60 | 26.8 | 1.5 | 34.9 | 7.7 | 790.0 | 170.0 | 26.8 | 1.5 | 23.21 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A2. Datos U-Pb en Zircón de la muestra **LV-004 de la Ignimbrita Toba La Virgen**. Coordenadas UTM-NAD27: 300750mE, 2305030mN.

| Punto análisis | RELACIONES CORREGIDAS ² | | | | | | | | | | | EDADES CORREGIDAS | | | | | | | | | |
|----------------|------------------------------------|-----------------------|------|--------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|-------------------------------------|---------|--------------------------------------|---------|-------------------|-------------------------------------|-----|-------------------------------------|-----|--------------------------------------|-------|---------------|-----|--------|
| | U (ppm) ¹ | Th (ppm) ¹ | Th/U | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s abs | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s abs | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s abs | ²⁰⁸ Pb/ ²³² Th | ±2s abs | Rho | ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U | ±2s | ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb | ±2s | Best age (Ma) | ±2s | Disc % |
| Zircon-189 | 136.4 | 88.5 | 0.65 | 0.0484 | 0.0085 | 0.0333 | 0.0059 | 0.0053 | 0.0003 | 0.0018 | 0.0002 | 0.15 | 34.3 | 1.7 | 33.0 | 5.7 | 630.0 | 150.0 | 34.3 | 1.7 | -3.94 |
| Zircon-187 | 310.7 | 126.9 | 0.41 | 0.0554 | 0.0091 | 0.0415 | 0.0069 | 0.0052 | 0.0002 | 0.0023 | 0.0003 | 0.12 | 33.5 | 1.4 | 41.1 | 6.7 | 780.0 | 140.0 | 33.5 | 1.4 | 18.49 |
| Zircon-164 | 124.2 | 73.7 | 0.59 | 0.0460 | 0.0150 | 0.0311 | 0.0095 | 0.0050 | 0.0004 | 0.0017 | 0.0003 | 0.05 | 32.2 | 2.2 | 30.7 | 9.3 | 690.0 | 290.0 | 32.2 | 2.2 | -4.89 |
| Zircon-185 | 4220 | 2021 | 0.48 | 0.0474 | 0.0018 | 0.0326 | 0.0014 | 0.0050 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.26 | 32.1 | 0.4 | 32.8 | 1.3 | 141.0 | 38.0 | 32.1 | 0.4 | 2.04 |
| Zircon-172 | 5090 | 3920 | 0.77 | 0.0518 | 0.0021 | 0.0352 | 0.0015 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0000 | 0.21 | 31.7 | 0.4 | 35.1 | 1.4 | 336.0 | 48.0 | 31.7 | 0.4 | 9.77 |
| Zircon-191 | 213 | 155 | 0.73 | 0.0454 | 0.0080 | 0.0299 | 0.0051 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0002 | -0.02 | 31.5 | 1.2 | 29.7 | 5.0 | 790.0 | 140.0 | 31.5 | 1.2 | -6.06 |
| Zircon-181 | 895 | 538 | 0.60 | 0.0489 | 0.0040 | 0.0328 | 0.0025 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | -0.06 | 31.5 | 0.7 | 32.7 | 2.5 | 408.0 | 86.0 | 31.5 | 0.7 | 3.82 |
| Zircon-177 | 636 | 246.4 | 0.39 | 0.0483 | 0.0043 | 0.0324 | 0.0028 | 0.0049 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.21 | 31.4 | 0.8 | 32.3 | 2.7 | 291.0 | 87.0 | 31.4 | 0.8 | 2.66 |
| Zircon-192 | 333 | 223 | 0.67 | 0.0623 | 0.0091 | 0.0404 | 0.0059 | 0.0049 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0002 | 0.24 | 31.4 | 1.3 | 40.1 | 5.8 | 1010.0 | 140.0 | 31.4 | 1.3 | 21.70 |
| Zircon-175 | 517 | 268 | 0.52 | 0.0471 | 0.0057 | 0.0319 | 0.0035 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0001 | -0.22 | 30.7 | 1.0 | 31.8 | 3.5 | 590.0 | 130.0 | 30.7 | 1.0 | 3.36 |
| Zircon-162 | 1307 | 790 | 0.60 | 0.0510 | 0.0040 | 0.0331 | 0.0025 | 0.0048 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.14 | 30.7 | 0.7 | 33.0 | 2.4 | 332.0 | 75.0 | 30.7 | 0.7 | 6.91 |
| Zircon-173 | 912 | 655 | 0.72 | 0.0443 | 0.0033 | 0.0298 | 0.0022 | 0.0048 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.09 | 30.7 | 0.7 | 29.7 | 2.2 | 237.0 | 95.0 | 30.7 | 0.7 | -3.40 |
| Zircon-193 | 1085 | 777 | 0.72 | 0.0466 | 0.0036 | 0.0306 | 0.0023 | 0.0048 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.20 | 30.7 | 0.6 | 30.5 | 2.3 | 305.0 | 78.0 | 30.7 | 0.6 | -0.69 |
| Zircon-186 | 223.2 | 88.9 | 0.40 | 0.0510 | 0.0110 | 0.0321 | 0.0069 | 0.0048 | 0.0002 | 0.0016 | 0.0003 | -0.19 | 30.6 | 1.1 | 31.9 | 6.7 | 830.0 | 170.0 | 30.6 | 1.1 | 4.08 |
| Zircon-183 | 1594 | 1793 | 1.12 | 0.0480 | 0.0032 | 0.0315 | 0.0021 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0000 | 0.00 | 30.5 | 0.5 | 31.5 | 2.1 | 329.0 | 67.0 | 30.5 | 0.5 | 3.08 |
| Zircon-159 | 929 | 651 | 0.70 | 0.0481 | 0.0033 | 0.0313 | 0.0020 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.04 | 30.5 | 0.7 | 31.3 | 2.0 | 306.0 | 74.0 | 30.5 | 0.7 | 2.65 |
| Zircon-169 | 990 | 479 | 0.48 | 0.0485 | 0.0062 | 0.0316 | 0.0038 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0014 | 0.0001 | -0.31 | 30.4 | 0.8 | 31.6 | 3.7 | 372.0 | 85.0 | 30.4 | 0.8 | 3.89 |
| Zircon-196 | 1319 | 1317 | 1.00 | 0.0478 | 0.0030 | 0.0313 | 0.0020 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.09 | 30.4 | 0.5 | 31.3 | 1.9 | 231.0 | 54.0 | 30.4 | 0.5 | 2.97 |
| Zircon-176 | 352.7 | 163.4 | 0.46 | 0.0474 | 0.0053 | 0.0301 | 0.0032 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | -0.01 | 30.2 | 0.9 | 30.5 | 3.3 | 450.0 | 110.0 | 30.2 | 0.9 | 0.95 |
| Zircon-182 | 1604 | 1084 | 0.68 | 0.0459 | 0.0035 | 0.0296 | 0.0022 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.07 | 30.2 | 0.6 | 29.6 | 2.2 | 288.0 | 73.0 | 30.2 | 0.6 | -1.96 |
| Zircon-165 | 804 | 436 | 0.54 | 0.0499 | 0.0061 | 0.0327 | 0.0040 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0017 | 0.0001 | 0.13 | 30.0 | 0.6 | 32.6 | 4.0 | 431.0 | 87.0 | 30.0 | 0.6 | 7.88 |
| Zircon-195 | 685 | 312 | 0.46 | 0.0483 | 0.0071 | 0.0315 | 0.0045 | 0.0047 | 0.0002 | 0.0017 | 0.0002 | -0.12 | 30.0 | 1.1 | 31.4 | 4.5 | 430.0 | 140.0 | 30.0 | 1.1 | 4.46 |
| Zircon-179 | 502 | 267.8 | 0.53 | 0.0479 | 0.0048 | 0.0307 | 0.0029 | 0.0047 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | -0.07 | 30.0 | 0.8 | 30.6 | 2.8 | 398.0 | 90.0 | 30.0 | 0.8 | 2.03 |
| Zircon-160 | 599 | 807 | 1.35 | 0.0528 | 0.0082 | 0.0330 | 0.0047 | 0.0046 | 0.0002 | 0.0015 | 0.0001 | -0.03 | 29.8 | 1.5 | 32.9 | 4.6 | 510.0 | 140.0 | 29.8 | 1.5 | 9.42 |
| Zircon-178 | 597 | 276.4 | 0.46 | 0.0502 | 0.0050 | 0.0318 | 0.0033 | 0.0046 | 0.0001 | 0.0016 | 0.0001 | 0.23 | 29.6 | 0.7 | 31.7 | 3.3 | 490.0 | 100.0 | 29.6 | 0.7 | 6.59 |
| Zircon-166 | 704 | 424 | 0.60 | 0.0514 | 0.0056 | 0.0330 | 0.0037 | 0.0046 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.14 | 29.5 | 0.8 | 32.9 | 3.7 | 500.0 | 140.0 | 29.5 | 0.8 | 10.27 |
| Zircon-194 | 700 | 281.8 | 0.40 | 0.0469 | 0.0038 | 0.0292 | 0.0024 | 0.0046 | 0.0001 | 0.0015 | 0.0001 | 0.15 | 29.3 | 0.8 | 29.2 | 2.3 | 333.0 | 82.0 | 29.3 | 0.8 | -0.45 |
| Zircon-174 | 122.9 | 78.7 | 0.64 | 0.0570 | 0.0170 | 0.0326 | 0.0095 | 0.0046 | 0.0003 | 0.0017 | 0.0002 | -0.20 | 29.3 | 1.6 | 32.2 | 9.3 | 910.0 | 220.0 | 29.3 | 1.6 | 9.01 |

¹: Las concentraciones de U y Th fueron calculadas empleando un estándar de zircón propuesto por Paton et al. (2010).

²: incertidumbre 2 sigma propagados de acuerdo con Paton et al. (2010).

Las razones ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, edades y errores fueron calculados de acuerdo con Petrus and Kamber (2012).

Los spots de análisis fueron de 23 micrómetros, usando el protocolo analítico modificado de Solari et al. (2010).

Tabla A3. Datos Isotópicos potasio-argón de las sierras de Guanajuato y Codornices.

| Muestra | Coordenadas UTM- NAD27 14Q | | Unidad Estratigráfica | Tipo de roca | Material Analizado | Datos Geocronometricos | | | |
|---------|----------------------------------|-------------|---------------------------|-------------------|-----------------------|------------------------|----------------------------|------------------------|--------------------|
| | Este | Norte | | | | %K | ⁴⁰ Ar*(moles/g) | % ⁴⁰ Ar* | Edad (Ma) ±(1σ) |
| GC-05 | 244068 | 233891 4 | Andesita Cerro Verde | Andesita | Matriz | 1.26 | 2.108 | 71.7 | 9.6 ± 0.3 |
| CV1 | 245260 | 234022 6 | Andesita Mesa Obispo | Andesita | Matriz | 1.40 | 2.112 | 78.0 | 8.7 ± 0.3 |
| CV6 | 247489 | 233810 2 | Andesita Mesa Obispo | Basalto/andesita | Matriz | 1.52 | 2.017 | 82.9 | 7.6 ± 0.3 |
| EA6 | 236891 | 233748 9 | Ignimbrita Media Luna | Ignimbrita | Sanidino | 3.87 | 15.280 | 94.9 | 22.6 ± 0.4 |
| EA3 | 237573 | 233742 6 | Piroclástico Las Pilas | Deposito de caída | Vidrio | 3.46 | 0.699 | 19.1 | 1.16 ± 0.15 |

K (%) por ciento en peso de K.

⁴⁰Ar* Argón Radiogénico en moles/g.

⁴⁰Ar* (%) Argón Radiogénico en porcentaje.

El K fue obtenido según Solé y Enrique (2001); el Argón fue medido por dilución isotópica (³⁸Ar trazador) con espectrómetro de masas de gas noble VG1200B de acuerdo con Solé (2009).

El análisis fue llevado a cabo en el Laboratorio de Geocronología K-Ar, del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Tabla A4. Resultados del análisis químico de hornblenda en microsonda electrónica y geobarometría. Muestra C2 dique granítico del Granito Comanja.

| Análisis id | C2-1 | C2-2 | C2-3 | C2-4 | C2-5 | C2-6 | C2-7 | C2-8 | C2-9 | C2-10 | C2-11 | C2-12 | C2-13 | C2-14 | C2-15 | C2-16 | C2-17 | C2-18 | C2-19 | C2-20 | C2-21 | C2-22 | C2-23 | C2-24 | C2-25 | C2-26 | C2-27 | C2-29 | |
|---------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|
| SiO2 | 45.218 | 45.374 | 45.573 | 44.545 | 44.462 | 44.076 | 44.885 | 44.415 | 44.844 | 44.49 | 44.301 | 44.43 | 45.344 | 45.453 | 45.578 | 44.888 | 45.219 | 45.028 | 45.111 | 45.054 | 44.44 | 45.264 | 44.711 | 45.305 | 45.249 | 45.241 | 45.4 | 45.163 | |
| TiO2 | 0.908 | 0.854 | 0.904 | 1.115 | 1.214 | 1.273 | 1.424 | 1.488 | 1.487 | 1.285 | 1.3 | 1.297 | 0.973 | 0.924 | 1.09 | 1.306 | 1.323 | 1.32 | 1.252 | 1.312 | 1.269 | 1.251 | 1.384 | 1.345 | 1.346 | 1.294 | 1.311 | 1.342 | |
| Al2O3 | 5.436 | 5.254 | 5.508 | 5.796 | 5.931 | 5.87 | 5.411 | 5.673 | 5.865 | 5.635 | 6.069 | 5.962 | 5.506 | 5.315 | 5.742 | 5.831 | 5.938 | 5.894 | 5.763 | 5.902 | 5.757 | 5.667 | 6.101 | 5.666 | 5.742 | 5.573 | 5.613 | 5.699 | |
| FeO | 25.61 | 26.009 | 26.123 | 26.338 | 26.436 | 26.364 | 26.506 | 26.629 | 26.491 | 27.59 | 26.722 | 26.48 | 26.123 | 26.02 | 26.133 | 26.222 | 26.533 | 26.524 | 25.85 | 26.26 | 26.457 | 26.628 | 26.252 | 26.424 | 26.136 | 26.536 | 26.578 | 26.598 | |
| MnO | 1.724 | 1.637 | 1.608 | 1.594 | 1.628 | 1.527 | 1.608 | 1.654 | 1.686 | 1.599 | 1.539 | 1.57 | 1.55 | 1.59 | 1.545 | 1.613 | 1.608 | 1.616 | 1.615 | 1.616 | 1.565 | 1.648 | 1.603 | 1.655 | 1.632 | 1.672 | 1.573 | 1.71 | |
| MgO | 6.876 | 6.715 | 6.556 | 6.403 | 6.208 | 6.137 | 6.306 | 6.157 | 6.061 | 6.15 | 6.155 | 6.357 | 6.441 | 6.579 | 6.626 | 6.422 | 6.293 | 6.279 | 6.485 | 6.381 | 6.268 | 6.431 | 6.289 | 6.442 | 6.443 | 6.247 | 6.448 | 6.394 | |
| CaO | 9.796 | 9.643 | 9.676 | 9.586 | 9.669 | 9.621 | 9.646 | 9.763 | 9.723 | 9.428 | 9.701 | 9.617 | 9.67 | 9.61 | 9.728 | 9.782 | 9.743 | 9.777 | 9.325 | 9.479 | 9.706 | 9.532 | 9.654 | 9.459 | 9.458 | 9.551 | 9.633 | 9.572 | |
| Na2O | 1.823 | 1.836 | 1.939 | 1.882 | 1.871 | 1.928 | 1.898 | 1.92 | 2.192 | 1.99 | 1.962 | 1.866 | 1.995 | 1.852 | 2.073 | 2.084 | 2.061 | 1.97 | 1.924 | 2.065 | 1.926 | 1.811 | 2.098 | 2.097 | 2.017 | 1.898 | 1.887 | 1.946 | |
| K2O | 0.748 | 0.708 | 0.796 | 0.853 | 0.92 | 0.885 | 0.815 | 0.884 | 0.865 | 0.867 | 0.934 | 0.928 | 0.785 | 0.779 | 0.834 | 0.841 | 0.861 | 0.871 | 0.839 | 0.862 | 0.881 | 0.877 | 0.903 | 0.844 | 0.864 | 0.836 | 0.821 | 0.841 | |
| Cr2O3 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.005 | 0 | 0 | 0.013 | 0.01 | 0.003 | 0.012 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.019 | 0.01 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0.029 | 0 | 0.006 | 0.015 | 0 | |
| Suma | 98.139 | 98.03 | 98.683 | 98.112 | 98.344 | 97.681 | 98.499 | 98.596 | 99.224 | 99.037 | 98.695 | 98.507 | 98.387 | 98.122 | 99.349 | 99.008 | 99.589 | 99.279 | 98.164 | 98.931 | 98.269 | 99.109 | 98.995 | 99.266 | 98.887 | 98.854 | 99.279 | 99.265 | |
| Fórmula | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Número de Oxígenos | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 | 23 |
| Sitios T | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 6.880 | 6.911 | 6.911 | 6.802 | 6.792 | 6.786 | 6.843 | 6.787 | 6.819 | 6.749 | 6.755 | 6.765 | 6.908 | 6.925 | 6.872 | 6.816 | 6.824 | 6.816 | 6.859 | 6.823 | 6.799 | 6.831 | 6.786 | 6.841 | 6.850 | 6.861 | 6.848 | 6.817 | |
| Al iv | 0.975 | 0.943 | 0.984 | 1.043 | 1.068 | 1.065 | 0.972 | 1.022 | 1.051 | 1.007 | 1.091 | 1.070 | 0.989 | 0.954 | 1.020 | 1.043 | 1.056 | 1.052 | 1.033 | 1.053 | 1.038 | 1.008 | 1.091 | 1.008 | 1.024 | 0.996 | 0.998 | 1.014 | |
| Total | 7.855 | 7.854 | 7.895 | 7.845 | 7.859 | 7.851 | 7.815 | 7.808 | 7.870 | 7.756 | 7.846 | 7.834 | 7.897 | 7.879 | 7.892 | 7.859 | 7.880 | 7.868 | 7.892 | 7.877 | 7.837 | 7.839 | 7.877 | 7.849 | 7.874 | 7.858 | 7.846 | 7.831 | |
| Sitios M1, M2 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Al vi | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Ti | 0.104 | 0.098 | 0.103 | 0.128 | 0.139 | 0.147 | 0.163 | 0.171 | 0.170 | 0.147 | 0.149 | 0.149 | 0.112 | 0.106 | 0.124 | 0.149 | 0.150 | 0.150 | 0.143 | 0.149 | 0.146 | 0.142 | 0.158 | 0.153 | 0.153 | 0.148 | 0.149 | 0.152 | |
| Cr | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.002 | 0.001 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.003 | 0.000 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | |
| Fe3+ | 1.179 | 1.213 | 1.119 | 1.237 | 1.172 | 1.146 | 1.143 | 1.124 | 0.989 | 1.383 | 1.170 | 1.235 | 1.073 | 1.148 | 1.077 | 1.067 | 1.076 | 1.098 | 1.194 | 1.152 | 1.147 | 1.264 | 1.085 | 1.168 | 1.142 | 1.160 | 1.183 | 1.218 | |
| Fe2+ | 2.079 | 2.099 | 2.194 | 2.126 | 2.205 | 2.249 | 2.236 | 2.279 | 2.380 | 2.117 | 2.238 | 2.137 | 2.256 | 2.167 | 2.218 | 2.263 | 2.272 | 2.260 | 2.093 | 2.174 | 2.238 | 2.097 | 2.247 | 2.169 | 2.167 | 2.206 | 2.169 | 2.140 | |
| Mn | 0.222 | 0.211 | 0.207 | 0.206 | 0.211 | 0.199 | 0.208 | 0.214 | 0.217 | 0.205 | 0.199 | 0.202 | 0.200 | 0.205 | 0.197 | 0.207 | 0.206 | 0.207 | 0.208 | 0.207 | 0.203 | 0.211 | 0.206 | 0.212 | 0.209 | 0.215 | 0.201 | 0.219 | |
| Mg | 1.560 | 1.525 | 1.482 | 1.457 | 1.414 | 1.408 | 1.433 | 1.403 | 1.374 | 1.391 | 1.399 | 1.443 | 1.463 | 1.494 | 1.489 | 1.454 | 1.416 | 1.417 | 1.470 | 1.441 | 1.430 | 1.447 | 1.423 | 1.450 | 1.454 | 1.412 | 1.450 | 1.439 | |
| Suma | 5.145 | 5.146 | 5.105 | 5.155 | 5.141 | 5.149 | 5.185 | 5.192 | 5.130 | 5.244 | 5.154 | 5.166 | 5.103 | 5.121 | 5.108 | 5.141 | 5.120 | 5.132 | 5.108 | 5.123 | 5.163 | 5.161 | 5.123 | 5.151 | 5.126 | 5.142 | 5.154 | 5.169 | |
| Sitio M4 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Ca | 1.597 | 1.574 | 1.572 | 1.568 | 1.582 | 1.587 | 1.576 | 1.598 | 1.584 | 1.532 | 1.585 | 1.569 | 1.578 | 1.569 | 1.571 | 1.591 | 1.575 | 1.586 | 1.519 | 1.538 | 1.591 | 1.541 | 1.570 | 1.530 | 1.534 | 1.552 | 1.557 | 1.548 | |
| Na | 0.538 | 0.542 | 0.570 | 0.557 | 0.554 | 0.576 | 0.561 | 0.569 | 0.646 | 0.585 | 0.580 | 0.551 | 0.589 | 0.547 | 0.606 | 0.614 | 0.603 | 0.578 | 0.567 | 0.606 | 0.571 | 0.530 | 0.617 | 0.614 | 0.592 | 0.558 | 0.552 | 0.570 | |
| K | 0.145 | 0.138 | 0.154 | 0.166 | 0.179 | 0.174 | 0.159 | 0.172 | 0.168 | 0.168 | 0.182 | 0.180 | 0.153 | 0.151 | 0.160 | 0.163 | 0.166 | 0.168 | 0.163 | 0.167 | 0.172 | 0.169 | 0.175 | 0.163 | 0.167 | 0.162 | 0.158 | 0.162 | |
| Suma M4 | 2.280 | 2.253 | 2.296 | 2.292 | 2.316 | 2.336 | 2.295 | 2.340 | 2.398 | 2.285 | 2.347 | 2.300 | 2.320 | 2.267 | 2.338 | 2.368 | 2.344 | 2.332 | 2.249 | 2.311 | 2.334 | 2.240 | 2.362 | 2.307 | 2.293 | 2.272 | 2.267 | 2.280 | |
| Sitio A (K+Na) | 0.683 | 0.680 | 0.724 | 0.723 | 0.733 | 0.749 | 0.720 | 0.741 | 0.814 | 0.753 | 0.762 | 0.731 | 0.742 | 0.698 | 0.766 | 0.776 | 0.769 | 0.746 | 0.730 | 0.773 | 0.743 | 0.699 | 0.792 | 0.776 | 0.759 | 0.720 | 0.710 | 0.731 | |
| Suma Cationes | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| F | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| Cl | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 | 0.000 |
| OH* | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Total | 17.280 | 17.253 | 17.296 | 17.292 | 17.316 | 17.336 | 17.295 | 17.340 | 17.398 | 17.285 | 17.347 | 17.300 | 17.320 | 17.267 | 17.338 | 17.368 | 17.344 | 17.332 | 17.249 | 17.311 | 17.334 | 17.240 | 17.362 | 17.307 | 17.293 | 17.272 | 17.267 | 17.280 | |
| (Ca+Na) (B) | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| Na (B) | 0.403 | 0.426 | 0.428 | 0.432 | 0.418 | 0.413 | 0.424 | 0.402 | 0.416 | 0.468 | 0.415 | 0.431 | 0.422 | 0.431 | 0.429 | 0.409 | 0.425 | 0.414 | 0.481 | 0.462 | 0.409 | 0.459 | 0.430 | 0.470 | 0.466 | 0.448 | 0.443 | 0.452 | |
| (Na+K) (A) | 0.280 | 0.253 | 0.296 | 0.292 | 0.316 | 0.336 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|---------------------------|
| Temperatura de Hb (T°C; ±30°C) ² | 697 | 690 | 693 | 703 | 703 | 705 | 697 | 704 | 710 | 703 | 709 | 707 | 694 | 688 | 703 | 709 | 706 | 704 | 702 | 708 | 703 | 696 | 714 | 706 | 704 | 695 | 697 | 703 | 702±30^o |
| Presión (kbar; ±0.2kbar) ³ | 1.5 | 1.4 | 1.5 | 1.7 | 1.8 | 1.8 | 1.5 | 1.6 | 1.7 | 1.6 | 1.9 | 1.8 | 1.6 | 1.4 | 1.6 | 1.7 | 1.8 | 1.8 | 1.7 | 1.7 | 1.7 | 1.6 | 1.8 | 1.5 | 1.6 | 1.6 | 1.6 | 1.6 | 1,6±0,2 |
| Profundidad en km | 5.9 | 5.5 | 6.2 | 6.9 | 7.3 | 7.2 | 5.8 | 6.5 | 6.8 | 6.2 | 7.5 | 7.2 | 6.2 | 5.8 | 6.5 | 6.6 | 7.0 | 7.0 | 6.8 | 6.9 | 6.8 | 6.5 | 7.3 | 6.2 | 6.5 | 6.3 | 6.3 | 6.4 | 6,6±0,6 |

1-Watson et al., 2006; 2-Ridolfi and Renzulli (2012); 3-Anderson and Smith (1995), densidad=2500 kg/m³ .