



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**LÍMITES TEMPORALES DE LA DEFORMACIÓN
CONTRACTIVA LARÁMIDE EN EL CENTRO DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA)

P R E S E N T A

MARIO ANDRÉS CUÉLLAR CÁRDENAS

ASESOR DE TESIS DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO

JURADO EXAMINADOR

DR. FERNANDO ORTEGA GUTIÉRREZ (PRESIDENTE)
DRA. SUSANA ALICIA ALANIZ ÁLVAREZ (VOCAL)
DR. ÁNGEL FRANCISCO NIETO SAMANIEGO (SECRETARIO)
DR. LUIS MARIANO CERCA MARTÍNEZ (SUPLENTE)
DR. JOSÉ RAFAEL BARBOZA GUDIÑO (SUPLENTE)



Febrero, 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

DEDICATORIA

A Dios

A quienes amo

A mis padres, Luis José Cuéllar y Ana Lucia Cárdenas

*A mis hermanos, familia y sobrinos,
Marta, Gloria, María Helena, Patricia, Francisco y Jaime*

A mi tía Alba y mi tío Carlos

A mí esposa Tania Jimena, nuestro hijo Santiago y a la Familia Trujillo Pérez

Tu verdad aumentará en la medida que sepas escuchar la verdad de los otros

Martin Luther King

*En memoria de mis amados hermanos
Luis Hernán, Juan Carlos y José Camilo*

*...he aquí, yo estoy a la puerta y llamo;
si alguno oye mi voz y abre la puerta,
entrare a él, y cenare con él, y él conmigo...*

Apoc. 3:20

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto CONACYT 80142. Por todo el apoyo económico y técnico científico para el desarrollo de esta investigación, se extiende el más sincero agradecimiento al CONACYT, al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al Centro de Geociencias, Campus Juriquilla-UNAM y al Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada (CICESE).

Al Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego, le agradezco por aceptar la dirección de mi investigación, por guiarme con respeto y con una infinita disposición para alcanzar cada una de las metas planteadas durante mi formación académica. De igual manera, quedaré siempre en deuda, por depositar en mí su confianza y corregir mis defectos con paciencia y sabiduría lo que me permite hoy alcanzar un mayor fortalecimiento personal y profesional.

A mi comité tutorial, Dra. Susana Alicia Alaniz Álvarez, Dr. Gilles Levresse y al Dr. Vlad Manea por todas las correcciones, sugerencias y planteamientos que me permitieron avanzar con firmeza en cada una de las etapas de mi formación académica y en la obtención de los objetivos de mi investigación. De igual manera, agradezco a la Dra. Susana Alicia Alaniz Álvarez y al Dr. Gilles Levresse por brindarme su amistad.

A los sinodales de este trabajo, Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, Dra. Susana Alicia Alaniz Álvarez, Dr. Ángel Francisco Nieto Samaniego, Dr. Luis Mariano Cerca Martínez y al Dr. José Rafael Barboza Gudiño por todas sus recomendaciones y los planteamientos geológicos sugeridos que permitieron un claro fortalecimiento de esta investigación.

De igual forma, extendiendo un especial agradecimiento a los Drs. Luca Ferrari Pedraglio, Alexander Iriondo, Jorge Aranda, Roberto Molina, Bodo Weber, Carlos Ortega Obregón, Luigi Solari, Luis Mariano Cerca, Dante Moran Centeno, Gustavo Tolson y a las Dras. Margarita

López Martínez y Elisa Fitz por las enriquecedoras pláticas que fueron una base fundamental para las ideas desarrolladas en este trabajo.

Al Dr. Carlos M. González León y un revisor Anónimo por los comentarios realizados durante el arbitraje y publicación del artículo relacionado con este trabajo, que permitieron el fortalecimiento de las ideas planteadas en esta investigación.

Al Ingeniero Fernando Piñeiro y a la empresa Industrias Peñoles, S.A.B. de C.V., por el apoyo logístico y permitir el muestreo del Distrito Minero de Francisco I. Madero y Peñasquito, Zacatecas.

Al Ingeniero Dhio Montiel y a la empresa New Gold, Inc., Minera San Xavier, por el apoyo logístico y permitir el muestreo del Distrito Minero Cerro San Pedro, San Luis Potosí.

Por el apoyo de tipo técnico agradezco al Dr. Carlos Ortega Obregón, a la Dra. Marina Vega, al Mc. Aldo Izaguirre Pompa, a los Ingenieros José Solorio, Emilio Nava Alarrote, a la Ingeniera Mónica Alejandra Enríquez, a Juan Tomás Vázquez Ramírez, Oscar Aguilar Moreno, Juan Manuel López, Mc. Jesús Silva Corona, Manuel Albarrán, Ángela Susana Rosas Montoya, Luz Selene Lino Escobedo, Víctor Pérez Arroyo, Miguel Ángel García García y Gabriel Rendón Márquez. A todo el personal administrativo del CGEO, en especial al Lic. Dionisio León, Marta Pereda, Guadalupe Hernández, al igual que al personal de la Biblioteca del Campus Juriquilla Teresa Soledad Medina Malagón, Teresita de Jesús Pérez y Román Pacheco Barrita. Por todos los trámites jurídicos expreso mis más sinceros agradecimientos a la Licenciada Ana Paola González Cruz y a la Licenciada Iris Gutiérrez Huicochea.

Por el acompañamiento en los trabajos de campo expreso mi más sincero agradecimiento a Javier Antonio Báez López, Esteffany Dávalos Elizondo, Adolfo Pacheco Castro y Candy Cornejo Jiménez.

A los que me brindaron su apoyo de manera desinteresada y me permitieron llegar a su hogar en Querétaro mil gracias a Paola Botero, José Duque, Isidro Losa-*Chilo*, Nelly y a la Srta. María Guadalupe.

Por estar a mi lado en los momentos más difíciles y cuando necesite de su apoyo y amistad en México, mis más sinceros agradecimientos a Mónica Enríquez, Avith Mendoza, Marta Pereda, Guadalupe Hernández, Berlaine Ortega, Carlos Ortega, Juan Tomás Vázquez y Andrés Velásquez.

De igual manera deseo extender mis más sinceros agradecimientos a todas las instituciones relacionadas con mi formación académica y profesional. A la Universidad de Caldas, Universidad Nacional de Colombia y al Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS) en especial a la Dra. Marta Calvache, al grupo de Amenazas Geológicas bajo la Coordinación de la Ingeniera Gloria Ruiz Peña, Mc. Yolanda Calderón, Ing. Esp. Carlos Alvarado, a los Geólogos, Esp. Ing. Diego Ibáñez, y a los Mc. Eduardo Castro, Edgar Carrillo Lombana y Luis Bernal.

Finalmente, deseo agradecer a mi familia por todo su apoyo y comprensión a través de los años, a mis Padres que con su ejemplo me guiaron y enseñaron que con el trabajo duro y la honradez alcanzaría mis metas; a mi hermana Gloria Lucía por su incondicional apoyo económico, personal y por su amistad y a mi esposa que con su amor, siempre estuvo a mi lado y me apoyo incondicionalmente en las decisiones tomadas durante esta etapa de mi vida.



TABLA DE CONTENIDO

Lista de figuras	<i>iv</i>
Lista de tablas	<i>xii</i>
Resumen	<i>xiii</i>
Abstract	<i>xiv</i>
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Sección de estudio	5
1.1.1 Localización	5
1.1.2 Objetivos	5
1.1.2.1 General	5
1.1.2.2 Específicos	5
CAPÍTULO 2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	7
2.1 Metamorfismo, magmatismo y deformación	7
2.1.1 Cinturones metamórficos de temperatura alta y presión baja (CMTAPB)	7
2.1.2 Plutones pre, sin y post-tectónicos en este trabajo pre, sin y postdeformación	10
2.1.2.1 Deformación magmática y sub-magmática	12
2.1.2.1.1 Flujo magmático	12
2.1.2.1.2 Flujo sub-magmático	13
2.1.2.1.3 Transición de flujo magmático a deformación de estado sólido	14
2.1.3 Caracterización de la deformación y rocas de falla	15
2.1.3.1 Aspectos teóricos	15
2.1.3.1.1 Rocas de falla	20
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA	22
CAPÍTULO 4. ANTECEDENTES	28
4.1 La orogenia Larámide en el centro de México	28
CAPÍTULO 5. MARCO GEOLÓGICO	30
5.1 Geología Regional	30
5.2 Geología de la sección de estudio	34



CAPÍTULO 6. ZONAS DE MUESTREO Y GEOCRONOLOGÍA	38
6.1 Descripción de la sección de estudio	38
6.1.1 Región occidental	38
6.1.1.1 Sector Todos Santos, B.C.S.	38
6.1.1.2 Sector Mazatlán, Sinaloa	43
6.1.1.2.1 Secuencias de ortogneises	43
6.1.1.2.2 Secuencias metapelíticas	47
6.1.1.2.3 Cuerpos ígneos sincrónicos a la deformación	50
6.1.1.2.3.1 Tonalita El Recodo	51
6.1.1.2.3.2 Tonalita Quelite	53
6.1.1.1.3 Interpretación de las edades isotópicas y niveles estructurales de la deformación de la región occidental	58
6.1.2 Región central	61
6.1.2.1 Sector Nazas, Durango	61
6.1.2.1.1 Cerro de La Cruz, Nazas, Durango	61
6.1.2.1.2 Cerro El Centinela, Nazas, Durango	63
6.1.2.2 Sector Zacatecas, Zacatecas	65
6.1.2.2.1 Sector Francisco I. Madero, Zacatecas	67
6.1.2.2.2 Sector Tesorera-Zacatón, Zacatecas	70
6.1.2.3 Interpretación de las edades isotópicas y niveles estructurales de la deformación de la región central	72
6.1.3 Región oriental	73
6.1.3.1 Sector distrito minero de Cerro San Pedro, San Luis Potosí	73
6.1.3.2 Sector Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP)	76
6.1.3.2.1 Sector distrito minero Encino Prieto, Hidalgo	77
6.1.3.2.2 Sector Cerro del Águila	80
6.1.3.3 Interpretación de las edades isotópicas y niveles estructurales de la deformación de la región oriental	82
CAPÍTULO 7 DISCUSIÓN	83
7.1 Migración de la deformación contractiva en sistemas orogénicos, el caso Larámide	83
7.2 Cinturones orogénicos: metamorfismo, magmatismo y colapso gravitacional	84
7.3 Evolución temporal de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Larámide para el centro de México	87
CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES	94
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	96



ANEXOS

120

Anexo 1. Fundamentos teóricos: análisis microestructurales

Anexo 2. Fundamentos teóricos: técnicas geocronológicas

Anexo 3. Descripción petrográfica detallada de las muestras de las regiones occidental, central y oriental.

Anexo 4. Tablas resumen de datos geocronológicos



LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

Figura 1.1 Mapa mostrando los cinturones magmáticos prelarámídeos y larámídeos y el cinturón cordillerano de piel gruesa (rayas oblicuas) y piel delgada (punteado) en el cual se ubica el área de estudio. Tomado de English y Johnston (2004). 3

Figura 1.2. En la parte superior se presenta la localización de la provincia Laramide en Estado Unidos, el diagrama de la parte inferior, esquematiza el inicio sincrónico de la orogenia Laramide durante el Mastrichtiano, mostrado por la banda gris inferior, y la terminación diacrónica del evento durante el Eoceno, indicado por la banda escalonada gris superior. Los cuadros negros indican la edad de sedimentos no marinos correlacionables con cuencas cercanas, los cuales marcan el inicio del levantamiento Laramide. Los círculos negros corresponden al desarrollo inicial de un depocentro local asociado al evento Laramide. Los triángulos negros indican la edad de sedimentos detríticos, los cuales fueron erosionados en las zonas de levantamiento cercanas, transportados y depositados dentro de las cuencas. Tomado de Dickinson *et al.*(1988). NM: Nuevo México, CO: Colorado, WY: Wyoming, y MT: Montana. 4

Figura 1.3. Localización del área de estudio en el centro de México, incluye la parte sur de la península de Baja California, la Sierra Madre Occidental (SMOc) que incluye la Mesa Central (MC), la Sierra Madre Oriental (SMOr) que incluye el Cinturón de Pliegues y Cabalgadura Mexicano (CPCM) y la planicie costera adyacente al Golfo de México. TS: Todos Santos, LP: La Paz, GC: Golfo de California, M: Mazatlán, D: Durango, N: Nazas, Z: Zacatecas, SLP: San Luis Potosí, PVS LP: Plataforma Valles San Luis Potosí, CV: Ciudad Victoria, PFO: Plataforma Faja de Oro. Nomenclatura geológica basada en la Carta Geológica de la República Mexicana (Ferrari-Pedraglio *et al.*, 2007a) escala 1:2.000.000, explicación en la **Figura 5.3.** 6

CAPÍTULO 2

Figura 2.1. Patrones finales de foliación producidos alrededor de intrusivos (**a** y **b**) pretectónicos, (**c** y **d**) sintectónicos y (**e** y **f**) post-tectónicos. Tomado de Paterson *et al.* (1991). 10



- Figura 2.2.** Clasificación textural de las rocas de falla. Modificada de Scholz (1988). 17
- Figura 2.3.** Clasificación de rocas de falla. Modificado de Wise *et al.* (1984). 18
- Figura 2.4.** Diagrama de flujo que ilustra las interrelaciones entre los controles litológicos y ambientales con los procesos minerales durante la deformación de las rocas. Modificado de Knipe (1989). 18
- Figura 2.5.** Modelo conceptual de rocas de falla. La nomenclatura de las rocas de falla es tomada de Passchier y Trouw (1996), mientras que los regímenes y la resistencia a la cizalla son acordes con Shimamoto (1989). Las temperaturas indican el inicio del comportamiento cristalplástico del cuarzo (300 °C) y del feldespato (450 °C), según Scholz (1988). Modificado de Sibson (1977). 19
- Figura 2.6.** Comparación de las principales características de los miembros finales de las rocas de falla, cataclasitas y milonitas. Para definición de los términos microestructurales ver **Anexo 1**. 21

CAPÍTULO 5

- Figura 5.1.** Mapa geológico de la MC. Ags: Aguascalientes, Cr: Corrales, G: Guadalajara, PB: Peñón Blanco, S14: Sierra de Catorce, SGTO: Sierra de Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMA: San Miguel de Allende, SSM: Sierra de San Miguelito, SSF: sierra de San Felipe, SSal: Sierra de Salinas. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005). 32
- Figura 5.2.** Reconstrucciones paleogeográficas de la Mesa Central para el Triásico adaptado de Centeno-García y Silva-Romo (1997) y para el Cretácico modificado de Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000). PVSL: Plataforma Valle-San Luis, CMCM: Cuenca Mesozoica del Centro de México, T: Torreón, SLP: San Luis Potosí. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005). 33
- Figura 5.3.** Marco geológico para el centro de México, incluye la parte sur de la península de Baja California, la Sierra Madre Occidental (SMOc), la Mesa Central (MC) y la Sierra Madre Oriental (SMOr) en la que se incluye el Cinturón de Pliegues y Cabalgadura Mexicano (CPCM) y la planicie costera adyacente al Golfo de México. TS: Todos Santos, LP: La Paz, GC: Golfo de California, M: Mazatlán, D: Durango, N: Nazas, Z: Zacatecas, SLP: San Luis Potosí, PVS LP: Plataforma Valles San Luis Potosí, CV: Ciudad Victoria, PFO: Plataforma Faja de Oro. **b)** Estrellas 35



negras: sitios muestreados en este trabajo. 1. TS, 2. LP, 3. M, 4-5. N, 6-7. Z, 8. SLP, 9. Hidalgo. Carta Geológica de la República Mexicana - escala 1:2.000.000. Modificado de Ferrari-Pedraglio *et al.* (2007a).

CAPÍTULO 6

Figura 6.1. Mapa geológico estructural de la región de Todos Santos (B.C.S.). Estrella negra localización de las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Mattern *et al.* (2010). 39

Figura 6.2. a) Milonita de gneis mesocrático de grano medio a grueso con bandeamiento centimétrico de cuarzo, plagioclasa, mica biotita y muscovita. b) Gneis milonítico leucocrático de grano medio con bandeamiento centimétrico a milimétrico de cuarzo, plagioclasa, mica biotita y muscovita. 39

Figura 6.3. a) Listones (*ribbons*) de cuarzo y recristalización estática, nótese la estructura en espuma (*foamstructure*). b) Plagioclasa con maclas de deformación y *kinking*. c) Porfidoblasto de feldespato potásico y “peces” de biotita en una foliación, estructura S/C, S en amarillo, C en rojo. d) Porfidoblasto de plagioclasa con maclas de deformación y sombras de presión de biotita, plagioclasa y cuarzo. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Bt: biotita. Las flechas indican el sentido de la cizalla. 40

Figura 6.4. a) Bandas de cuarzo y de feldespato potásico en gneis bandeado “*striped gneises*”. b) Bandas y agregados monocristalinos de cuarzo con extinción ondulante, lamelas de deformación, recristalización por migración de borde de grano, nótese la presencia de *bulging*. c) Bandas de feldespato potásico, los cristales presentan contactos interlobulados, extinción ondulante y alto fracturamiento. d) “Pez” de mica muscovita. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Mus: muscovita, Bt: biotita, B: bandeamiento. 41

Figura 6.5. Espectro de edades y diagramas de correlación para los análisis isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de Bt de la muestra My-05-2 y de Mus de la muestra My-05-3. 42

Figura 6.6. Mapa geológico estructural de la región de Mazatlán (Sinaloa). Estrellas negras localización de las muestras analizadas en este trabajo. Líneas negras: fallas geológicas. Modificado de Henry *et al.* (2003). 44



- Figura 6.7.** a) Secuencia de ortogneises. b) Detalle de roca de composición diorítica a granítica. 45
- Figura 6.8.** a) Texturas granoblásticas y recristalización estática textura en espuma (*foamstructure*). b) Recristalización dinámica de feldespato y plagioclasa con contactos interlobulados a rectos y extinción ondulante. c) Mirmequitas a lo largo de las superficies de los cristales paralelas al bandeamiento composicional. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Hbl: hornblenda. 46
- Figura 6.9.** a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMCN-002. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 47
- Figura 6.10.** a) Secuencia metapelítica con plegamiento isoclinal apretado de las capas sedimentarias S_0 y desarrollo de foliación. b) Mismo afloramiento con interpretación. 48
- Figura 6.11.** Profiroblastos xenoblásticos a subidioblásticos de andalucita alterados a sillimanita (a) y en paragénesis mineral con estauroлита + sillimanita + mica + cuarzo (b). Porfidoblasto de andalucita con crecimiento sincrónico a la deformación (c) y postdeformación (d). And: andalucita, Bt: biotita, Sill: sillimanita, Mus: muscovita, Qz: cuarzo, St: estauroлита, S_0 : estratificación, S_1 : foliación, S-C: arreglos foliación-cizalla. Las flechas indican el sentido de la cizalla. 49
- Figura 6.12.** Espectro de edad y diagrama de correlación para el análisis isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de muscovita de la muestra PLMCM-001. 50
- Figura 6.13.** a) Foliaciones de tipo magmático definidas por la orientación preferencial de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda. b) Agregados cristalinos de cuarzo, feldespato, mica y plagioclasa con maclas tipo albita, Carlsbad y periclina. c) Cordierita, en cristales subhedrales pseudo-hexagonales alterados a pinnita. d) Clusters de biotita. S_1 y S_2 : Foliaciones, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Cd: cordierita; Bt: biotita, Hbl: hornblenda, Grt: granate. 52
- Figura 6.14.** a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMG-004, en rocas obtenidas en el núcleo de la unidad. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia los patrones complejos y la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 53



- Figura 6.15.** a) Afloramiento de la Tonalita Quelite en la región de Mazatlán (Sinaloa). b) Cuerpo ígneo tonalítico con orientación preferencial de minerales que desarrolla una foliación S_1 en la unidad. 54
- Figura 6.16.** a) Bandas milimétricas a centimétricas de deformación. b) Porfidoblastos de plagioclasa con maclas combadas y dobladas. c) Cordierita con relaciones de crecimiento predeformación. d) Biotita en arreglos en texturas decusadas. Cd: cordierita, Hbl: hornblenda, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Bt: biotita. 55
- Figura 6.17.** a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMCTS-003, en rocas obtenidas en el borde de la unidad. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia los patrones complejos y la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 56
- Figura 6.18.** Espectro de edades y diagramas de correlación para los análisis isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda y biotita de la muestra PLMCTS-003. 57
- Figura 6.19.** Localización del área de estudio. En la parte superior se indica la litología representativa de los niveles estructurales, interpretada para cada región (recuadros en verde), la flecha roja muestra la edad aproximada para el inicio de la deformación en cada región. Se indica la ubicación de los lugares empleados para los fechamientos en este trabajo. El recuadro pequeño color púrpura, indica la ubicación de las rocas más jóvenes reportadas con deformación por acortamiento. En la explicación se indica las edades tomadas de la literatura y las obtenidas durante esta investigación. El recuadro morado claro representa el área de deformación contractiva más joven reportado en la literatura por (Fitz-Díaz, 2010, Ortega-Flores, 2011). En la parte inferior, se puede observar los límites pre, sin y post para la deformación contractiva asociada con la orogenia Larámide para cada región en el centro de México. La deformación en este transecto varía en edad haciéndose progresivamente más joven hacia el oriente. Datos de este trabajo en *letras rojas*. Datos de la literatura en *letras negras*. (a) Nieto-Samaniego *et al.*, 2005b. (b) Aguirre-Díaz y McDowell (1991). (c) Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003). (d) Iriondo *et al.* (2003, 2004). (e) Gray *et al.* (2001). (f) Botero-Santa *et al.* (2010), (g) Fitz-Díaz (2010) y Ortega-Flores (2011). *Área en azul*: orogenia Larámide. *Área en amarillo*: Transición de la orogenia Larámide al régimen extensional (*no discutido en este trabajo*). Números dentro de corchetes indican 60



método geocronológico y mineral fechado. **a)** Evento deformativo posterior a *ca.* 131 Ma y anterior a *ca.* 120 Ma. Tomado de Martini *et al.* (2010b).

Figura 6.20. Mapa geológico de la región de Nazas, Durango. Estrellas negras localización de las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Aguirre-Díaz y McDowell (1991). 62

Figura 6.21. Cuerpo porfídico subvolcánico de composición monzonítica. **a), b)** y **c)** Plagioclasa zonada y con maclas de la periclina, albita – Carlsbad y Carlsbad en matriz afanítica criptocristalina alterada a carbonatos y clorita. **d)** Cuarzo hexagonal característico de rocas subvolcánicas. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Bt: biotita. 63

Figura 6.22.. a) Edades U/Pb en zircón y **b)** Diagrama de concordia de la muestra PLNCC-019. **c)** Catodoluminiscencia donde se aprecia patrones complejos y una zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 64

Figura 6.23. Fenocristales de augita con pleocroísmo verde pálido y biotita en cúmulos máficos que establecen una textura ofítica marcada por cristales prismáticos de plagioclasa dispuestos al azar y que engloban los cristales de augita. Aug: augita, Bt: biotita, Pl: Plagioclasa 65

Figura 6.24. Mapa geológico del área adyacente a la población de Zacatecas, Zacatecas. Modificado de la Carta Geológica Minera, Zacatecas F13-6, 1:250.000 del Servicio Geológico Mexicano (1997). 66

Figura 6.25. Evidencias de la deformación contractiva en el estado de Zacatecas. **a)** *Sigmoide* en el perfil de una zona de milonitas adyacente a Francisco I. Madero. **b)** Pliegue incluido en *sigmoide* en el rumbo de una estructura lateral con cinemática izquierda en el área de la Tesorera-Zacatón. **c)** Fallas inversas de bajo ángulo con dirección de transporte al este-noreste, afloramiento sobre la carretera que conduce desde la Ciudad de Zacatecas a Fresnillo. 67

Figura 6.26. Cuerpo porfídico subvolcánico de composición monzogranítica. **a)** y **b)** Fenocristales de plagioclasa con texturas en desmezcla y con macla albita – Carlsbad y de feldespato potásico con macla de la microclina embebidos en matriz afanítica criptocristalina de cuarzo y plagioclasa alterada a clorita y carbonatos. **c)** y **d)** Minerales accesorios, biotita alterada a clorita y hornblenda acicular. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Bt: biotita, Hbl: hornblenda, Op: minerales opacos. 68



- Figura 6.27.** a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLFMI-014. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 69
- Figura 6.28.** a) Texturas intergranulares de cristales subhedrales de cuarzo, plagioclasa con zonamiento y maclas de la albita y albita-periclina, feldespato potásico con maclas de microclina. b) Textura antirapakivi. c) Intercrecimientos antipertíticos en plagioclasa. d) Textura granoblástica y cúmulos máficos de hornblenda y biotita. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Ser: sericita. 71
- Figura 6.29.** a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLN-001. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 72
- Figura 6.30.** Mapa geológico estructural de la región adyacente al distrito minero de Cerro San Pedro - San Luis Potosí. Estrella negra localización de la muestra analizada en este trabajo. Modificado de Petersen y Montiel-Méndez (2010). 74
- Figura 6.31.** a) Plegamiento *en chevrón* en rocas sedimentarias de la Formación Cuesta del Cura (Kc). b) Fallas inversas de ángulo bajo que generan estructuras en abanicos imbricados de escala métrica a kilométrica. (K-TP: pórfido monzodiorítico de San Pedro). 74
- Figura 6.32.** a), b) y c) Texturas microporfídicas con fenocristales de cuarzo y plagioclasa con zonamiento y macla de la periclina y albita-Carlsbad alterada a sericita y, fenocristales de hornblenda, d) en una matriz criptocrystalina alterada a clorita y carbonatos. Pl: plagioclasa, Hbl: hornblenda, Qz: cuarzo, Cb: carbonatos. 75
- Figura 6.33.** a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMSP-001. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 76
- Figura 6.34.** Mapa geológico estructural de la región adyacente a la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Estrellas negras localización de las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Suter (1984). 77
- Figura 6.35.** a) y b) Relaciones texturales intergranulares de cristales subhedrales a anhedrales de cuarzo, plagioclasa con zonamiento y maclas de la albita y albita- 78



periclina, feldespato potásico con maclas de Carlsbad. **c)** Cúmulos máficos de biotita y hornblenda. **d)** Textura consertal definida por fenocristales de plagioclasa. Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Hbl: hornblenda, Bt: biotita.

Figura 6.36. **a)** Edades U/Pb en zircón y **b)** Diagrama de concordia de la muestra PLMEI-001. **c)** Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses. 79

Figura 6.37. **a)** Diques métricos a centimétricos que intrusionan brechas de lutitas apizarradas y limolitas. **b)** Dique de roca ígnea porfirítica monzodiorítica altamente meteorizado con fenocristales de plagioclasa. 80

Figura 6.38. **a)** Edades U/Pb en zircón y **b)** Diagrama de concordia de la muestra PLLPT-001. **c)** Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las elipses. 81

CAPÍTULO 7

Figura 7.1. Migración de la deformación contractiva Larámide durante *ca.* 100 Ma, 80 Ma y 60 Ma, para las regiones occidental, central y oriental del centro de México. Obsérvese la elevación progresiva de la parte occidental del continente, la inversión de la cuenca sedimentaria y el colapso del orógeno. Las líneas discontinuas color gris destacan las alturas aproximadas alcanzadas por el orógeno durante estos periodos. 90

Figura 7.2. Perfiles que muestran la estructura de la corteza en la sección de estudio. El perfil A-A' corresponde al modelo obtenido por inversión de datos gravimétricos y el perfil B-B' está basado en la hipsografía y espesores de la corteza publicados por diversos autores. El perfil C-C' muestra un modelo idealizado de la estructura de la corteza en la MC. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005). 91

Figura 7.3. Hiato asociado a la orogenia Láramide en el centro de México donde se destaca el cambio en la depositación de unidades sedimentarias y volcánicas de cuenca marina a depósitos terrígenos sedimentarios de cuenca continental y depósitos volcánicos. TS-LP: Todos Santos-La Paz, M: Mazatlán, N: Nazas, Z: Zacatecas, MC: Mesa Central, SLP: San Luís Potosí, PVSLP: Plataforma Valles San Luis Potosí, ZIN: Zimapán, CCH: Cuenca Chicontepéc. 93



LISTA DE TABLAS

CAPÍTULO 6

Tabla 6.1. Resultados experimentos ^{40}Ar - ^{39}Ar de calentamiento en pasos láser VG5400.	43
Tabla 6.2. Resultados U/Pb por el método Ablación láser ICP Masas (LA-ICP-MS).	46



RESUMEN

En el centro y norte de México los conjuntos litológicos deformados por acortamiento hacia el final del Cretácico e inicios del Cenozoico han sido considerados como producto de la orogenia Larámide. Se hace alusión a esta orogénesis al referirse a las secuencias sedimentarias del centro, oriente y sur del país, considerando siempre que la “*deformación Laramídica*” constituye el evento de acortamiento más joven, ya que sobrepuesto a esa deformación sólo se reconocen estructuras asociadas a tectónica lateral y extensional. El objetivo principal de este estudio es establecer la evolución temporal de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Larámide para el centro de México, con base en datos geocronológicos (U/Pb, en Zircón) y ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y muscovita) de unidades pre, sin y postdeformación. Adicionalmente se determinaron los niveles estructurales y las facies metamórficas en las regiones estudiadas. Las características principales de la deformación Laramídica indican que esta orogenia se desarrolló incluyendo deformación contractiva, levantamiento, metamorfismo, colapso gravitacional y exhumación. El evento inició entre *ca.* 105 Ma en el poniente y culmina *ca.* 55 Ma en el oriente. De igual manera, se documenta la variación en la duración del evento deformativo que fue de *ca.* 20 Ma en el poniente y *ca.* 4 Ma en el oriente, donde actualmente se registra el límite de la zona afectada por el acortamiento.

Palabras clave: *orogenia Larámide, deformación por acortamiento, levantamiento y metamorfismo, colapso gravitacional, exhumación tectónica.*



ABSTRACT

In central and northern Mexico, sets of rocks deformed by shortening event between the late Cretaceous and early Cenozoic have been considered as a result of the Larámide Orogeny. Reference is made to this orogeny by referring to the sedimentary sequences of central, eastern and southern Mexico, always considering that the “*Laramidica deformation*” is the youngest shortening event, because the only recognized overprinted tectonic structures are associated with lateral and extensional events. The main objective of this study is to establish the temporal evolution of shortening deformation related to the Larámide Orogeny in central Mexico, based on geochronological data (U/Pb in zircon) and ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ in biotite and muscovite) from pre, syn, and postdeformation units. Additionally structural levels and metamorphic facies were determined in the studied regions. The main features of the Laramidica deformation suggests that the deformation of this orogeny took place including *shortening, uplift, metamorphism, gravitational collapse and exhumation*. The event began between *ca.* 105 Ma in the west and culminated at *ca.* 55 Ma in the east. Likewise the variation in the lifetime of the deformation event of *ca.* 20 Ma in the west and *ca.* 4 Ma in the east is documented, in the zone where the current limit of the area affected by the shortening is established.

Key Words: *Larámide Orogeny, shortening deformation, uplift and metamorphism, gravitational collapse, tectonic exhumation.*



CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

La orogenia Larámide es definida en Estados Unidos de América (EUA) como un evento formador de montañas, contemporáneo con la acumulación de sedimentos de la Formación Laramie en Wyoming (Dana, 1896). A este evento deformativo se relaciona el cinturón plegado y cabalgante de las Montañas Rocallosas (*Rocky Mountain fold and thrust belt*) en Canadá, los bloques levantados Larámide en los EUA, el cinturón plegado y cabalgante de la Sierra Madre Oriental (SMOr) en México (English *et al.*, 2003), y las cuencas con depósitos clásticos del Paleoceno-Eoceno, que incluye las serranías de Montana, Wyoming, Utah, Colorado, Nuevo México y Arizona (**Figura 1.1**). Los estilos de deformación en la provincia Larámide del oeste de EUA, están controlados principalmente por la reactivación de fallas de basamento antiguas (Brown, 1988; Dickinson *et al.*, 1988). Dickinson *et al.* (1988) basados en el análisis de las cuencas de antepaís de las Montañas Rocallosas, concluyeron que el inicio de la deformación Larámide fue aproximadamente sincrónico y sucedió en el Maastrichtiano (~75 Ma). Su terminación en los EUA fue, en cambio, diacrónica de norte a sur, desde poco antes del Eoceno (~55 Ma), hasta el Eoceno Tardío (~36 Ma) (**Figura 1.2**).

En este contexto, el término orogenia Larámide es empleado para connotar ambos, un estilo de deformación particular en un área geográfica de EUA (Dickinson y Snyder, 1978) y de igual manera para referirse a un evento de deformación por acortamiento que afecta una franja muy amplia de la región occidental de Norteamérica que, según varios autores, abarcó desde el Cretácico Tardío hasta el “terciario temprano” [sic] (Spieker, 1946; Berg, 1962; Coney, 1972; Tweto, 1975; Huntoon y Sears, 1975; Davis, 1978; Brown, 1993; Erslev, 1993), del Cenomaniano al Eoceno (Schmidt y Perry, 1988), del Campaniano al Paleoceno (80-55 Ma,



English *et al.*, 2003; English y Johnston, 2004) o del Campaniano al Eoceno (75-50 Ma, Damon *et al.*, 1962; 80-40 Ma, Coney, 1976; 75-35 Ma, Dickinson *et al.*, 1988; Hamilton, 1988; Bird, 1998).

En México, este término ha sido empleado para referirse a un evento orogénico de acortamiento definido localmente como fase orogénica Hidalgoense (de Cserna, 1960, 1976; Guzmán y de Cserna, 1963; Tardy, 1980; Suter, 1984) que según varios autores abarca desde el Cretácico Tardío al “terciario temprano” [sic] (Campa y Coney, 1983; de Cserna, 1989; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000). Los datos disponibles para México, cuya mayoría es consistente en relaciones estratigráficas, sedimentológicas y en edades isotópicas K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U/Pb de unidades pre, sin y postdeformación, han permitido sugerir diversos límites temporales para este proceso contractivo. Para la Mesa Central, se ha propuesto que el *hiatus* en el depósito de unidades litoestratigráficas, que abarca un lapso que va entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno en la parte occidental, y entre el Paleoceno y el Eoceno Medio en la región de Guanajuato-San Luis Potosí, representa el lapso de actividad de la orogenia Larámide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a).

Aunque la migración de la deformación Larámide ha sido implícita o explícitamente asumida por varios autores (de Cerna, 1956; Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984, Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Cerca *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a; Centeno *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009, 2010; Ferrari *et al.*, 2010), la edad y tiempo de duración de la fase deformativa son prácticamente desconocidos en el centro de México. En este trabajo apoyados en observaciones estratigráficas y estructurales, y de manera relevante, en nuevas edades isotópicas $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ y U-Pb de unidades clave pre, sin y postdeformación, se abordan los siguientes interrogantes: a) establecer la evolución temporal de la deformación por acortamiento asociada con la orogenia Larámide para el centro de México, dando énfasis a la descripción de los procesos de tipo metamórfico, sus microestructuras, facies y paragénesis mineral. b) determinar los niveles estructurales de la deformación, dando énfasis a la descripción del régimen de deformación, las rocas de falla y sus microestructuras. c) establecer la edad de cristalización y de enfriamiento de la unidades pre, sin y postdeformación, dando énfasis a las

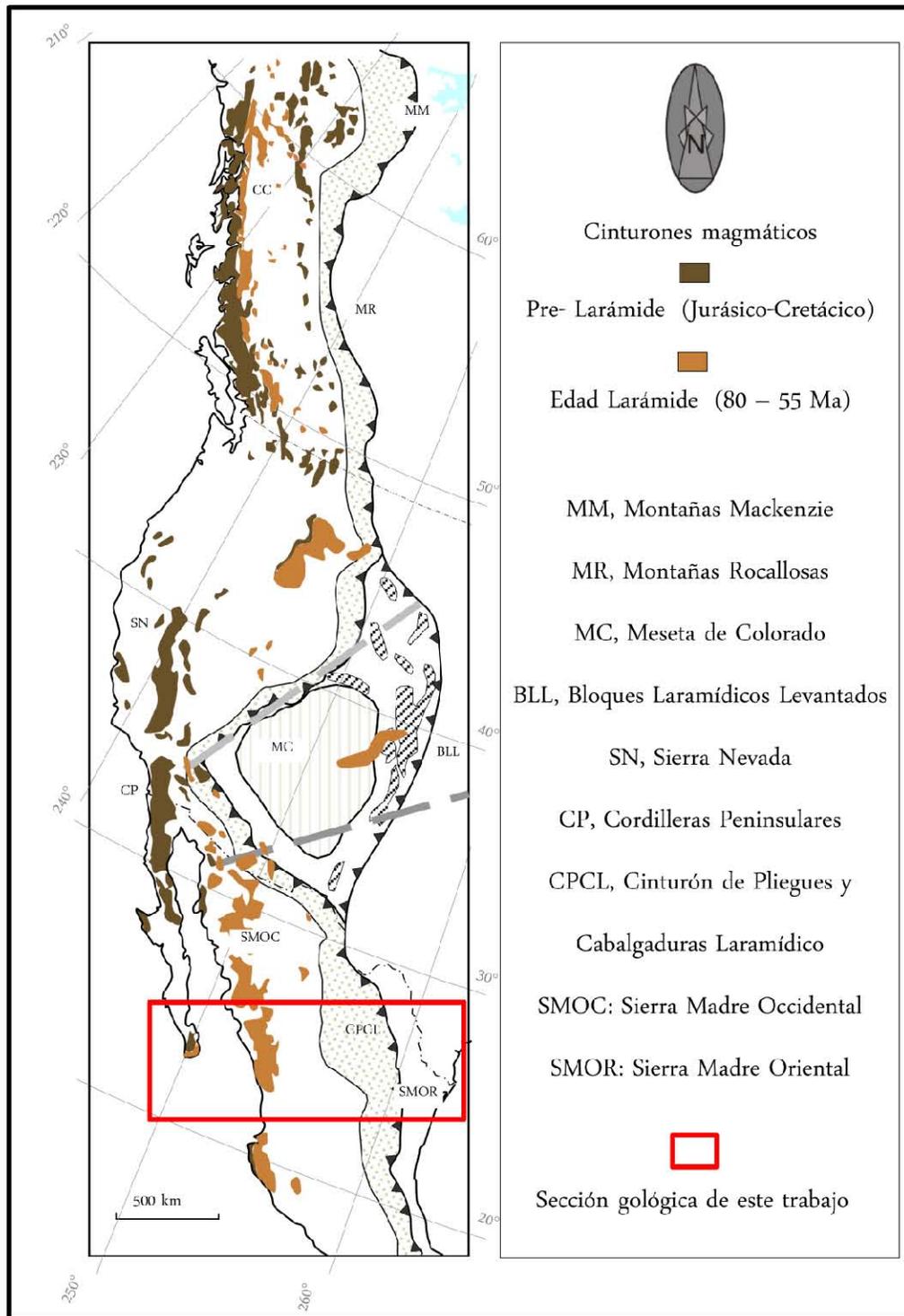


Figura 1.1 Mapa mostrando los cinturones magmáticos prelaramídicos y laramídicos y el cinturón cordillerano de piel gruesa (rayas oblicuas) y piel delgada (punteado) en el cual se ubica el área de estudio. Tomado de English y Johnston (2004).

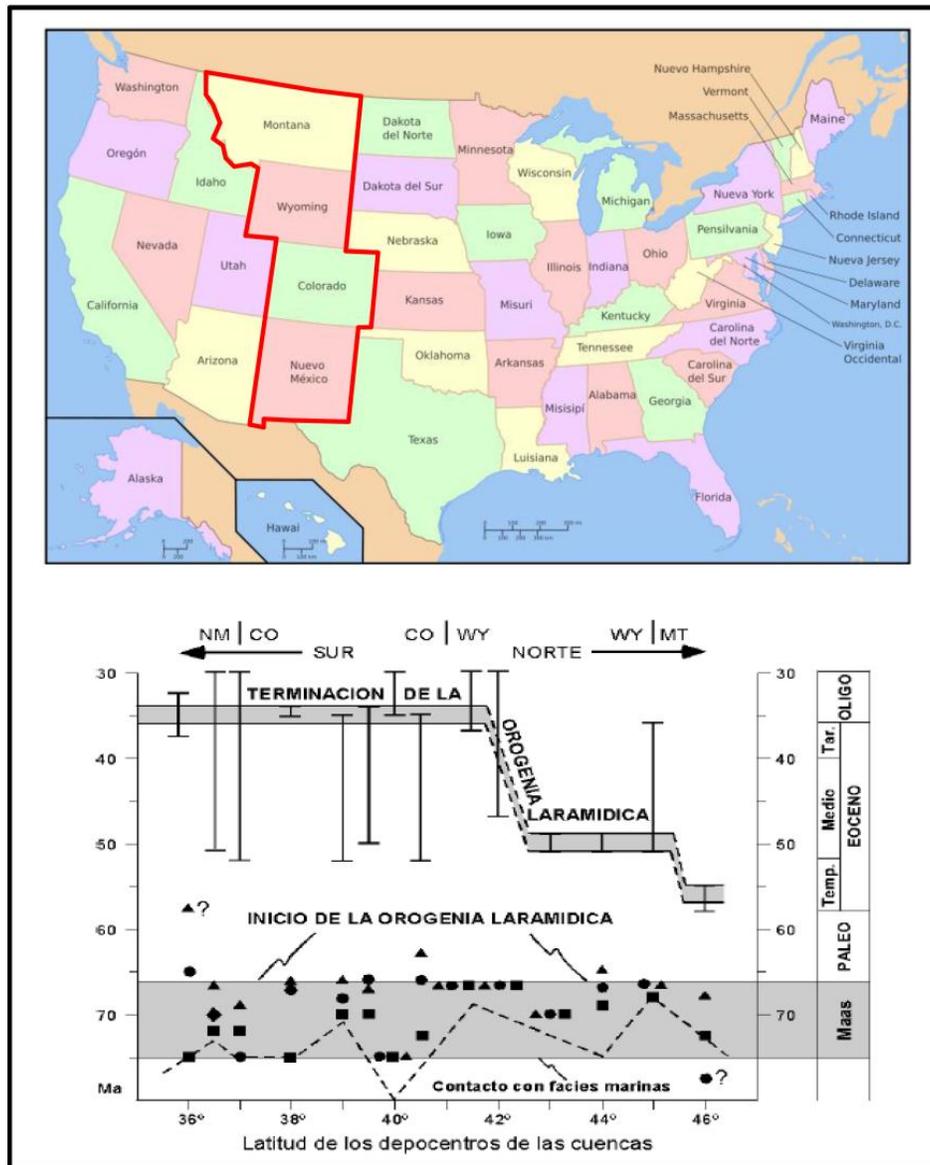


Figura 1.2. En la parte superior se presenta la localización de la provincia Láramide en Estado Unidos, el diagrama de la parte inferior, esquematiza el inicio sincrónico de la orogenia Láramide durante el Maastrichtiano, mostrado por la banda gris inferior, y la terminación diacrónica del evento durante el Eoceno, indicado por la banda escalonada gris superior. Los cuadros negros indican la edad de sedimentos no marinos correlacionables con cuencas cercanas, los cuales marcan el inicio del levantamiento Laramide. Los círculos negros corresponden al desarrollo inicial de un depocentro local asociado al evento Laramide. Los triángulos negros indican la edad de sedimentos detríticos, los cuales fueron erosionados en las zonas de levantamiento cercanas, transportados y depositados dentro de las cuencas. Tomado de Dickinson *et al.*(1988). NM: Nuevo México, CO: Colorado, WY: Wyoming, y MT: Montana.



relaciones de campo y a las observaciones petrográficas. Con base en los resultados y en el análisis de la información publicada, se discute un modelo para el centro de México que incluye procesos de deformación contractiva, levantamiento, metamorfismo, colapso gravitacional y exhumación, asociados con la orogenia Larámide.

1.1 Sección de estudio

1.1.1 Localización

El área de estudio comprende una sección geológica localizada en el centro de México que incluye la parte sur de la península de Baja California, la Sierra Madre Occidental (SMOc), la Sierra Madre Oriental (SMOr) y la planicie costera adyacente al Golfo de México y es delimitada por los paralelos 21° 00' N y 26° 00' N y los meridianos 96° 00' W y 107° 00' W (**Figura 1.3**).

1.1.2 Objetivos

1.1.2.1 General

Establecer la evolución temporal de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Larámide para el centro de México, basado en datos geocronológicos (U/Pb, en Zircón) y ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita y muscovita) de unidades pre, sin y postdeformación.

1.1.2.2 Específicos

- Establecer los procesos de tipo metamórfico, sus microestructuras, facies y paragénesis mineral.
- Determinar los niveles estructurales de la deformación por acortamiento y las facies metamórficas en las regiones estudiadas.

- Establecer el carácter pre, sin y postdeformación de las unidades a lo largo de la sección de estudio.
- Determinar las edades de cristalización y de enfriamiento de las unidades clave, para inferir la edad de la deformación por acortamiento.

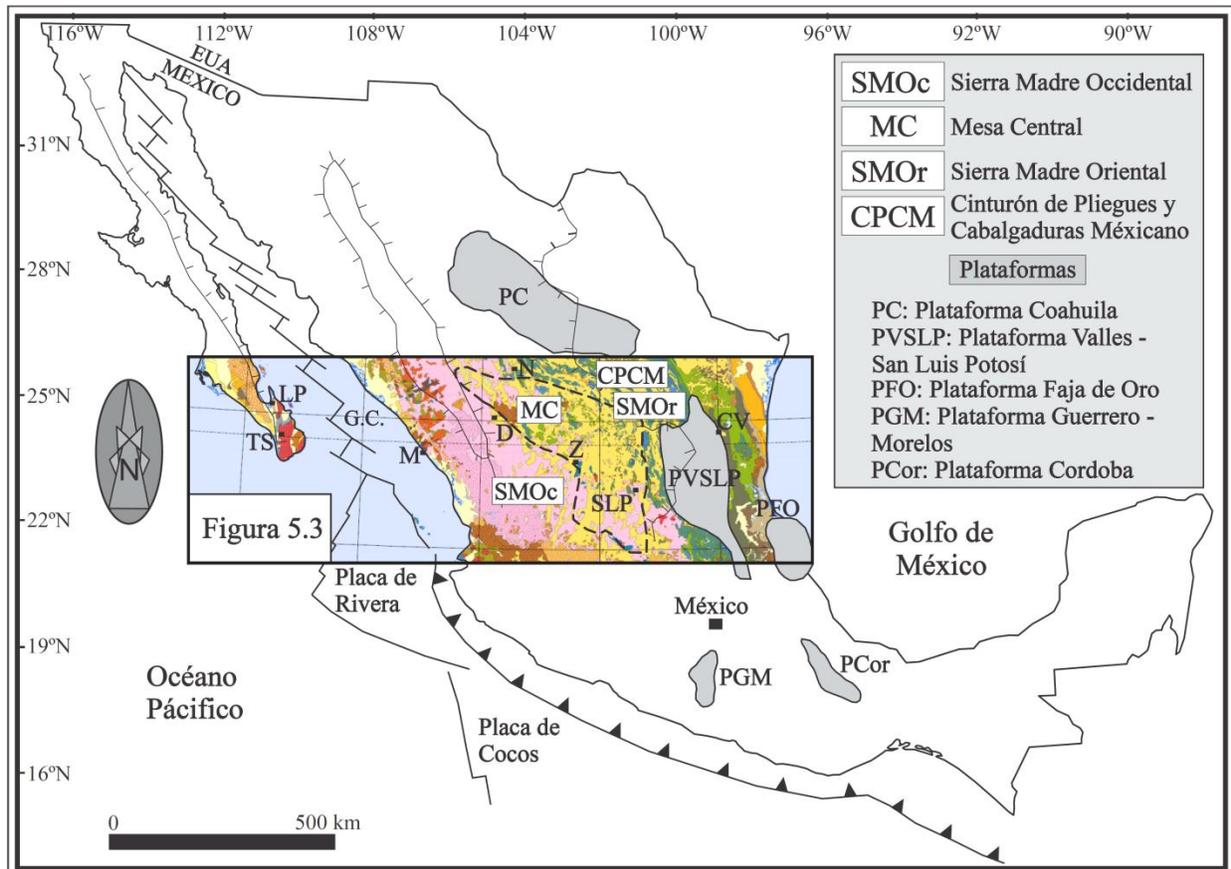


Figura 1.3. Localización del área de estudio en el centro de México, incluye la parte sur de la península de Baja California, la Sierra Madre Occidental (SMOc) que incluye la Mesa Central (MC), la Sierra Madre Oriental (SMOr) que incluye el Cinturón de Pliegues y Cabalgadura Mexicano (CPCM) y la planicie costera adyacente al Golfo de México. TS: Todos Santos, LP: La Paz, GC: Golfo de California, M: Mazatlán, D: Durango, N: Nazas, Z: Zacatecas, SLP: San Luis Potosí, PVSLP: Plataforma Valles San Luis Potosí, CV: Ciudad Victoria, PFO: Plataforma Faja de Oro. Nomenclatura geológica basada en la Carta Geológica de la República Mexicana (Ferrari-Pedraglio *et al.*, 2007a) escala 1:2.000.000, explicación en la **Figura 5.3**.



CAPÍTULO 2

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

2.1 Metamorfismo, magmatismo y deformación

2.1.1 Cinturones metamórficos de temperatura alta y presión baja (CMTAPB)

El metamorfismo es el proceso que involucra cambios en la mineralogía y/o microestructura de una roca, esencialmente en estado sólido. Este proceso se debe principalmente al ajuste de la roca a condiciones físicas diferentes de aquellas bajo las cuales originalmente se formó, así como de aquellas condiciones que normalmente ocurren en la superficie y en la zona de diagénesis. El proceso puede coexistir con fusión parcial y también involucrar cambios en la composición química total de la roca (Miyashiro, 1994; Bucher y Frey, 1994; SCMR, 2003).

Metamorfismo regional es un término amplio que describe aquel proceso metamórfico relacionado con cambios en temperatura y presión (dinamotermal), que afecta un gran cuerpo rocoso y ocurre en una relativamente gran extensión de área y/o volumen de la corteza terrestre, en una región determinada. Aunque a través del tiempo este término se ha empleado como sinónimo de metamorfismo orogénico (tipo asociado a márgenes convergentes de placas), también aplica a metamorfismo de enterramiento y fondo oceánico (Spear, 1993; SCMR, 2003).

En los cinturones orogénicos se ha encontrado una variación sistemática, no solo en estructura y/o textura, sino también en la mineralogía de las rocas metamórficas, en virtud del cambio de las condiciones durante el proceso metamórfico. Este hallazgo ha dado cabida a conceptos tan importantes como metamorfismo progresivo, y a nuestra concepción actual del proceso



metamórfico. El metamorfismo progresivo hace referencia a que las rocas metamórficas experimentan cambios paulatinos en su textura y composición mineral a medida que se encuentran sometidas a diferentes condiciones de presión y temperatura a través del tiempo; es decir, una roca de alto grado metamórfico, no alcanza tal condición por la transformación única y directa desde la roca protolítica, sino a través de un conjunto de transformaciones (reacciones minerales y cambios texturales), que la constituyen inicialmente en rocas de grado muy bajo, bajo y medio. Este concepto ha jugado un papel trascendental al permitirnos comprender que el metamorfismo, muy lejos de ser estático, es un proceso altamente dinámico en el que interactúan muchos elementos y factores que dan cabida a una amplia variedad de mecanismos y características metamórficas. Como resultado de esta concepción se emplean algunos términos en petrología metamórfica como isógrada y zona metamórfica. Una isógrada se ha definido como una superficie a lo largo de una secuencia de rocas metamórficas (representada por una línea sobre un mapa), que vincula puntos en los cuales el metamorfismo ocurrió en condiciones similares de temperatura, presión y actividad química elemental (T, P y X), y por ende, delimita sectores o zonas metamórficas con características comunes dentro de un cinturón metamórfico. Una isógrada mineral es respuesta directa del carácter composicional y textural de la roca protolítica y de su reactividad diferencial ante los factores metamórficos, y es definida por: 1) la aparición o desaparición de un mineral; 2) una asociación mineral, o 3) la composición de un mineral. Por lo anterior, las rocas que se encuentran bajo una zona metamórfica (limitada por isógradas), no necesariamente presentan todo el conjunto de características (*i. e.*, mineral, asociación mineral y/o composición mineral), que definen dicha zona o sector dentro del cinturón metamórfico).

La relación espacial entre cuerpos ígneos y el metamorfismo regional ha sido reconocida ampliamente (*e. g.*, Miyashiro, 1961, 1973, 1994; Yardley, 1989; Barrow, 1893) y es interpretado en términos de dos amplias alternativas, la primera, sugiere que el magmatismo y el metamorfismo reflejarían una relación cercana en respuesta a los eventos termales y/o mecánicos subyacentes y, la segunda, sugiere que el metamorfismo directamente reflejaría la advección de calor magmático y es además causado por el magmatismo.



Cinturones metamórficos regionales de presión baja de las series andalucita-sillimanita típicamente se desarrollan en arcos magmáticos donde las rocas metamórficas son espacialmente asociadas con abundantes intrusiones graníticas (Zwart, 1967; Ernst, 1974; Yardley, 1989; Miyashiro, 1961, 1973, 1994). Los ambientes tectónicos propuestos para los CMTAPB, incluyen la parte de temperatura alta de los cinturones metamórficos pareados relacionados a subducción, designados como cinturones de presión baja tipo Cordillerano (Oxburgh y Turcotte, 1971; Ernst, 1974; Miyashiro, 1961, 1973, 1994), los regímenes extensionales continentales (Wickham y Oxburgh, 1985, 1987; Thompson y Ridley, 1987) y los cinturones magmáticos o de levantamiento rápido asociados con colisión continental (England y Thompson, 1984; Lux y Guidotti, 1985; Lux *et al.*, 1986). Los mecanismos propuestos para tales ambientes incluyen, compresión de la corteza continental previamente extendida (Etheridge *et al.*, 1987; Oliver *et al.*, 1991), delaminación del manto (Loosveld y Etheridge, 1990), advección de calor vía intrusiones por un alto flujo de calor del manto (Vernon *et al.*, 1990; Rubenach, 1992; Sandiford *et al.*, 1995; Rubenach y Barker, 1998), la transmisión de calor radiogénico por enriquecimiento de elementos formadores de calor en la corteza superior (Mildren y Sandiford, 1995; Sandiford *et al.*, 1998; McLaren *et al.*, 1999) y el enterramiento de secuencias estratigráficas productoras de calor (Hand y Rubatto, 2002).

Dado al interrogante altamente debatido de la cronología entre metamorfismo y el emplazamiento granítico (*e. g.*, Scaillet *et al.*, 1995; Brown y Dallmeyer, 1996), algunos autores (*e. g.*, Brown, 1994a, 2001; Solar *et al.*, 1998; Hutton, 1988; Brown y Solar, 1999) sugieren que gran parte del calor generado por procesos orogénicos eventualmente promueve la fusión y el emplazamiento granítico. Para la generación de un CMTAPB, se requiere que el gradiente geotermal de los 15 kilómetros superiores de la corteza exceda *ca.* 35 °C/kilómetros (Barton y Hanson, 1989). Los gradientes de un CMTAPB comúnmente superan los 50 °C/kilómetros y pueden llegar hasta los 100 °C/kilómetros (Zwart, 1967, 1979; Turner, 1981; Wickham y Oxburgh, 1987; Barton y Hanson, 1989; De Yoreo *et al.*, 1990). Ejemplos regionales de CMTAPB, incluyen unidades Proterozoicas en las Sierras Frontales del Colorado (Shah, 2010), el Cinturón Plegado Lachlan oriental (Collins y Vernon, 1992), los Pirineos (Mezger y Passchier, 2003) y el cinturón granulítico Ordovícico de Australia central (Hand *et al.*, 1999).

2.1.2 Plutones pre, sin y post-tectónicos en este trabajo pre, sin y postdeformación

Los plutones pre-tectónicos son aquellos que se emplazan antes de un evento de deformación regional específico. Dependiendo de su composición y de la intensidad del evento de deformación más reciente, pueden o no: 1) Estar deformados. 2) Presentar foliaciones paralelas a las de las rocas que las envuelven al plutón, o se puede dar el caso de que las foliaciones crucen el contacto plutón-roca que sin tener deflexiones (**Figura 2.1 a y b**). 3) Exhibir zonas de cizalla dúctil a lo largo de sus márgenes (Lamouroux *et al.*, 1980; Oliver y Wall, 1987). 4) Presentar sombras de presión en sus terminaciones (**Figura 2.1b**) o en zonas irregulares de la margen del plutón que preservan estructuras antiguas. 5) Mostrar porfidoblastos más jóvenes respecto a los minerales ígneos del plutón causados por metamorfismo regional (Paterson *et al.*, 1991; Paterson y Fowler, 1993).

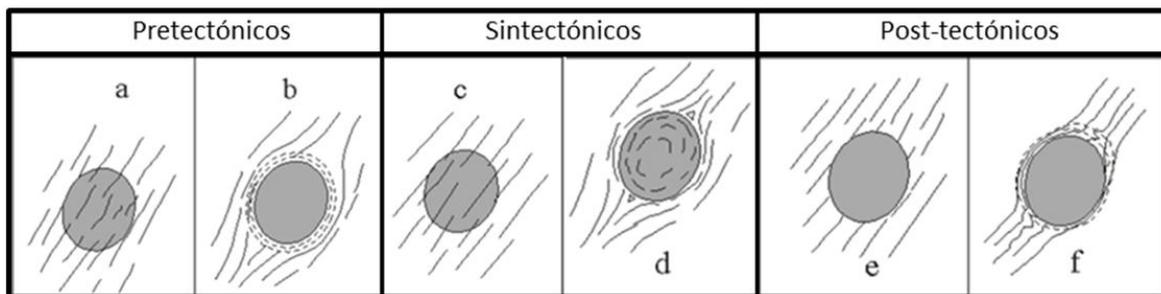


Figura 2.1. Patrones finales de foliación producidos alrededor de intrusivos (**a y b**) pre-tectónicos, (**c y d**) sintectónicos y (**e y f**) post-tectónicos. Tomado de Paterson *et al.* (1991).

Los plutones sintectónicos son aquellos que fueron emplazados durante un evento de deformación regional. Según algunos autores (*e. g.*, Pitcher y Berger, 1972; Fyson, 1980; Brun y Pons, 1981; Hutton, 1981; Guineberteau *et al.*, 1987; Paterson y Tobisch, 1988; Paterson *et al.*, 1991) las características generales que presentan los plutones sintectónicos son: 1) Existe continuidad de las foliaciones dentro y fuera del plutón (**Figura 2.1c**). 2) Las foliaciones en muchos sitios son oblicuas al contacto plutón-roca que y frecuentemente incrementan su espaciado cerca de la margen del plutón (**Figura 2.1d**). 3) Presentan zonas de foliación triple cerca de las terminaciones del plutón, áreas donde el contacto del plutón forma un ángulo grande



con respecto a la foliación regional (**Figura 2.1d**). 4) Existe una continuidad de lineaciones de extensión dentro y fuera del plutón. 5) Presentan ensambles minerales producto de metamorfismo de contacto que son contemporáneos al emplazamiento ígneo y que gradúan hacia paragénesis producto de metamorfismo regional al alejarse del contacto plutón-roca encajonante. 6) Muestran gradación en los campos de deformación producto de emplazamiento y de deformación regional localizando las zonas de mayor intensidad en las márgenes del plutón (**Figura 2.1d**). 7) Presentan de manera general, concordancia en su forma con respecto a las estructuras regionales en las que son emplazados. 8) La edad de los minerales ígneos en el plutón debe ser igual o estar enmarcada por edades de minerales producto de metamorfismo regional.

Los plutones post-tectónicos son los intrusivos que fueron emplazados después de un evento de deformación regional específico. Se plantean dos modelos de emplazamiento post-tectónico: 1) emplazamiento pasivo (**Figura 2.1e**); y, 2) emplazamiento forzado (**Figura 2.1f**). Según algunos autores (*e. g.*, Pitcher y Berger, 1972; Barriere, 1977; Sylvester *et al.*, 1978; Bateman *et al.*, 1983; Bateman, 1985; Mahmood, 1985) las características generales que presentan los plutones post-tectónicos emplazados forzosamente son: 1) desarrollan foliaciones penetrativas en sus rocas caja, hasta unos pocos kilómetros o menos de la margen del plutón, siendo estas burdamente concordantes con las rocas caja (**Figura 2.1f**). 2) El desarrollo de la foliación secundaria del plutón puede estar asociado con pliegues que cambian gradualmente de isoclinales cerca de la margen del plutón a pliegues abiertos conforme aumenta la distancia al intrusivo. 3) Presentan con frecuencia bordes irregulares en el contacto plutón-roca caja. Desarrollan una foliación en su borde, definida por enclaves aplanados y minerales orientados. 4) Las foliación pueden o no ser concordante con contactos internos del plutón o con el contacto plutón-roca caja. 5) La foliación puede o no generarse en estado sólido, siempre y cuando la competencia por el espacio en el nivel de emplazamiento haya sido alta. 6) Pueden presentar una zona de deformación coaxial amplia en las rocas caja y los bordes del plutón, si el emplazamiento final ocurrió por expansión o inflamamiento del intrusivo. 7) El espaciamiento de la foliación decrece hacia el centro del plutón así como alejándonos hacia afuera del contacto plutón-roca caja. 8) El desarrollo del clivaje puede incrementarse también en las zonas de los contactos internos del plutón (Courrioux, 1987; Paterson y Tobisch, 1988; Johnson *et al.*, 2003;



Figura 2.1 e y f). 9) Pueden o no presentar el crecimiento de minerales metamórficos de contacto con relaciones sincinemáticas o postcinemáticas al emplazamiento ígneo.

Los plutones post-tectónicos emplazados pasivamente tienen las siguientes características: 1) Ausencia de foliaciones u otras evidencias de deformación dúctil significativa dentro del plutón (**Figura 2.1e**). 2) Puede o no observarse el desarrollo de deformación plástica menor de cuarzo (extinción ondulante), que se atribuye a movimientos menores durante la etapa final de emplazamiento y consolidación. 3) Ausencia de deformación en las rocas caja espacial o temporalmente relacionadas al plutón. 4) Presencia de contactos discordantes por el corte abrupto de estructuras regionales por la margen del plutón (**Figura 2.1e**). 5) Desarrollo de relaciones postcinemáticas de porfidoblóstos en la aureola de contacto.

2.1.2.1 Deformación magmática y sub-magmática

Las rocas plutónicas usualmente muestran una orientación preferencial de minerales formados durante el estado magmático (fábricas magmáticas, Paterson *et al.*, 1989, 1998; Park y Means, 1996) o durante deformación de estado sólido (fábricas de deformación, Paterson *et al.*, 1989; Vernon *et al.*, 2004). El estudio de la geometría de estas fábricas y su comparación con las estructuras de la roca caja puede ser utilizado para interpretar el emplazamiento del magma en un contexto geodinámico (Paterson y Fowler, 1993; Brown y Solar, 1999).

2.1.2.1.1 Flujo magmático

El flujo de magma (*e. g.*, fases fundidas y cristales) por el transporte de cristales rígidos a menudo se considera como el mecanismo de deformación típico en rocas portadoras de fundidos. Flujo magmático ha sido definido como el flujo por desplazamiento de fundidos y rotación de cuerpo rígido de cristales sin la interacción suficiente para causar la deformación plástica del cristal (Paterson *et al.*, 1989). De igual manera, la interacción de cristales con fundidos puede ser conducida de igual manera por deformación en procesos de cataclasis y difusión por transferencia de masa como plasticidad intracristalina. Una forma más adecuada para emplear la



definición general de flujo magmático es la de un flujo de fundidos y cristales sin deformación; esta definición conduce a la posibilidad que cristales pueden ser deformados por procesos distintos a plasticidad cristalina, y además describe el flujo de una suspensión. Esto conduce a una definición natural de las microestructuras magmáticas como aquellas que indican deformación presente en el fundido en ausencia de deformación cristalina.

Algunos estudios experimentales sugieren que las viscosidades de sistemas de carga de fundidos reducen abruptamente en órdenes de magnitud cuando la proporción de la fusión aumenta más allá de un valor conocido como la *fracción crítica de fundido* (*Critical Melt Fraction - CMF*; Arzi, 1978; van der Molen y Paterson, 1979). La *fracción crítica de fundido* que comúnmente se toma como 30%, pero puede ser tanto como un 50% (Vernon *et al.*, 1988) o tan pequeña como 10-20% para rocas gabroicas (Nicolas *et al.*, 1988). Experimentos sobre dos fundidos silicatados reportan un incremento de tres órdenes de magnitud en la viscosidad, y un cambio en el comportamiento Newtoniano al no-Newtoniano, ya que la fracción fundida se incrementa desde 40 a 60% (Lejeune y Richet 1995). La importancia de la *fracción crítica de fundido* es además sugerida por observaciones de la proporción máxima de fenocristales en rocas volcánicas que corresponden al 55-65%: rocas volcánicas con proporciones mayores de fenocristales no pueden ser expulsadas porque su viscosidad es demasiado alta (Marsh, 1981; Wickham, 1987).

2.1.2.1.2 Flujo sub-magmático

Flujo sub-magmático puede ser definido como la deformación que involucra el flujo de fundido y cristales con deformación cristalina. Microestructuras sub-magmáticas son aquellas que indican la deformación presente en el fundido con deformación del cristal, y corresponde a la fábrica de cristalización pre-completa de Hutton (1988). La deformación del cristal por difusión, por transferencia de masa, a través de la fase fundida es probablemente el mecanismo de deformación dominante para bajas fracciones de fundido y a tasas más bajas de deformación.

Experimentos muestran que la resistencia decrece por un orden de magnitud, y cambios en la plasticidad intracristalina son debidas al aumento de la difusión *creep* del fundido, cuando la proporción del fundido incrementa de cero a solo 3-5% (Cooper y Kohlstedt, 1984; Dell'Angelo



y Tullis, 1988; Dell'Angelo *et al.*, 1987). El debilitamiento ocurre dado al aumento de la difusión de límite de grano a través del fundido. Los experimentos análogos en rocas de Park y Means (1996) demuestran además la importancia de estos procesos en algunos sistemas para fracciones de fundido bajas. Consideraciones de energía de superficie pueden ser importantes en la deformación sub-magmática. Muchos modelos de difusión *creep* asumen energía de superficie isotrópica, pero mediciones sugieren un orden de magnitud anisotrópica en el olivino (*e. g.*, Cooper y Kohlstedt, 1982). Esto puede afectar la resistencia permitiendo que una película continua de fundido se localice a lo largo del límite de dos granos en vez de que el fundido limite a tres o más uniones de granos, como se asume usualmente (Hirth y Kohlstedt, 1995).

2.1.2.1.3 Transición de flujo magmático a deformación de estado sólido

Aunque las evidencias para las situaciones de los miembros finales de flujo magmático a estado sólido son comúnmente relativamente claras, transiciones de flujo magmático a estado sólido son probables durante el enfriamiento del magma, especialmente durante deformación regional. Por lo tanto, los criterios confiables de flujo submagmático (Paterson *et al.*, 1989) son críticos, para mostrar que fundidos todavía estaban presentes durante la deformación regional. Desafortunadamente, estos criterios son más difíciles de obtener.

El término “flujo submagmático” no es ideal, a causa de que si algún fundido es presente, el material puede técnicamente ser llamado “magma” (Tribe y D'Lemos, 1996). Algunos autores sugieren que los flujos magmático y submagmático corresponde a valores pre-“porcentaje de fundido reológicamente crítico” (“*rheologically critical melt percentage*” RCMP por sus siglas en inglés) y post-“porcentaje de fundido reológicamente crítico”, respectivamente (Arzi, 1978; van der Molen y Paterson, 1979). Como el valor del concepto RCMP está en duda (*e. g.*, Brown y Rushmer 1997), los términos antiguos pueden ser preferibles. Estos efectivamente implican flujo de suspensión y flujo grano soportado, respectivamente, y tal vez estos términos más específicos deban ser empleados en su lugar. Estudios experimentales recientes (Paterson *et al.*, 1998), indican que un cambio de flujo grano soportado a flujo en suspensión típicamente se producen en deformación en magmas entre 20% y 40% de fundido, y que grandes magnitudes de



deformación puede acumularse en los magmas sin ser registrados en la fábrica final. En porcentajes de fundido menores, dependiendo de los minerales y sus formas, la deformación puede ser acomodada hasta un porcentaje pequeño por: (a) fusión por el aumento de la fragilidad, (b) fusión asistida por deslizamiento de límite de grano, (c) contactos de fusión asistida por migración del límite de grano, (d) partición de la deformación dentro de las zonas ricas de función, (e) deformación plástica intracrystalina y (f) transferencia de la fusión a sitios en medios de esfuerzo bajo (Paterson *et al.*, 1998). Los diferentes tipos de estructuras y texturas graníticas encontradas, tales como *Schlieren* (arreglo de minerales máficos alargados de forma paralela a la dirección del flujo), foliaciones magmáticas, fábricas submagmáticas, y estructuras de estado sólido de alta y moderada temperatura, se forman durante etapas sucesivas, a medida que el descenso en la temperatura del magma provoca cambios en su comportamiento reológico, y dependiendo de la fábrica o estructura generada, se pueden establecer los diversos procesos sufridos por la masa de magma durante su emplazamiento.

2.1.3 Caracterización de la deformación y rocas de falla

2.1.3.1 Aspectos teóricos

La deformación en la Tierra no está homogéneamente distribuida y en función de la escala puede ser localizada en zonas que van desde una amplitud submicroscópica, a zonas de deformación de dimensión continental que involucran varias decenas de kilómetros (*e. g.*, White *et al.*, 1980; Tullis *et al.*, 1982). La expresión “zona de cizalla” (Ramsay, 1980) es un término general para caracterizar regiones de la corteza terrestre, relativamente estrechas, en donde son registradas tasas altas de deformación por cizalla y que presentan como características: límites subparalelos y definidos subjetivamente, un volumen de roca el cual típicamente exhibe deformación más intensa que el material al exterior del límite, y desplazamientos predominantemente paralelos a los límites de la zona (*e. g.*, Jiang y White, 1995).

Las zonas de cizalla se forman bajo una gran variedad de condiciones de deformación, y pueden ser subdivididas en tres tipos principales: zonas de cizalla dúctil, dúctil-frágil y frágil, incluyendo



en esta última las zonas de falla y las fallas propiamente dichas (Marshak y Mitra, 1988). Dicha subdivisión se hace con base en el proceso de cizalla activo dominante, el nivel cortical involucrado, y su relación con la sismicidad. Las “rocas de falla” (Sibson, 1977) son aquellas generadas durante los episodios de intensa deformación, registrados en las zonas de cizalla, e incluyen desde las salbandas y brechas de falla del nivel más alto de la corteza terrestre, hasta las milonitas de temperatura alta de la corteza inferior o manto superior (*e. g.*, Snoke *et al.*, 1998).

Durante las últimas tres décadas la microscopía electrónica de alta resolución, las técnicas para el microanálisis químico y el análisis de fábricas, y los aparatos para la modelación análoga, han permitido un entendimiento mejor de la petrogénesis de las rocas de falla (*e. g.*, White *et al.*, 1980; Tullis *et al.*, 1982; Bons, 1988; Knipe, 1989; Hirth y Tullis, 1992; Passchier y Trouw, 1996, 2005; Pauli *et al.*, 1996; Snoke *et al.*, 1998; entre otros). Sin embargo, la nomenclatura y clasificación de estas rocas suscitan aún controversia.

Muchos intentos para la clasificación sistemática de rocas de falla han sido propuestos (*e.g.*, Spry, 1969; Higgins, 1971; Sibson, 1977; White, 1979; Wise *et al.*, 1984; Marshak y Mitra, 1988; Scholz, 1988; Passchier y Trouw, 1996, 2005). A pesar de esto, los diferentes esquemas de clasificación presentados no pueden ser considerados “*todo propósito*”, e incluso bajo ciertas circunstancias pueden llegar a ser “inapropiados”, en gran parte debido al uso de términos genéticos para describir o nombrar rocas de falla cuando los mecanismos de deformación son pobremente conocidos o incorrectamente inferidos, y a la gran diversidad de escalas y objetivos de investigación con que se analizan estas rocas (*e. g.*, Tullis *et al.*, 1982; Wise *et al.*, 1984; Passchier y Trouw, 1996, 2005; Rutter y Casey, 1998; Snoke *et al.*, 1998). El uso exitoso de una u otra clasificación dependerá en gran parte del nivel de aproximación con el que se desarrollen los estudios específicos. Por lo tanto, durante actividades tales como la cartografía geológica u otros estudios de campo, en los cuales las descripciones mesoscópicas son el criterio principal de trabajo, una clasificación textural como la propuesta por Scholz (1988) (**Figura 2.2**) puede ser considerada de gran ayuda (Snoke *et al.*, 1998). En contraste, para estudios de análisis microestructural, en los cuales las descripciones microscópicas y submicroscópicas permiten la identificación de los mecanismos de deformación operantes a escala de granos, puede llegar a ser

de mayor utilidad efectuar la combinación de las propuestas de Wise *et al.* (1984) y Passchier y Trouw (1996) (**Figura 2.3**).

		Fábrica Aleatoria		Foliación		
INCOHESIVA	Brecha de falla (Fragmentos visibles > 30 % de la masa de roca)					
	Harina de falla (Fragmentos visibles < 30 % de la masa de roca)		Harina de falla foliada			
COHESIVA	Naturaleza de la matriz	Vidrio y vidrio desvitrificado	Pseudotaquilita			
		Reducción tectónica del tamaño de grano por recrystalización y neomineralización	Brecha molida (fragmentos > 0.5 cm)	Brecha fina molida (0.1 < fragmentos > 0.5 cm)	Microbrecha molida (fragmentos < 0.1 cm)	0-10
	Serie de las Cataclasitas		Protocataclasita	Serie de las Milonitas	Protomilonita	10-50
			Cataclasita		Milonita	50-90
		Ultracataclasita	Ultramilonita		90-100	
Crecimiento de granos pronunciado			Blastomilonitas			
			Porcentaje de matriz			

Figura 2.2. Clasificación textural de las rocas de falla. Modificada de Scholz (1988).

La respuesta de una roca a la deformación mecánica es ampliamente variable y dependiente de la interacción compleja entre las variables litológicas y ambientales. La **Figura 2.4** ilustra el camino en el cual estos factores se pueden combinar para activar un conjunto de procesos deformativos (Knipe, 1989). El conjunto exacto de procesos, los cuales operan bajo unas condiciones ambientales y litológicas particulares, controlará el mecanismo de deformación a escala de granos, así como la microestructura producida, y en síntesis la mineralogía y petrología de las rocas de falla generadas.

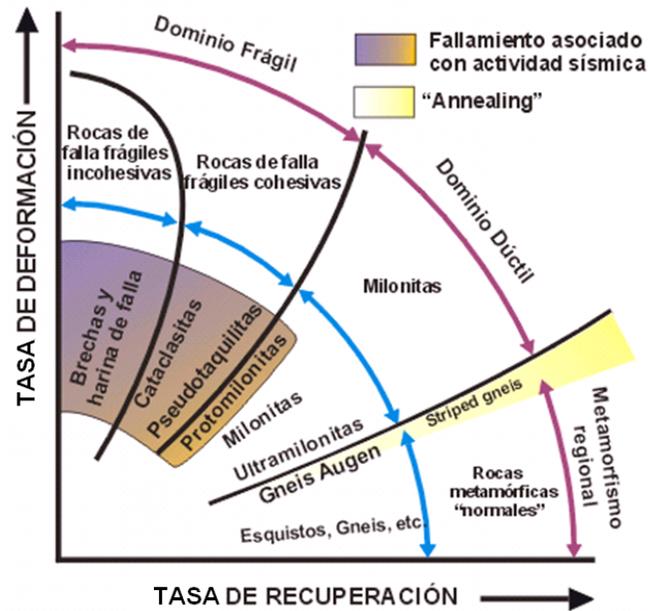


Figura 2.3. Clasificación de rocas de falla. Modificado de Wise *et al.* (1984).

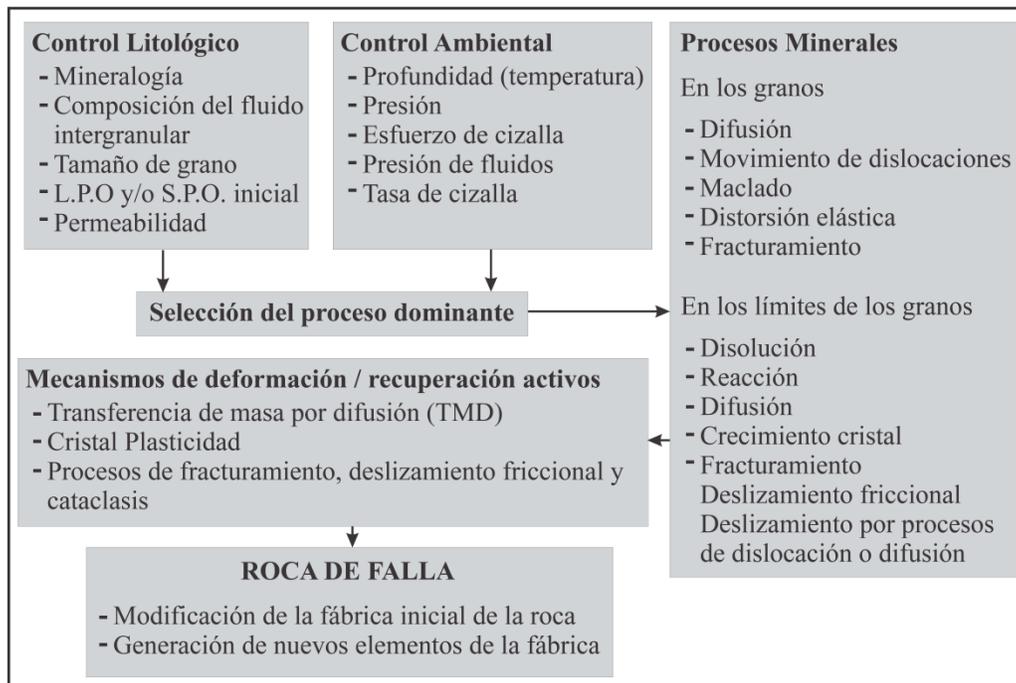


Figura 2.4. Diagrama de flujo que ilustra las interrelaciones entre los controles litológicos y ambientales con los procesos minerales durante la deformación de las rocas. Modificado de Knipe (1989).

Los modelos conceptuales de las zonas de cizalla y de falla (*e. g.*, Sibson, 1977; Scholz, 1988; Shimamoto, 1989; Passchier y Trouw, 1996, 2005) se consideran de gran ayuda para resumir gráficamente las variaciones texturales, las condiciones de presión-temperatura, los procesos de deformación dominantes y la reología de transición del dominio frágil a plástico (Snoke *et al.*, 1998), a través de una sección transversal en la que los diferentes niveles corticales están involucrados (**Figura 2.5**).

Sin embargo debe tenerse en cuenta que muchos de estos modelos se fundamentan, generalmente, en el comportamiento ideal esperado de una corteza cuarzo-feldespática / granítica homogénea, bajo condiciones ordinarias de presión de fluidos, gradiente geotermal, tasa de deformación y esfuerzos constantes, lo cual difiere notablemente del comportamiento de una zona de cizalla o de falla en la cual diversos materiales son involucrados y algunos de los factores ambientales y litológicos, frecuentemente se modifican a través del tiempo.

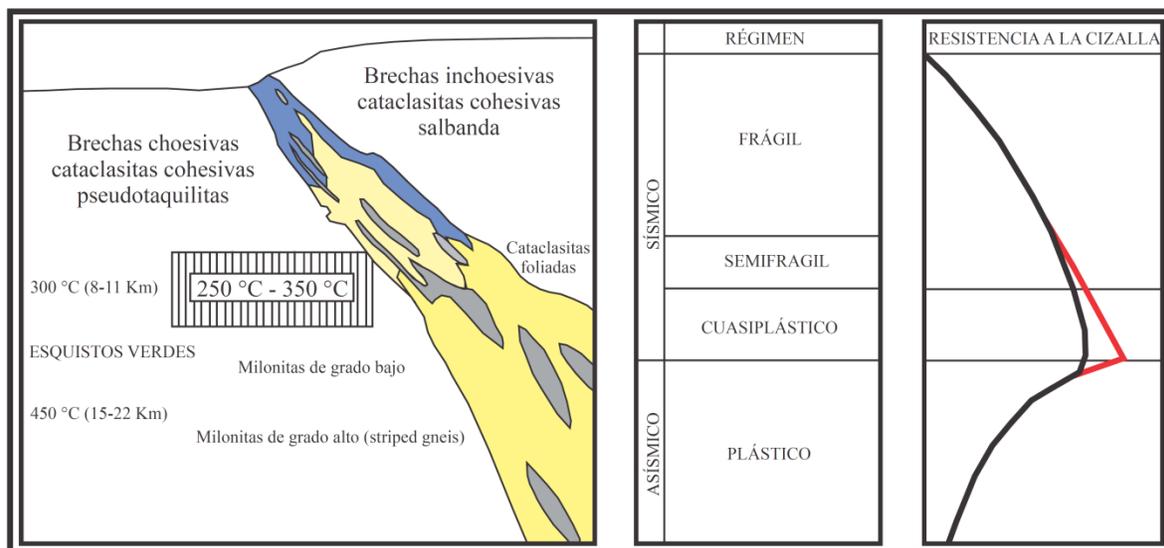


Figura 2.5. Modelo conceptual de rocas de falla. La nomenclatura de las rocas de falla es tomada de Passchier y Trouw (1996), mientras que los regímenes y la resistencia a la cizalla son acordes con Shimamoto (1989). Las temperaturas indican el inicio del comportamiento cristalplástico del cuarzo (300 °C) y del feldespato (450 °C), según Scholz (1988). Modificado de Sibson (1977).



2.1.3.1.1 Rocas de falla

Las fallas comúnmente, pero no siempre, presentan el desarrollo macroscópico a mesoscópico de una variedad de tectonitas, colectivamente llamadas rocas de falla, estas rocas son caracterizadas esencialmente por la reducción tectónica del tamaño de grano. Muchos trabajos establecen que las rocas de falla pueden ser subdivididas dentro de dos principales grupos: cataclasitas y milonitas (Spry, 1969; Sibson, 1977; Wise *et al.*, 1984); algunos trabajos consideran que los gneises miloníticos son lo suficientemente distintivos para ser tratados como un tercer grupo (Hanmer, 1987), aunque ellos son claramente relacionados con la serie milonítica.

La serie cataclástica generalmente se considera originada bajo las condiciones frágiles típicas de la corteza superior, mientras que la serie milonítica es más comúnmente generada bajo las condiciones semifrágiles a dúctiles encontradas a profundidades de la corteza superior a media. Los gneises miloníticos se forman bajo condiciones de alto grado de metamorfismo en la corteza inferior. Una clara separación entre cataclasitas y milonitas no es siempre posible, a causa de que las rocas no son generalmente monomineralógicas y, en circunstancias específicas, los diferentes minerales dentro de una roca pueden deformarse por diferentes mecanismos.

Las cataclasitas son rocas en las cuales procesos frágiles (deformación por ruptura) dominan, mientras que las milonitas se deforman predominantemente por procesos de cristal-plasticidad, conforme la recristalización. El principal criterio usado para la distinción entre cataclasitas de milonitas es la presencia de una foliación o estructura de flujo “*fluxion structure*” (Higgins, 1971) reflejando una fábrica cristalina preferencial en las últimas. Sin embargo, este criterio no es totalmente uniforme dado que existe en la literatura casos reportados de cataclasitas foliadas a escalas microscópicas (Chester *et al.*, 1987). Berthé *et al.* (1979) reconoció el desarrollo adyacente de dos fábricas en algunas milonitas, llamado milonitas S-C. Trabajos subsecuentes (*e. g.*, Lister y Snoke, 1984) han sugerido que las fábricas miloníticas (superficies S) se forman primero que las bandas de cizalla (superficies C), formadas en estados tardíos y que con deformación progresiva, pueden finalmente borrar la fábrica S. La **Figura 2.6**, incluye criterios relacionados a la naturaleza de la matriz, la forma de los clastos y la naturaleza de los contactos



para las rocas de falla, características que permiten la distinción entre las series cataclasitas y milonitas.

La deformación en las rocas es activada por procesos que actúan a escala cristalina y/o granular. El proceso involucrado depende de controles litológicos como la mineralogía, la composición del fluido intergranular, el tamaño de grano, la orientación preferencial de la celda cristalina, la porosidad y la permeabilidad, así como, de controles externos como temperatura, presión litostática, esfuerzo diferencial, presión fluida y tasa de deformación impuesta externamente.

Atributo	Cataclasitas	Milonitas
Foliación primaria	Generalmente ausente La foliación pobremente definida puede ser impartida por diferencias en composición y tamaño de clastos	Clivaje penetrativo comúnmente presente en milonitas y capas mineralógicas en neises miloníticos de carácter metamórfico
Matriz	Grano fino, fragmental Metamorfismo de grado bajo	Grano fino, cristalina Metamorfismo de grado medio a alto
Clastos	Forma irregular, angulares a subredondeados	Lensoidal
Contactos	Abruptos	Generalmente gradacional
Estilo de deformación	Frágil Rocas deformadas por fracturamiento y pulverización	Dúctil Rocas con comportamiento macroscópico continuo

Figura 2.6. Comparación de las principales características de los miembros finales de las rocas de falla, cataclasitas y milonitas. Para definición de los términos microestructurales ver **Anexo 1**.



CAPÍTULO 3

METODOLOGÍA

A partir del análisis de los datos publicados en la literatura con énfasis en estudios estructurales, estratigráficos, geocronológicos y geodinámicos, y en la recopilación de las cartas geológicas escala 1:250.000 del Servicio Geológico Mexicano (San José del Cabo F12-2-3-5-6; Mazatlán F13-1, El Salto F13-2, Fresnillo F13-3, Escuinapa F13-5, Zacatecas F13-6, Aguascalientes F13-9; Matehuala F14-1, San Luis Potosí F14-4, Ciudad Mante F14-5, Guanajuato F14-7, Ciudad Valles F14-8; La Paz G12-10-11; Durango G13-11, Juan Aldama G13-12) base cartográfica del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática INEGI, se eligió una sección geológica con orientación oeste – este para realizar el estudio de los límites temporales de la deformación contractiva relacionada a la orogenia Larámide para el centro de México.

Se seleccionaron los sitios claves para efectuar trabajos de campo y el muestreo sistemático de las unidades de interés para el desarrollo del proyecto. A través de la sección de estudio y basados en la información publicada de las columnas estratigráficas, se estableció el carácter teórico pre, sin a postdeformación contractiva de las unidades. De esta síntesis, se destaca que las unidades pre y sincrónicas a la deformación contractiva se presentaban postdatas por un régimen de tipo extensional asociado a fallas de tipo normal y de la misma manera, por fallas laterales y unidades postdeformación relacionadas con rocas volcánicas, depósitos de tipo conglomerático y cuerpos ígneos. Para el muestreo de las unidades pre, sin a postdeformación contractiva, se efectuaron cinco campañas de campo, los recorridos incluyeron las ciudades de Zacatecas y Fresnillo en el estado de Zacatecas donde se colectaron diez (10) muestras, la ciudad de San Luis Potosí en el estado de S.L.P. donde se colectó una (1) muestra, la ciudad de Nazas y Cuencamé en el estado de Durango donde se colectaron cuatro (4) muestras, la ciudad de Mazatlán en el



estado de Sinaloa donde se colectaron cinco (5) muestras y, la Vereda Agua Fría Chica en el estado de Hidalgo donde se colectaron dos (2) muestras. De igual forma, se incluyeron en este estudio dos (2) muestras colectadas previamente de Todos Santos, B.C.S (dichas muestras fueron colectadas por Ángel Francisco Nieto Samaniego quien funge como director de la presente tesis). Las coordenadas de las localidades de muestreo se tomaron con un GPS Garmin 12 Map, y se reportan en el sistema UTM NAD 27.

Todas las rocas fueron descritas macroscópicamente para documentar sus características físicas, mineralógicas y estructurales, y así tener un mejor criterio de selección para los análisis de laboratorio. Las rocas ígneas en el campo, fueron clasificados como granitoides según el diagrama QAPF de la IUGS (Le Maitre, 1989, 2002). De igual manera, se establecieron las características petrográficas tales como mineralogía, textura, fábrica, microestructuras de deformación, fases mineralógicas neformadas y clasificación de la roca y en el caso específico de las rocas ígneas su clasificación modal de se realizó mediante el conteo de minerales según el diagrama QAP ($M < 90$) de la IUGS (Le Maitre, 1989, 2002). Para los análisis se utilizó un microscopio petrográfico *OLYMPUS BX51* y una lupa petrográfica *OLYMPUS S2X12* del Laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM (campus Juriquilla, Querétaro). La clasificación petrográfica detallada de las muestras se presenta en el **Anexo 3**. Las siglas de abreviaturas empleadas para los minerales en las microfotografías se basan en Kretz (1983).

Con base en las observaciones de campo y petrográficas, se eligieron ocho rocas ígneas intrusivas y cuatro metamórficas, para obtener datos de edades isotópicas representativas de las unidades pre, sin y postdeformación en la sección propuesta. Los Fundamentos teóricos de las técnicas geocronológicas son descritos en el **Anexo 2**.

Nueve concentrados de zircón se analizaron por el método U-Pb, por Ablación Laser ICP Masas (LA-ICP-MS). Las muestras fueron procesadas en los Laboratorios de Molienda y Separación Mineral del Centro de Geociencias de la UNAM (campus Juriquilla, Querétaro). Para los análisis, fueron colectados aproximadamente entre 20 y 30 kg de roca para cada una de las



muestras, de donde se obtuvieron los concentrados de zircón. Las fracciones obtenidas del tamizado se lavaron con agua desionizada de 18.2 M Ω de resistividad (DI-H₂O), y, posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T ~70 °C por unas 10 horas. Después de lavar las muestras se procedió a la separación magnética para obtener la fracción no magnética a máximo amperaje de un separador magnético *Frantz*. Dicha fracción no magnética se introdujo en un líquido pesado (MeI; $\delta = 3.33$) para hacer una separación por densidades, ya que los zircones poseen una alta densidad ($\delta = 4.68$) y se hunden, separándose de otras fracciones más ligeras que flotan, como son apatito, plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo.

Finalmente, la fracción de zircón obtenida se lavó con acetona, alcohol y agua destilada para proceder a una separación manual con pinzas de precisión bajo un microscopio binocular. Las muestras escogidas se montaron en una probeta de resina epóxica, junto con un fragmento de un zircón estándar Plešovice de edad conocida 337.13 ± 0.37 Ma (2 sigma) (Sláma *et al.*, 2008). Las probetas de resina se desbastaron utilizando papel abrasivo (1500-grit) hasta llegar aproximadamente a la mitad del grosor de los granos. Posteriormente se procedió al pulido con abrasivo de diamante en suspensión (6 y 1 μm) para obtener la superficie más homogénea posible. Enseguida, se procedió a la caracterización morfológica de los cristales y a la fotografía de las probetas con microscopio de luz transmitida y reflejada. Adicionalmente, se tomaron imágenes de catodoluminiscencia de los cristales con un luminoscopio ELM3R, montado sobre un microscopio binocular, con el fin de observar la estructura interna de los cristales, lo que ayudó en la selección de los puntos para realizar los análisis isotópicos. El análisis de las muestras fue realizado en las instalaciones del Centro de Geociencias de la UNAM, campus Juriquilla (CGEO), donde se utilizó para la ablación un equipo láser Resonetics LPX 200, láser de excimeros de ArF que genera un espectro electromagnético de 193 nm, operado con una frecuencia de 5 Hz y fluencia de energía de ~ 8 J/cm²; estas condiciones permiten realizar cráteres de ablación de 32 μm de diámetro. Este láser se encuentra adaptado a una estación de trabajo microcontrolada, con una celda de ablación de doble volumen, la cual es llenada de He al momento de la ablación y luego un flujo de N₂ y Ar transporta la muestra a un ICP-MS cuadrupolo Thermo Xii (Solari *et al.*, 2010).



Para cada una de las muestras seleccionadas se efectuaron entre 30 y 40 análisis la mayoría en los bordes de los cristales. La reducción de los datos de cada análisis se efectuó mediante un *script* para el software estadístico R, llamado *Upb.age* (Tanner y Solari, 2009). Este *script* realiza automáticamente el proceso de integración de las señales del ICP-MS y su respectiva corrección por blancos. También identifica, mediante regresión matemática, posibles “*outliers*” e inclusiones y los presenta para que éstos sean evaluados por el usuario. Posteriormente calcula las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ al igual que sus respectivos errores estándar a un (1) *sigma* (Tanner y Solari, 2009).

Con la finalidad de hacer correcciones por el fraccionamiento intrínseco de los isotopos de Pb y la deriva instrumental, la secuencia de análisis incluye la medición de una muestra de referencia (vidrio NIST 612) y la medición de un zircón estándar por cada 5 mediciones de zircones desconocidos (Solari *et al.*, 2010). En este caso se utilizaron zircones del estándar Plešovice, el cual tiene una edad concordante calculada en 337.13 ± 0.37 Ma (2 sigma) (Sláma *et al.*, 2008).

Luego de la selección de los datos, se procedió a graficarlos y al cálculo de la edad, empleando para esto el “*add-in*” para excel “*Isoplot 3.0*” (Ludwing, 2004). El cálculo de las edades fue realizado con el promedio ponderado de las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenidas de los análisis realizados. Posteriormente se continuó con un proceso de selección de los datos, teniendo en cuenta varios parámetros, para así obtener una edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (media ponderada). A la edad obtenida se le calculó el MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*), el cual es un indicador del grado de ajuste estadístico de la regresión de los datos teniendo en cuenta su incertidumbre y se usa para expresar la dispersión de los datos. Generalmente un MSWD < 2.5 puede considerarse como una dispersión aceptable. Los resultados obtenidos y los detalles de los experimentos se muestran en el **Capítulo 6, Figuras 6.9- 6.14- 6.17- 6.23 – 6.27 – 6.29 – 6.33 – 6.36 y 6.38, Tabla 6.2 y Tabla A4.2.**

Cinco concentrados minerales se analizaron por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento en pasos. Para los análisis $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, fueron colectados aproximadamente entre 5 y 10 kg de roca para cada una de las cuatro muestras donde se obtuvieron concentrados de muscovita, hornblenda y biotita.



Las muestras fueron procesadas en los Laboratorios de Molienda y Separación Mineral del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), empleando técnicas con procedimientos estándar que incluyen el triturado y pulverizado en mortero, tamizado en mallas con fracciones -25 +45, -45 +60, -60 +80 y -80 +120. Para cada muestra se seleccionó la fracción más adecuada, dependiendo de la textura de la roca y del mineral a separar. Los triturados fueron sucesivamente lavados con agua desionizada de 18.2 MΩ de resistividad (DI-H₂O), procurando eliminar el polvo más fino, y se dejaron dentro de un baño ultrasónico por 15 minutos. Posteriormente, se pusieron a secar dentro de un horno a T ~70 °C por unas 10 horas. La separación mineral se perfeccionó con un separador magnético (*Frantz*), ultrasonido y manualmente. Los concentrados minerales fueron irradiados en el reactor enriquecido en Uranio de la Universidad McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá. Los análisis de isótopos de argón se realizaron en el Laboratorio de Geocronología del CICESE, empleando un espectrómetro de masas *VG5400*, para la detección de gases nobles. La línea de extracción para el calentamiento de la muestra emplea el láser *Coherent Innova 70C*. Los resultados de geocronología por el método ⁴⁰Ar/³⁹Ar se presentan en diagramas de espectros de edad, en los cuales se grafica el porcentaje acumulativo de ³⁹Ar de cada uno de los pasos de calentamiento contra la edad en millones de años (Ma). Las edades reportadas en el texto se calcularon con el programa *AgeCalcVG5400* versión 3.0. En el caso de los experimentos de calentamiento por pasos, las edades integradas (ti) de cada muestra se calculan de la adición de los isótopos de cada fracción de gas liberada, según el procedimiento descrito en Hall (1981). De acuerdo con McDougall y Harrison (1988), se considera que una meseta está definida por lo menos por tres fracciones consecutivas de gas, cuyas edades concuerdan entre sí dentro del error analítico, y que representan más que el 50% del ³⁹Ar total liberado durante el experimento. Las edades de meseta (tm) se calcularon del promedio ponderado de las edades definidas por las fracciones que constituyen la meseta. Para cada experimento, se grafica además la relación de ³⁷Ar_{Ca}/³⁹Ar_K contra el porcentaje acumulativo de ³⁹Ar, en la que se muestra la relación aparente de Ca/K, que es útil para discriminar la fase mineral que se está analizando, y para obtener información sobre el grado de homogeneidad del concentrado mineral. Finalmente, para cada muestra se reporta el diagrama de isócrona ³⁹Ar/⁴⁰Ar contra ³⁶Ar/⁴⁰Ar, donde se muestra la correlación inversa de las fracciones de gas liberadas durante cada paso de los experimentos. El cálculo de las isócronas se



realizó mediante las ecuaciones propuestas por York *et al.*, (2004), para el ajuste de mínimos cuadrados. La edad de isócrona se calcula del inverso de la intercepción de la línea de correlación con el eje x, mientras que el inverso de la intercepción de la isócrona con el eje y, indica la relación inicial $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la muestra. Para cada isócrona se reporta el valor del MSWD (*Mean Square of Weighted Deviates*), que expresa la bondad del ajuste de la correlación. Se considera convencionalmente que las fracciones de gas liberadas muestran una buena correlación para un valor del MSWD ≤ 2 . Los errores en las edades de meseta, integrada e isócrona se reportan al nivel 1σ , e incluyen la incertidumbre en el parámetro J . Los resultados obtenidos y los detalles de los experimentos se muestran en el **Capítulo 6, Figuras 6.5 - 6.12 y 6.18, Tabla 6.1 y Tabla A4.1.**



CAPÍTULO 4

ANTECEDENTES

4.1 La orogenia Larámide en el centro de México

El término orogenia Larámide es empleado para referirse a un evento de deformación contractivo que afecta una franja muy amplia de la región occidental de Norteamérica que según varios autores abarca desde el Cretácico Tardío hasta el “terciario temprano” [sic] (Spieker, 1946; Berg, 1962; Coney, 1972; Tweto, 1975; Huntoon y Sears, 1975; Davis, 1978; Brown, 1993; Erslev, 1993), del Cenomaniano al Eoceno (Schmidt y Perry, 1988), del Campaniano al Paleoceno (80-55 Ma, English *et al.*, 2003; English y Johnston, 2004) o del Campaniano al Eoceno (75-50 Ma, Damon *et al.*, 1962; 80-40 Ma, Coney, 1976; 75-35 Ma, Dickinson *et al.*, 1988; Hamilton, 1988; Bird, 1998). En México, este término ha sido empleado para referirse a un evento orogénico de acortamiento definido localmente como fase orogénica Hidalgoense (de Cserna, 1960, 1976; Guzmán y de Cserna, 1963; Tardy, 1980; Suter, 1984) que según varios autores abarca desde el Cretácico Tardío al “terciario temprano” [sic] (Campa y Coney, 1983; de Cserna, 1989; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

En el centro y norte de México se ha considerado como producto de la orogenia Larámide a los conjuntos litológicos deformados por acortamiento hacia el final del Cretácico e inicios del Cenozoico. Se hace referencia a esta orogénesis al referirse a las secuencias sedimentarias del centro y oriente de México, considerando siempre que la “*deformación Larámide*” constituye el evento de acortamiento más joven, ya que sobrepuesto a esa deformación solo se reconocen estructuras asociadas a tectónica lateral y extensional. Los datos disponibles, la gran mayoría consistente en relaciones estratigráficas, sedimentológicas y en edades isotópicas K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$



y U/Pb de unidades pre, sin y postdeformación, al igual que secciones metamórficas aisladas (*e. g.*, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989, Vega-Granillo *et al.*, 2011), han permitido sugerir límites temporales diversos para este proceso contractivo.

Aunque la migración de la deformación Larámide ha sido implícita o explícitamente asumida por varios autores (de Cerna, 1956; Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Cerca-Martínez, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a; Centeno *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009, 2010; Ferrari *et al.*, 2010), la edad y tiempo de duración de la fase deformativa es prácticamente desconocida en el centro de México. La edad mínima para el inicio de la deformación contractiva para la zona centro-occidente, es sugerida, por algunos autores, como el final de la colisión de arcos volcánicos en la margen pacífica ocurrida entre 115 y 108 Ma (Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.*, 2002) y por otros, como el cierre de las cuencas *forearc* adyacentes al continente hace 105 Ma (Busby, 2006). Para la Mesa Central, se ha propuesto que el *hiatus* en el depósito de unidades litoestratigráficas, que abarca un lapso que va entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno en la parte occidental, y entre el Paleoceno y el Eoceno Medio en la región de Guanajuato-San Luis Potosí representa el lapso de actividad de la orogenia Larámide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a). En la región centro oriental, el proceso contractivo que afectó secuencias sedimentarias con edades *ca.* Turoniano-Santoniano (*e. g.*, Formación Indidura–Caracol, De La Vega, 1963), y *ca.* Santoniano-Maastrichtiano (*e. g.*, Formaciones Soyatal y Mendez, Fitz-Díaz, 2010) al occidente de la SMOr, se sugiere entre los 90 y 65 Ma (Fitz-Díaz, 2010), y a rocas de edad Eoceno temprano-medio (*e. g.*, Formaciones Velasco, Fitz-Díaz *et al.*, 2010, Ortega-Flores, 2011) en las estribaciones de la planicie costera adyacente al Golfo de México.



CAPÍTULO 5

MARCO GEOLÓGICO

5.1 Geología Regional

El área de estudio incluye la parte sur de la península de Baja California, la Sierra Madre Occidental (SMOc), la Sierra Madre Oriental (SMOr) y la planicie costera adyacente al Golfo de México. La geología de la parte sur de la península de Baja California está dominada por un segmento del arco magmático Mesozoico-Cenozoico (Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 2000). Datos geocronológicos restringen el magmatismo plutónico de arco en Baja California Sur al Cretácico (Schaaf *et al.*, 2000). Al norte y sur de La Paz así como en la Isla de Espíritu Santo están además presentes rocas volcánicas y volcanoclásticas del Mioceno (Hausback, 1984; Schaaf *et al.*, 2000).

En diferentes discusiones de los aspectos geocronológicos (*e. g.*, Schaaf *et al.*, 2000) se concluye que el magmatismo granítico inicia durante el Hauterviano y proponen que dicha actividad se extiende por lo menos al Turoniano. El arco está principalmente caracterizado por cuerpos ígneos que varían en composición desde granitos a tonalitas que intrusaron y metamorfosearon unidades sedimentarias. Las metapelitas presentan andalucita (quiasolita), sillimanita y granate, arreglos paragenéticos de la parte baja de las facies anfibolita de las series de metamorfismo regional de temperatura alta y presión baja, tipo Buchan (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989). Las unidades aflorantes presentan deformación dúctil, granitoides y metapelitas milonitizadas (Mattern *et al.*, 2010) que han sido interpretadas como un evento en amplias zonas de deformación milonítica sobreimpuesto a las facies metamórficas regionales (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989).



La geología de la SMOc está dominada por conjuntos de rocas ígneas asociados a diferentes episodios magmáticos, que resultaron de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica. Ferrari *et al.* (2005) han reconocido en el registro estratigráfico de esta provincia cinco conjuntos ígneos principales: 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Tardío al Paleoceno. 2) Rocas volcánicas andesíticas y en menor medida de composición silícica del Eoceno, denominados “*Complejo Volcánico Inferior*” (CVI, McDowell y Keitzer, 1977). 3) Ignimbritas silícicas emplazadas en su mayor parte en dos pulsos, en el Oligoceno Temprano (32–28 Ma) y el Mioceno Temprano (24–20 Ma), denominado “*Supergrupo Volcánico Superior*” (SVS, McDowell y Keitzer, 1977). En este mismo sentido Aguirre-Díaz y McDowell (1991) describen al SVS como constituido principalmente por capas gruesas de flujos de tobas de ceniza riolíticas de edad “terciario medio” dispuestas discordantemente sobre el CVI y que se extienden desde el límite de México con los Estados Unidos de América, hasta la ciudad de Guadalajara (Jalisco), donde está cubierto por lavas más jóvenes del Cinturón Volcánico Transmexicano. En la porción occidental de la SMOc, están expuestos extensos plutones y una discordancia de tipo regional, a diferencia del flanco oriental donde el SVS yace sobre calizas del Cretácico (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). 4) Derrames basáltico-andesíticos extravasados en forma posterior a cada pulso ignimbrítico que han sido definidos como una extensión del cinturón de “*Basalto-Andesitas del Sur de la Cordillera*” (Cameron *et al.*, 1989). 5) Rocas basálticas y unidades ignimbríticas (Ferrari *et al.*, 2005) post subducción formadas en diferentes episodios del Mioceno Tardío al Cuaternario. La SMOc como provincia volcánica terciaria, se extiende más allá de la provincia fisiográfica (Ferrari *et al.*, 2005), abarcando también parte de la Mesa Central (MC) y del occidente del estado de Chihuahua. La MC es una meseta principalmente cubierta por secuencias volcánicas cenozoicas, afectadas por extensión *ca.* Este–Oeste de edad Eoceno y Oligoceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a), que originó una serie de cuencas rellenas con sedimentos aluviales y lacustres. Las rocas más antiguas expuestas en la MC son dos afloramientos pequeños ubicados en el borde norte-occidental de la MC, en uno afloran gneis y esquisto cuya edad mínima de metamorfismo es de ~252 Ma (Ar-Ar en moscovita, Iriondo *et al.*, 2003), y en el segundo aflora esquisto con una edad de metamorfismo de 326 ± 26 Ma (K-Ar, Araujo-Mendieta y Arenas-Partida, 1986) (**Figura 5.1**).

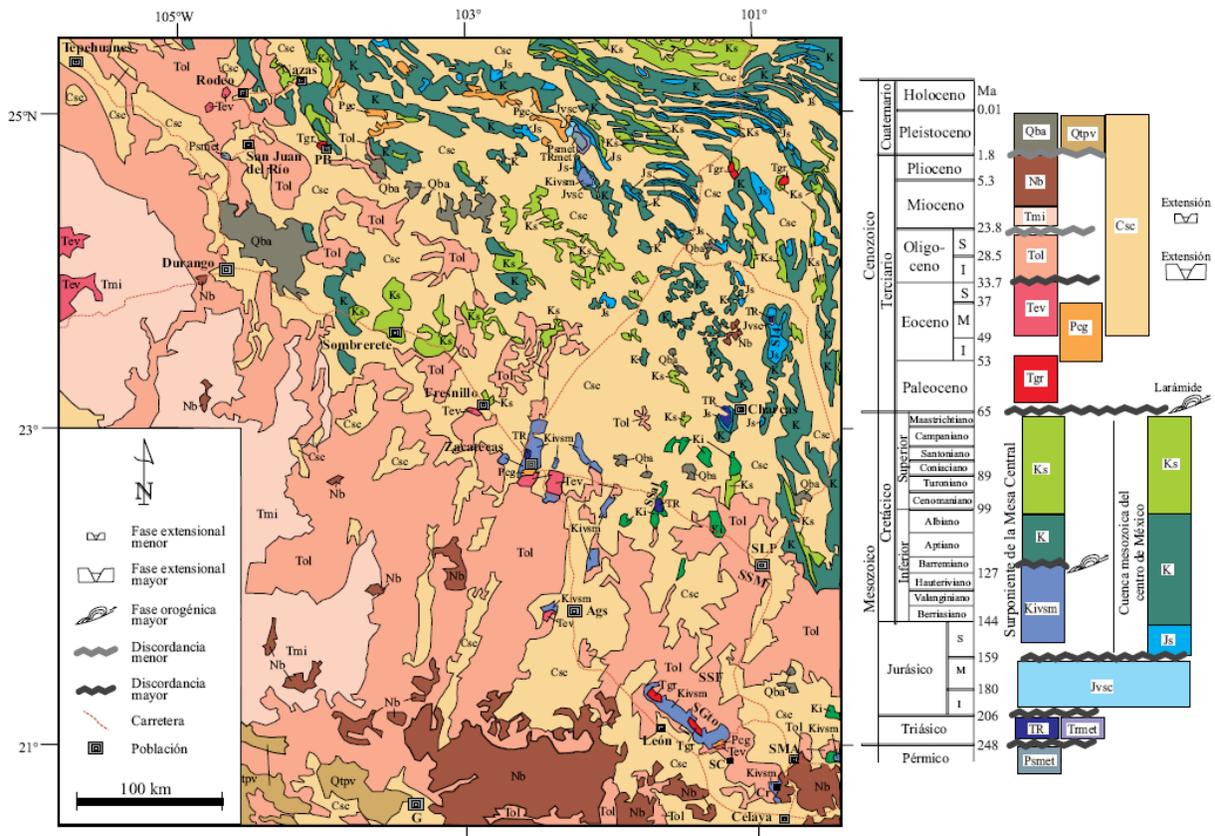


Figura 5.1. Mapa geológico de la MC. Ags: Aguascalientes, Cr: Corrales, G: Guadalajara, PB: Peñón Blanco, S14: Sierra de Catorce, SGTO: Sierra de Guanajuato, SLP: San Luis Potosí, SMA: San Miguel de Allende, SSM: Sierra de San Miguelito, SSF: sierra de San Felipe, SSal: Sierra de Salinas. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005).

Las rocas mesozoicas de la MC están representadas por facies marinas turbidíticas sin indicios de volcanismo contemporáneo del Triásico Medio a Superior, con edades máximas del depósito en base a circones detríticos entre 250 y 230 Ma (Formación Zacatecas, Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Estas unidades están cubiertas por rocas continentales volcánicas y sedimentarias del Jurásico Inferior a Medio, con edades en las volcánicas entre 195 y 170 Ma, y por secuencias sedimentarias marinas del Jurásico Superior al Cretácico Superior que definen la Cuenca Mesozoica del Centro de México (**Figura 5.2**). Las rocas cenozoicas son principalmente conglomerados y rocas volcánicas de composición andesítica a riolítica. Localmente, aparecen flujos muy pequeños de basalto alcalino de edades Mioceno a Cuaternario y los magmas recientes son derivados del manto con xenolitos tanto de origen mantélico como cortical.

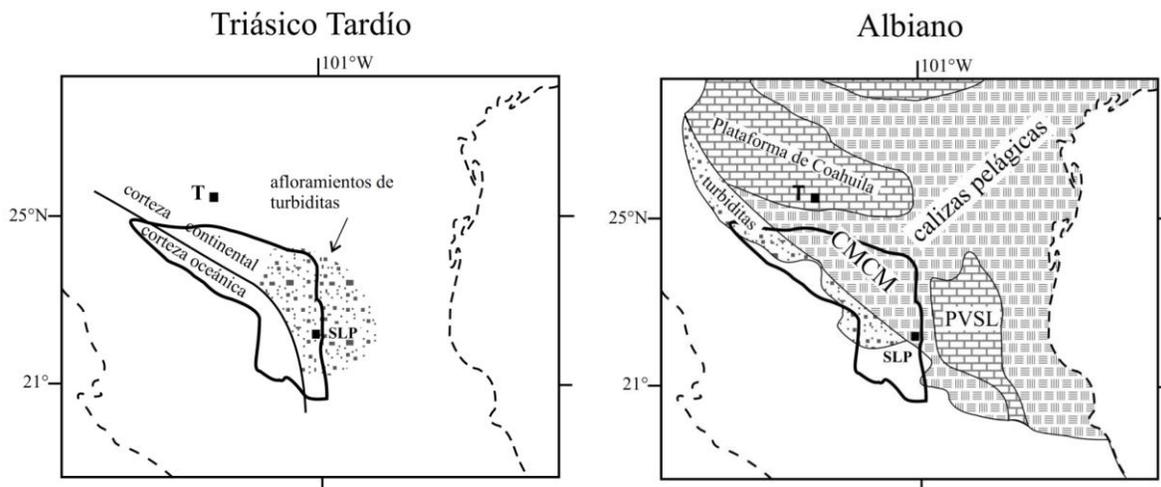


Figura 5.2. Reconstrucciones paleogeográficas de la Mesa Central para el Triásico adaptado de Centeno-García y Silva-Romo (1997) y para el Cretácico modificado de Eguiluz de Antuñano *et al.* (2000). PVSL: Plataforma Valle-San Luis, CMCM: Cuenca Mesozoica del Centro de México, T: Torreón, SLP: San Luis Potosí. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005). °

La geología de la SMOr está dominada por una gran diversidad de unidades principalmente mesozoicas, con predominio de facies de carbonatos del periodo Cretácico, que en conjunto definen el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (de Cserna, 1956, 1970; Tardy, 1980; Suter, 1984, Fitz-Díaz, 2010). Las estructuras plegadas y cabalgantes despliegan un cuerpo de rocas deformado que forman una cuña, la cual se estrecha hacia el oriente (Fitz-Díaz, 2010). El complejo basal que soporta esta columna mesozoica (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000) está constituido por gneises precámbricos (Carrillo, 1961, 1965; De Cserna *et al.*, 1977; Ramírez, 1978), capas rojas continentales de origen fluvial del Triásico, sin indicios de volcanismo contemporáneo con edades máximas del depósito entre 250 y 230 Ma (Formación El Alamar, Barboza-Gudiño *et al.*, 2010), capas rojas por lo general con material volcánico (Formaciones Nazas, Cahuasas, Tenexcate y La Joya) con edades máximas del depósito entre 195 y 170 Ma y esquistos de edad pre-oxfordiana (Córdoba, 1965; Kellum, 1932; Imlay, 1937; Carrillo, 1961; Viniegra, 1963), así como sedimentos paleozoicos (King, 1934; Carrillo, 1961). En la Cuenca Tampico-Misantla las rocas carbonatadas yacen al tope de las capas rojas del Jurásico. Al sur, estas capas rojas descansan sobre secuencias relacionadas con arcos volcánicos del Paleozoico



(Rosales-Lagarde *et al.*, 2005) y en algunas áreas, acorde con registros de perforación, directamente sobre gneises granulíticos grenvillianos (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

5.2 Geología de la sección de estudio

En México, poco se conoce sobre los límites temporales de la deformación por acortamiento Larámide y su transición hasta el establecimiento del régimen extensional. Los límites sugeridos en la literatura integran relaciones de tipo estratigráfico, el metamorfismo, el carácter pre, sin y postdeformación de cuerpos ígneos intrusivos dependiendo de la presencia o ausencia de deformación penetrativa y los datos geocronológicos, tanto de unidades ígneas, como de rocas producto de la actividad de las fallas.

A continuación se describe una sección del centro de México, que ha sido dividida en regiones occidental, central y oriental (**Figura 5.3**). Esta descripción está basada en datos de la literatura y representa el estado actual del conocimiento, sobre la deformación por acortamiento relacionada con la deformación Larámide, en esa parte del país.

La región occidental del área de estudio comprende el tramo final de la península de Baja California Sur (B.C.S.) y el borde costero en los estados de Sinaloa y Nayarit. De manera regional las unidades que constituyen el basamento son: 1) un conjunto de ortogneis cuarzo dioríticos del Jurásico y secuencias metapelíticas (filitas y esquistos) del Jurásico-Cretácico que presentan, de manera general, una foliación de rumbos NE a E-W y con echados de ángulo alto al NW. El plegamiento que presenta tiene líneas de charnela orientadas E-NE (Henry y Fredrikson, 1987). 2) Un “**Complejo Ígneo Máfico**” de gabros bandeados con edades K/Ar de 139 a 134 Ma (Henry *et al.*, 2003). 3) Las unidades ígneas pre a sincrónicas a la deformación más recientes varían en edades K/Ar de 115 Ma (Hausback, 1984), U/Pb de 101 y K/Ar de 90 Ma (Henry *et al.*, 2003), K/Ar > 98 Ma (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989) y U/Pb de 97 Ma (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005b). Dichas unidades incluyen diorita y gabro de hornblenda bandeados, granito, tonalita y trondhjemita. Evidencias petrográficas indican que muchas rocas



Las intrusiones postdeformación, son más máficas (minerales máficos 25-28%), presentan un menor contenido de feldespatos potásicos (microclina) y muestran evidencias de deformación durante o seguido a su emplazamiento por lo menos a los 90 Ma (Henry *et al.*, 2003). Los sedimentos donde se emplazaron los cuerpos ígneos alcanzaron, cuando menos, la parte baja de las facies de anfibolita (T: 450-650 °C, P < 4.5 kbar) registrando un metamorfismo regional tipo Buchan de temperatura alta y presión baja en la región de la Paz, B.C.S. (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989). La edad mínima de la deformación está establecida por un fechamiento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 85.44 ± 0.46 Ma de las fases vítreas de bandas de pseudotaquilita (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005b). Los cuerpos ígneos intrusivos que son interpretados como postdeformación incluyen granodioritas con edades K/Ar de 98 y 65 Ma en Baja California Sur (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989) a 90 y 45 Ma en Mazatlán, Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987). El único dato U/Pb en zircón, representativo de la edad de cristalización de un cuerpo ígneo postdeformación reportado para la región occidental, es de 66.8 ± 1.3 Ma y se localiza en Mazatlán, Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003).

La región central comprende los estados de Durango y Zacatecas. De manera regional las unidades deformadas son secuencias sedimentarias y volcanosedimentarias con edades desde el Triásico al Cretácico. La edad mínima de la deformación está establecida por una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de gas total a 79.23 Ma o una edad de isócrona a 78.6 ± 2.06 Ma de roca total de una filita aflorante al oeste de Concordia del Oro y el espectro altamente perturbado de una milonita formada a los 79 Ma o mayor, localizada al este de la ciudad de Zacatecas (Iriando *et al.*, 2003). Los cuerpos ígneos intrusivos, que son interpretados como postdeformación, incluyen dioritas, granitos y monzonitas con edades K/Ar de 87 ± 1.8 Ma en Nazas, Durango (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991), y de 77 ± 3 Ma (Solé *et al.*, 2007) y 74 ± 6 Ma en el estado de Zacatecas (Mújica-Mondragón y Jacobo-Albarrán, 1983).

La región oriental comprende el estado de San Luis Potosí y la Sierra Madre Oriental (SMOr). De manera regional las unidades deformadas son secuencias sedimentarias, volcanosedimentarias e ígneas con edades desde el Triásico al Cretácico. La edad mínima de la deformación está establecida por fechamientos K/Ar de 64 ± 3.2 Ma (Santa Fe, 1996 en Petersen



y Montiel-Méndez, 2009) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 64.56 ± 0.76 Ma (Winterbourne, 1999 en Petersen y Montiel-Méndez, 2009) en un pórfido monzodiorítico que intrusióna unidades sedimentarias del Cretácico y que en conjunto se presentan afectados por fallas inversas de ángulo bajo. Las estructuras geológicas directamente datadas son el cabalgamiento El Volantín con una edad K/Ar de 62 ± 1.7 Ma (Gray *et al.*, 2001) y los cabalgamientos La Misión y Lobo-Ciénaga, los cuales son cortados por un plutón no deformado de edad K/Ar de 62.2 ± 1.5 Ma (Suter, 1984), asociado al stock del Cerro del Águila. En la parte oriental de la SMOr la deformación está ausente a partir del Eoceno Temprano-Medio, ya que las unidades más jóvenes deformadas por acortamiento, son los depósitos clásticos del Paleógeno correspondientes a la Formación Velasco (Gamper, 1977, Fitz-Díaz, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2010, Ortega-Flores, 2011), que presentan deformación de poca intensidad.



ZONAS DE MUESTREO Y GEOCROLOGÍA

6.1 Descripción de la sección de estudio

6.1.1 Región occidental

6.1.1.1 Sector Todos Santos, B.C.S.

Al noreste de la población de Todos Santos, Baja California Sur, las unidades pre y sincrónicas a la deformación incluyen de manera general rocas volcano-sedimentarias metamorfizadas y cuerpos ígneos del Cretácico. Hay un cinturón milonítico que presenta un rumbo *ca.* NNE, buzante hacia el E y SE, con ángulos de inclinación intermedios que corta en amplias zonas a ese conjunto de unidades, descrito por Mattern *et al.* (2010). Dichos autores establecen, basados en datos de campo y análisis de secciones delgadas, el patrón tiempo/temperatura de la deformación y proponen una cinemática inicial dextral seguida por cizallamiento dúctil con cinemática izquierda, posiblemente transpresiva. En esta zona, las unidades postdeformación son depósitos volcanogénicos del Mioceno. (**Figura 6.1**).

Las secuencias de milonitas, de manera generalizada, muestran un bandeamiento bien desarrollado con la generación de estructuras *sigma* y *delta*, así como estructuras *S-C*. En algunos horizontes hay zonas muy ricas en micas, las que fueron aprovechadas para realizar el muestreo con el fin de obtener la edad de la deformación. Una de dichas muestras (MY-05-2) es una milonita de un gneis mesocrático de grano medio a grueso con bandeamiento centimétrico de cuarzo plagioclasa, biotita y muscovita (**Figura 6.2a**).

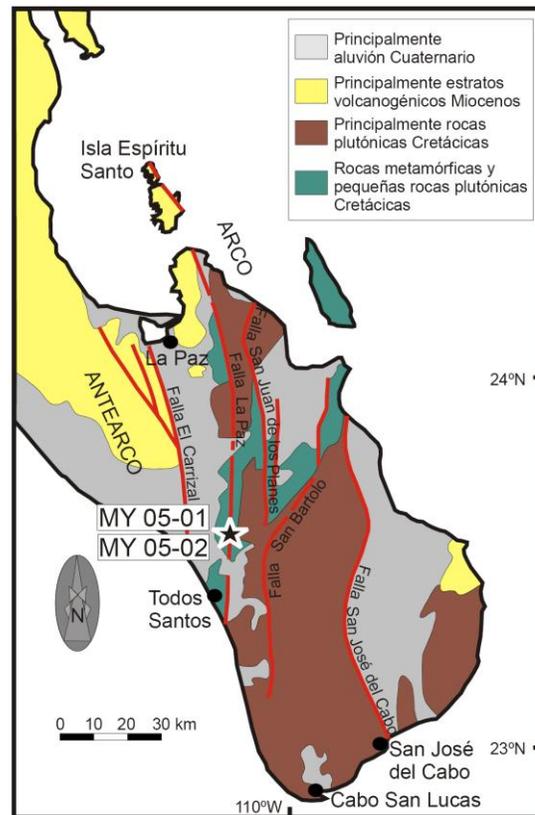


Figura 6.1. Mapa geológico estructural de la región de Todos Santos (B.C.S.). Estrella negra localización de las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Mattern *et al.* (2010).

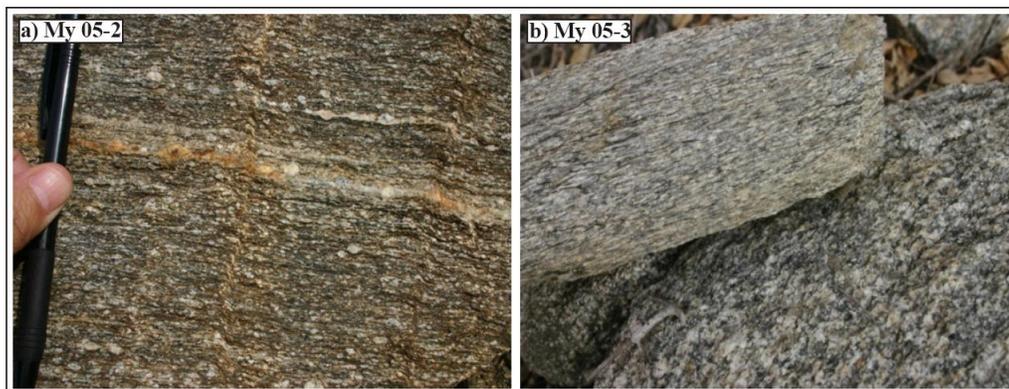


Figura 6.2. a) Milonita de gneis mesocrático de grano medio a grueso con bandeamiento centimétrico de cuarzo, plagioclasa, mica biotita y muscovita. b) Gneis milonítico leucocrático de grano medio con bandeamiento centimétrico a milimétrico de cuarzo, plagioclasa, mica biotita y muscovita.

La composición mineralógica de las milonitas de gneis mesocrático (My 05-2), en términos generales comprende cuarzo (35-40%); dos feldespatos potásicos (35%), ortoclasa y microclina; plagioclasa (30%) que varía desde oligoclasa a andesina ($An_{20} - An_{40}$); biotita (25%) alterada a clorita; hornblenda; apatito; titanita y minerales opacos. Las rocas presentan clivaje de banda de cizalla, que define estructuras *S-C* (Berthé *et al.*, 1979). Texturalmente se caracterizan por presentar arreglos granoblásticos policristalinos compuestos principalmente por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y algunas veces biotita y hornblenda, en los que es común observar en el cuarzo por sectores estructuras en espuma (*foamstructure*) con cristales poligonales a interlobulados (*interlobate*). Las unidad ahora en superficie; fue sobrepuesta por condiciones frágiles típicas de la corteza superior de la serie cataclástica (**Figura 6.3 y Anexo 3**).

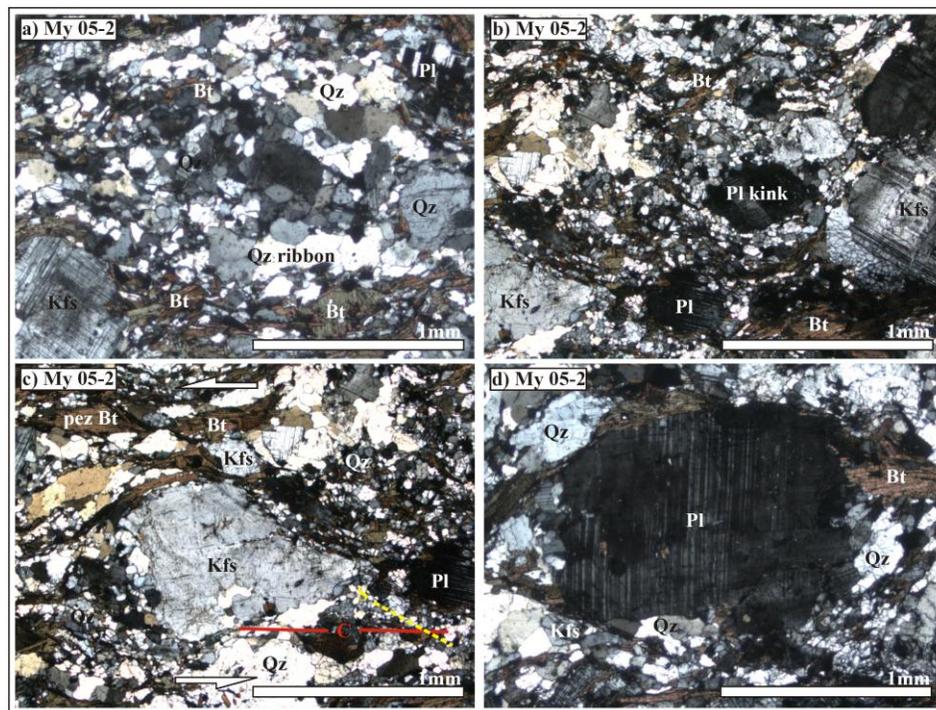


Figura 6.3. a) Listones (*ribbons*) de cuarzo y recristalización estática, nótese la estructura en espuma (*foamstructure*). b) Plagioclasa con maclas de deformación y *kinking*. c) Porfidoblasto de feldespato potásico y “peces” de biotita en una foliación, estructura *S/C*, *S* en amarillo, *C* en rojo. d) Porfidoblasto de plagioclasa con maclas de deformación y sombras de presión de biotita, plagioclasa y cuarzo. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Bt: biotita. Las flechas indican el sentido de la cizalla.

La segunda muestra (MY-05-3) es un ortogneis milonítico leucocrático de grano medio a fino con bandeamiento centimétrico a milimétrico cuya mineralogía es de cuarzo, plagioclasa, muscovita y biotita (**Figura 6.2b**). Las lineaciones minerales, en su mayoría, presentan ángulos de *pitch* pequeños, indicando movimientos laterales en las fases más tardías de la deformación; se pueden documentar tanto desplazamientos izquierdos como derechos. La composición mineralógica de los ortogneises miloníticos leucocráticos (MY-05-3) en términos generales comprende cuarzo (35-40%); ortoclasa y plagioclasa (35%); muscovita (25%), biotita (5%) alterada a clorita; titanita y minerales opacos. Las rocas presentan bandas de cuarzo y de feldespato potásico, así como *peces* de mica que indican un alto grado de deformación que permite clasificarlos como gneis bandeado o “*striped gneises*” (**Figura 6.4 y Anexo 3**).

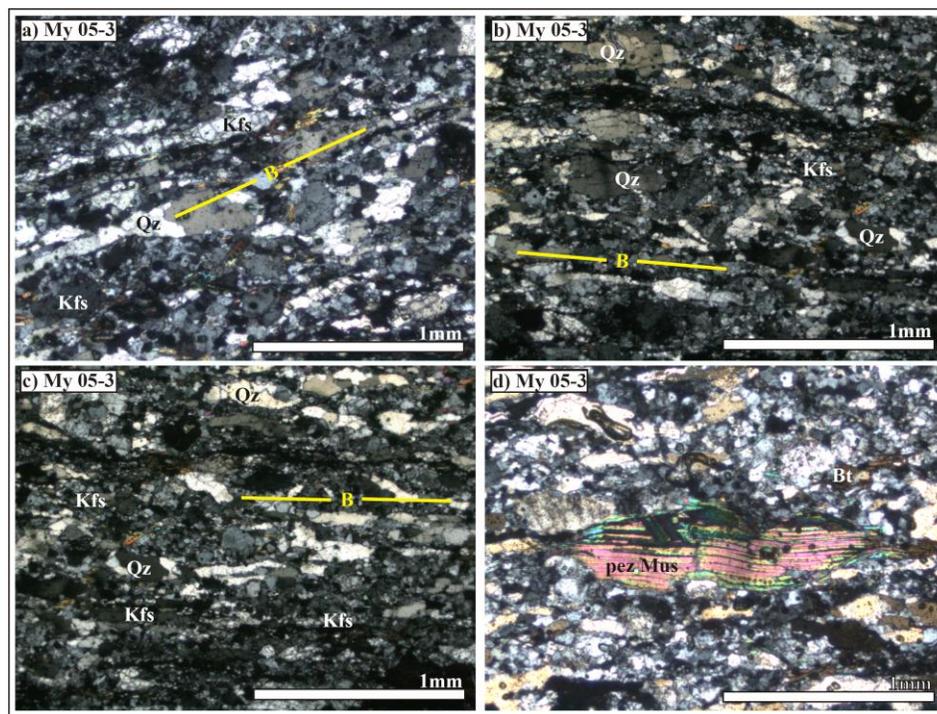


Figura 6.4. a) Bandas de cuarzo y de feldespato potásico en gneis bandeado “*striped gneises*”. b) Bandas y agregados monocristalinos de cuarzo con extinción ondulante, lamelas de deformación, recristalización por migración de borde de grano, nótese la presencia de *bulging*. c) Bandas de feldespato potásico, los cristales presentan contactos interlobulados, extinción ondulante y alto fracturamiento. d) “Pez” de mica muscovita. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Mus: muscovita, Bt: biotita, B: bandeamiento.

Se efectuaron tres experimentos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de calentamiento por pasos, donde se emplearon concentrados de biotita para la muestra MY-05-2 y de hornblenda y biotita para la muestra MY-05-3. Para la muestra MY-05-3, se obtuvo un espectro relativamente plano del que se calculó una edad meseta de 97.6 ± 0.3 Ma en hornblenda para tres fracciones con un 51% de ^{39}Ar liberado y con un MSWD de 0.92 (**Figura 6.5, Tabla 6.1**), que interpretamos como la edad de deformación dúctil en la región.

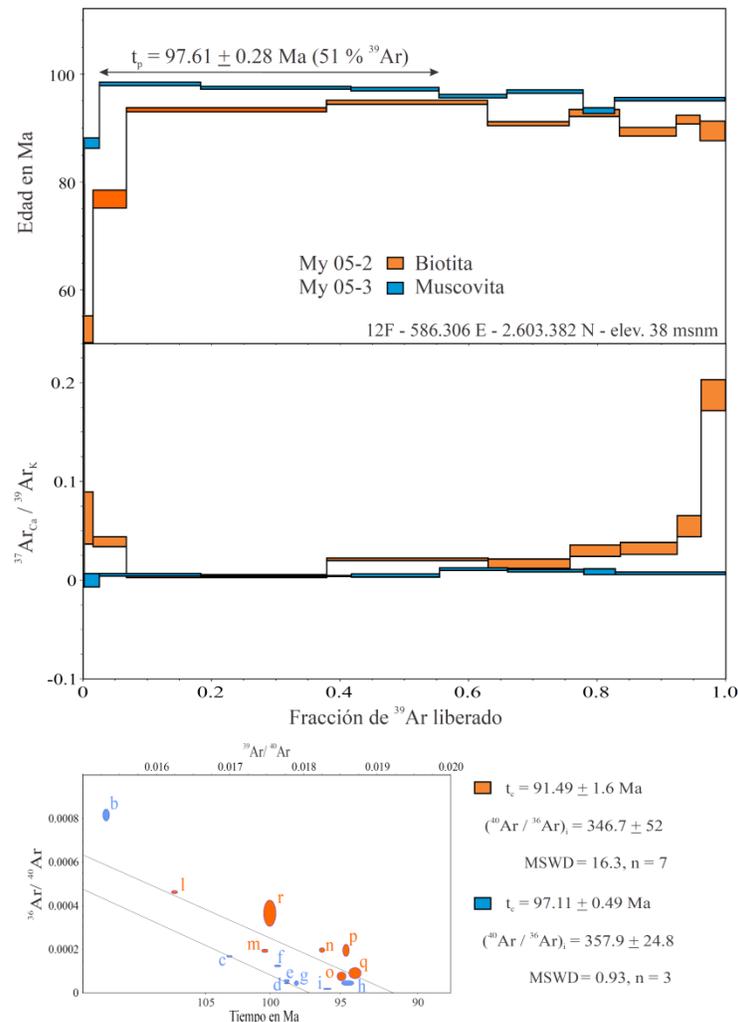


Figura 6.5. Espectro de edades y diagramas de correlación para los análisis isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de Bt de la muestra My-05-2 y de Mus de la muestra My-05-3.



Este evento no pudo ser establecido por medio de una edad meseta para la muestra MY-05-2, lo que sí se pudo obtener fue una edad isócrona de 91.49 ± 1.6 Ma en biotita, aceptable en el margen de error calculado y que interpretamos que marcaría condiciones de metamorfismo retrógrado, propias de las zonas de milonitización.

Tabla 6.1. Resultados experimentos ^{40}Ar - ^{39}Ar de calentamiento en pasos láser VG5400

Muestra	roca	localidad	min	x	y	t_i (Ma)	t_p (Ma)	% ^{39}Ar	MSWD / n	t_c (Ma)	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$	MSWD / n
MY 05-2	Milonita de gneis	Todos Santos	Bt	2603382	586306	91.13 ± 0.53	----	----	----	91.49 ± 1.6	346.7 ± 52	16.36 / 7
MY 05-3	Gneis milonítico	Todos Santos	Mus	2603382	586306	96.44 ± 0.52	97.61 ± 0.28	51	0.92 / 3	97.11 ± 0.5	357.9 ± 24	0.93 / 3
PLMCM-001	Esquistos	Mazatlán	Mus	2579524	355608	93.82 ± 0.55	93.95 ± 0.36	91.77	1.62 / 5	94.47 ± 0.61	273 ± 0.61	1.74 / 8
PLMCTS-003	Tonalita	Mazatlán	Hb	2601230	344105	81.50 ± 0.56	83.36 ± 0.57	85.54	1.0 / 5	80.14 ± 1.69	366 ± 73	3.44 / 12
	Tonalita	Mazatlán	Bt	2601230	344105	78.32 ± 0.37	81.78 ± 0.53	59.29	1.47 / 6	80.14 ± 1.69	366 ± 73	3.44 / 12

6.1.1.2 Sector Mazatlán, Sinaloa

Al noreste de la población de Mazatlán (Sinaloa), las unidades pre y sincrónicas a la deformación incluyen de manera general ortogneises, metapelitas y cuerpos intrusivos del Jurásico-Cretácico. Las secuencias presentan zonas de deformación discretas y el desarrollo de una foliación de rumbos NE a EW y echados de ángulo alto al NW (Henry y Fredrikson, 1987). En esta zona las unidades postdeformación incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcanogénicos y rocas sedimentarias principalmente del Cretácico-Terciario tardío [sic] (Henry y Fredrikson, 1987; Henry *et al.*, 2003) y volcánicas del Plio-Cuaternario (**Figura 6.6**).

6.1.1.2.1 Secuencias de ortogneises

De manera generalizada las secuencias de ortogneises corresponden a rocas de composición diorítica y granítica. Las unidades son holocristalinas, faneríticas de grano medio a grueso, mesocráticas a leucocráticas, con bandeamiento composicional centimétrico, dado por la

orientación preferencial de capas claras de cuarzo y feldespato, y oscuras de hornblenda y óxidos (Figura 6.7 a y b).

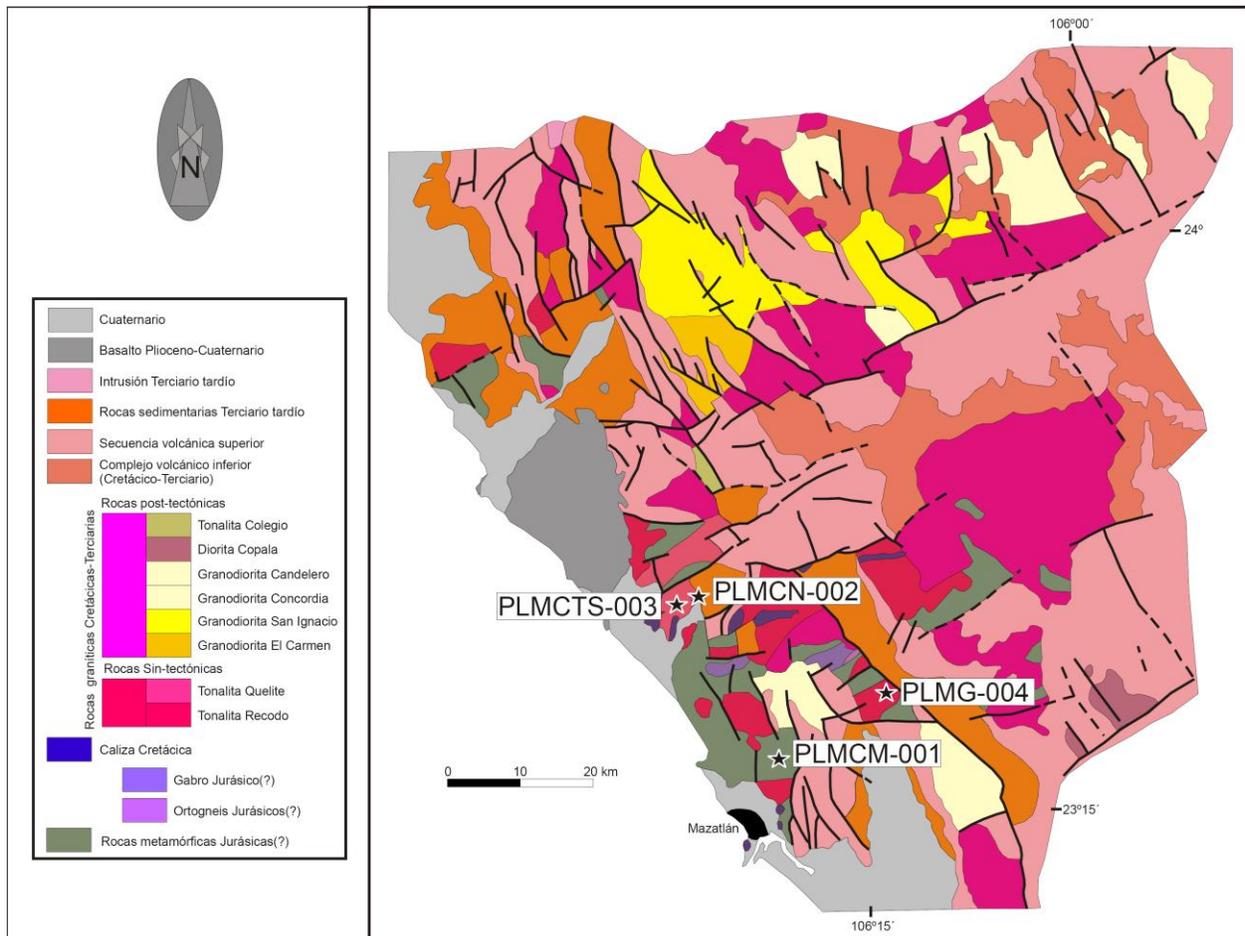


Figura 6.6. Mapa geológico estructural de la región de Mazatlán (Sinaloa). Estrellas negras localización de las muestras analizadas en este trabajo. Líneas negras: fallas geológicas. Modificado de Henry *et al.* (2003).

La composición mineralógica de los ortogneises (PLMCN-002) en términos generales comprende cuarzo (35-40%); ortoclasa (35%); plagioclasa (30%) que varía desde oligoclasa a andesina ($An_{20} - An_{40}$); hornblenda (25%) y minerales opacos. Texturalmente se caracterizan por presentar arreglos granoblásticos policristalinos compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico en los que es común observar en cuarzo por sectores estructuras en espuma (*foamstructure*), con cristales poligonales a interlobados (*interlobate*) formado

microlitones (*dominios Q*). También, se observan texturas nematoblásticas de hornblenda acentuada por óxidos que en conjunto establecen el bandeamiento de la unidad. Las rocas presentan recristalización dinámica extensiva y desarrollo de mirmequitas intersticiales a lo largo de las superficies de los cristales paralelas al bandeamiento (**Figura 6.8 y Anexo 3**).

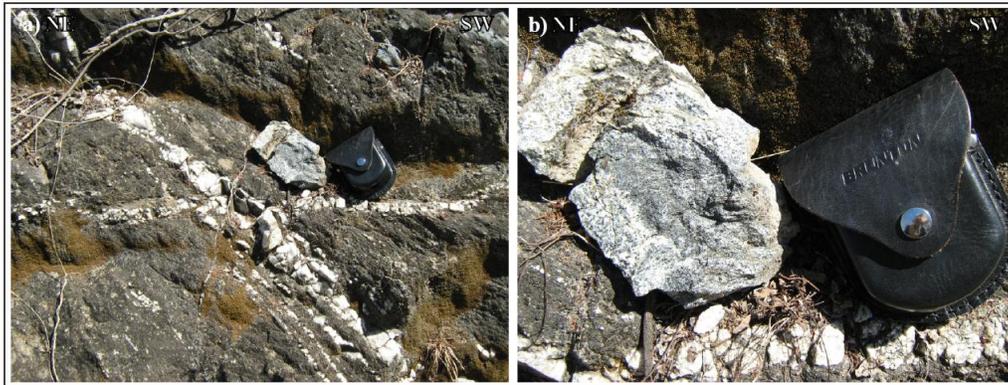


Figura 6.7. a) Secuencia de ortogneises. b) Detalle de roca de composición diorítica a granítica.

Para esta unidad se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.2 g. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 210 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color rosa. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con formas esencialmente prismáticas y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 4:2. La catodoluminiscencia permite establecer que los cristales presentan una zonación de tipo oscilatorio desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos. Para la muestra PLMCN-002, se realizaron 52 análisis puntuales en 42 cristales de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 24 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de $157.13^{+0.61}_{-1.17}$ Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 97.7% de confiabilidad, $n = 24$) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo. Algunos bordes externos en los cristales de zircón revelan edades casi concordantes a 110 Ma y 94 Ma, interpretadas como pérdida de plomo (**Figura 6.9, Tabla 6.2**).

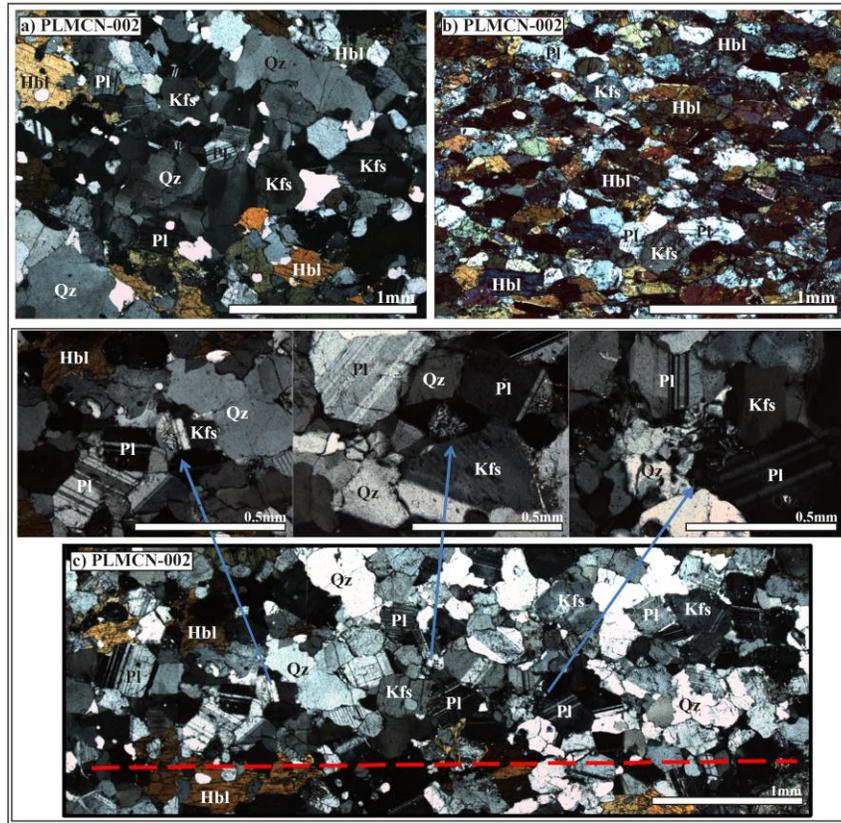


Figura 6.8. a) Texturas granoblásticas y recristalización estática textura en espuma (*foam structure*). b) Recristalización dinámica de feldespato y plagioclasa con contactos interlobulados a rectos y extinción ondulante. c) Mirmekitas a lo largo de las superficies de los cristales paralelas al bandeamiento composicional. Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Hbl: hornblenda.

Tabla 6.2. Resultados U/Pb por el método Ablación láser ICP Masas (LA-ICP-MS).

Muestra	roca	localidad	min	x	y	Edad promedio ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Ma)	Confiabilidad %	Grupo coherente	MSWD
PLMCN-002	Ortogneis	Mazatlán	Zr	2601973	364014	$157.13^{+0.61}_{-1.17}$	97.7	24	3.6
PLMCTS-003	Tonalita	Mazatlán	Zr	2601230	344105	$97.13^{+0.2}_{-1.5}$	95.0	27	3.2
PLMG-004	Tonalita	Mazatlán	Zr	2584931	372707	$98^{+1.0}_{-0.14}$	95.0	27	1.6
PLNCC-019	Porfido Monzonítico	Nazas	Zr	2789864	590124	$50^{+0.3}_{-0.3}$	95.7	25	1.7
PLFMI-014	Monzogranito porfírico	Zacatecas	Zr	2523329	733602	$68.7^{+0.5}_{-0.3}$	94.3	14	2.0
PLN-001	Granodiorita	Zacatecas	Zr	2520093	796107	$73.3^{+0.3}_{-0.3}$	95.7	25	3.7
PLMSP - 001	Pórfido Monzodiorítico	San Luis Potosí	Zr	2523329	733602	$62^{+0.6}_{-0.5}$	95.1	17	2.5
PLLPT - 001	Pórfido Monzodiorítico	Hidalgo	Zr	2523329	733602	60	----	----	5.8
PLMEI - 001	Granodiorita	Hidalgo	Zr	2520093	796107	$42^{+0.6}_{-0.9}$	97.9	16	4.4

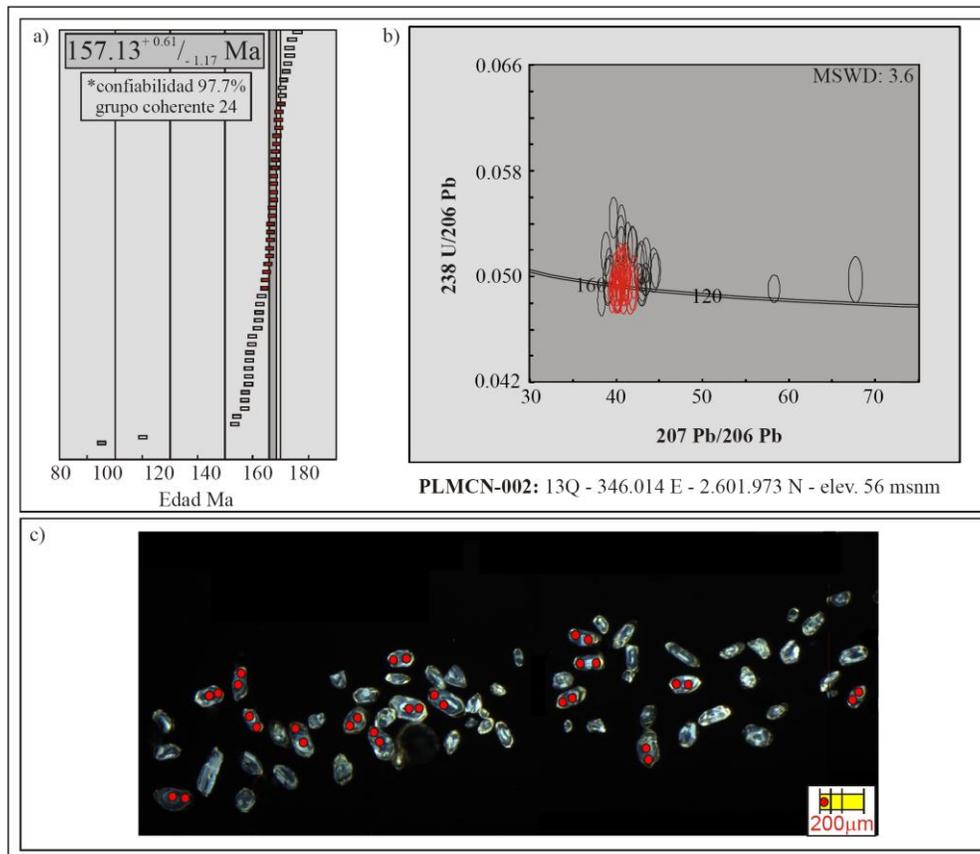


Figura 6.9. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMCN-002. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zirrones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

6.1.1.2.2 Secuencias metapelíticas

Las secuencias metapelíticas corresponden a una variación de rocas esquistosas a filíticas de color grisáceo, tacto sedoso, con lentes de cuarzo y cristales tabulares milimétricos de plagioclasa y biotita. El plegamiento isoclinal apretado de las capas sedimentarias (S_0) desarrolla una foliación (S_1) con un rumbo *ca.* NE a EW y buzamiento al NW y Norte con ángulos de inclinación intermedios (**Figuras 6.10**).

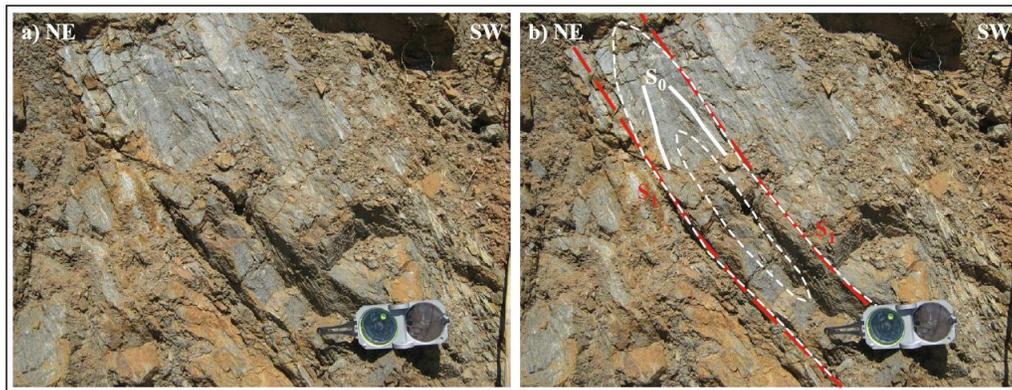


Figura 6.10. a) Secuencia metapelítica con plegamiento isoclinal apretado de las capas sedimentarias S_0 y desarrollo de foliación. b) Mismo afloramiento con interpretación.

La composición mineralógica de las secuencias metapelíticas (PLMCM-001) presenta una gran variabilidad en el tamaño y las formas de los granos que la constituyen, lo que puede deberse a una pobre selección en la fábrica sedimentaria o volcánica previa, o bien, puede indicar diferenciación metamórfica. Los minerales varían en composición desde agregados muy abundantes de cuarzo, plagioclasa, feldespato, muscovita, biotita, andalucita (5-10%) y sillimanita a agregados menores de epidota, estaurrolita, granate, óxidos y materia orgánica. La orientación preferencial de los minerales en texturas idioblásticas de micas y estaurrolita acentuada por capas de materia orgánica y óxidos, establecen la foliación esquistosa (S_1) de la unidad. Basados en la clasificación de las características morfológicas de la foliaciones de Passchier y Trouw (1996), la foliación (S_1) se presenta espaciada con dominios de clivaje en forma suave y en porcentaje de volumen de hasta un 30%, anastomosada y gradacional en relación con las microtexturas granoblásticas generadas por microlitos de cuarzo, plagioclasa y feldespato (**Figura 6.11 y Anexo 3**).

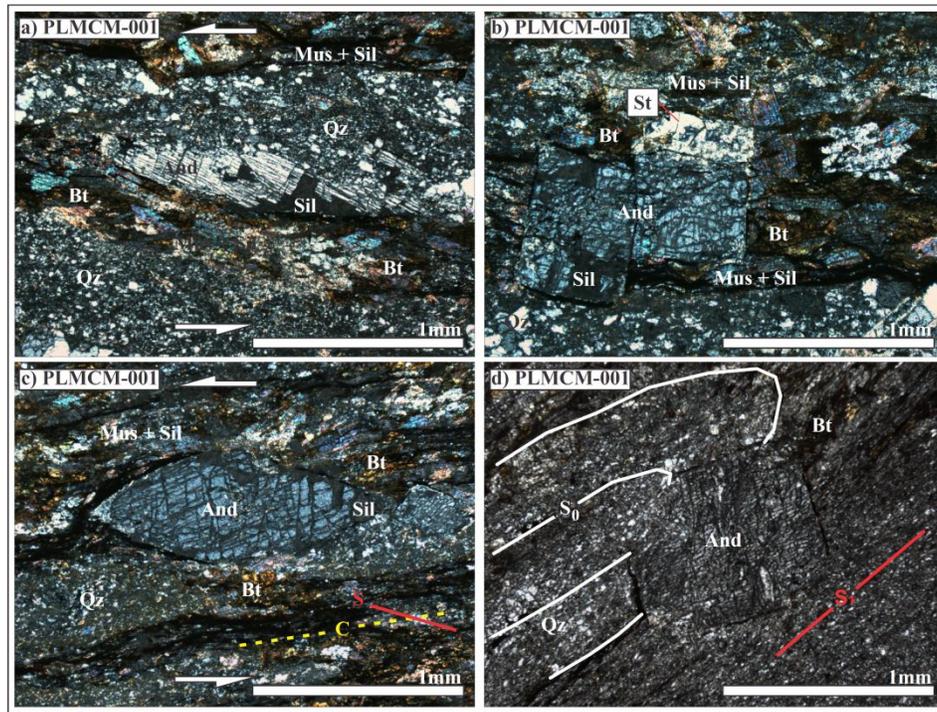


Figura 6.11. Profiroblastos xenoblásticos a subidioblásticos de andalucita alterados a sillimanita (a) y en paragénesis mineral con estaurolita + sillimanita + mica + cuarzo (b). Porfidoblasto de andalucita con crecimiento sincrónico a la deformación (c) y postdeformación (d). And: andalucita, Bt: biotita, Sill: sillimanita, Mus: muscovita, Qz: cuarzo, St: estaurolita, S_0 : estratificación, foliación $S-C$: arreglos foliación–cizalla. Las flechas indican el sentido de la cizalla.

Se efectuó un experimento $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de calentamiento por pasos, donde se emplearon concentrados de muscovita de la muestra PLMCM-001. Se obtuvo un espectro relativamente plano del que se calculó una edad meseta de 93.95 ± 0.36 Ma en muscovita para cinco fracciones con un 91.77% de ^{39}Ar liberado y con un MSWD de 1.62 (Figura 6.12, Tabla 6.1), que interpretamos como la edad de deformación dúctil en la región.

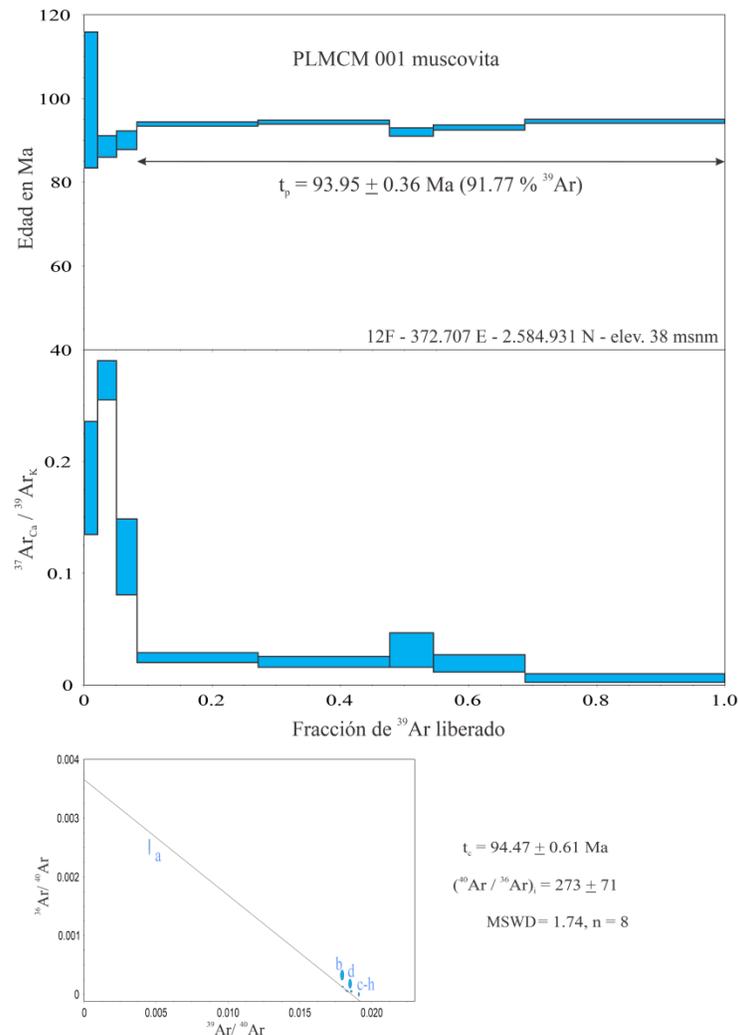


Figura 6.12. Espectro de edad y diagrama de correlación para el análisis isotópico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de muscovita de la muestra PLMCM-001.

6.1.1.2.3 Cuerpos ígneos sincrónicos a la deformación

Las Tonalitas El Recodo (PLMG-004) y Quelite (PLMCTS-003) fueron propuestas por Henry *et al.* (2003) como cuerpos sintectónicos. Durante el trabajo de campo se observó el paso gradual de la zona muy poco deformada de la muestra PLMG-004 a la zona deformada de la muestra PLMCTS-003, indicando que estas dos rocas representan el núcleo y el borde de un mismo cuerpo intrusivo sincrónico a la deformación, que comparte la deformación registrada por el basamento (ortogneis y metapelitas).



6.1.1.2.3.1 Tonalita El Recodo

Macroscópicamente corresponde a una roca ígnea, holocristalina fanerítica de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y hornblenda.

La roca petrográficamente corresponde a una tonalita de biotita con hornblenda (PLMG-004, Anexo 1), holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, de tamaño de grano medio a fino y compuesta mineralógicamente por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{40} - An_{20}$ (40-50%), cuarzo (20-35%) y feldespato potásico (3-5%); los accesorios mayores son biotita (10-15%), hornblenda (5-10%) y cordierita (5-15%); los accesorios menores (3%) son epidota y opacos; y los traça son apatito, zircón y granate. Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, clorita, caolín, epidota y leucoxeno. Las texturas primarias identificadas en la unidad que relacionan el enfriamiento y cristalización del magma (Castro, 1989; Shelley, 1993; MacKenzie *et al.*, 1997) son la granítica, poiquilítica y *consertal*; además de la presencia de feldespato potásico y plagioclasa que indican una cristalización *subsolvus*. La unidad registra dos orientaciones preferenciales en la forma de los cristales, que están relacionadas a foliaciones de tipo magmático (Miller y Paterson 1994; Tommasi *et al.*, 1994) y las que son definidas por la orientación preferencial de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda (**Figura 6.13 y Anexo 3**).

De igual manera, se identifican en la unidad texturas primarias debidas a mezcla e hibridación de magmas (Hibbard, 1996; Baxter y Feely, 2002; Perugini *et al.*, 2003) estas integran la inclusión de cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda en texturas poiquilíticas en feldespato potásico y cuarzo. Texturas antirapakivi, generadas por cristales de feldespato potásico que nuclean y crecen en continuidad óptica alrededor de cristales preexistentes de plagioclasa. *Clots* máficos, de aglomerados cristalinos de biotita y hornblenda en algunos casos con minerales opacos y minerales del grupo de la epidota. Porfirogranos de fenocristales de plagioclasa incluidos en los enclaves microgranulares máficos, los cuales no sobrepasan el tamaño de grano grueso y en ocasiones se presentan como una textura *ocelar*.

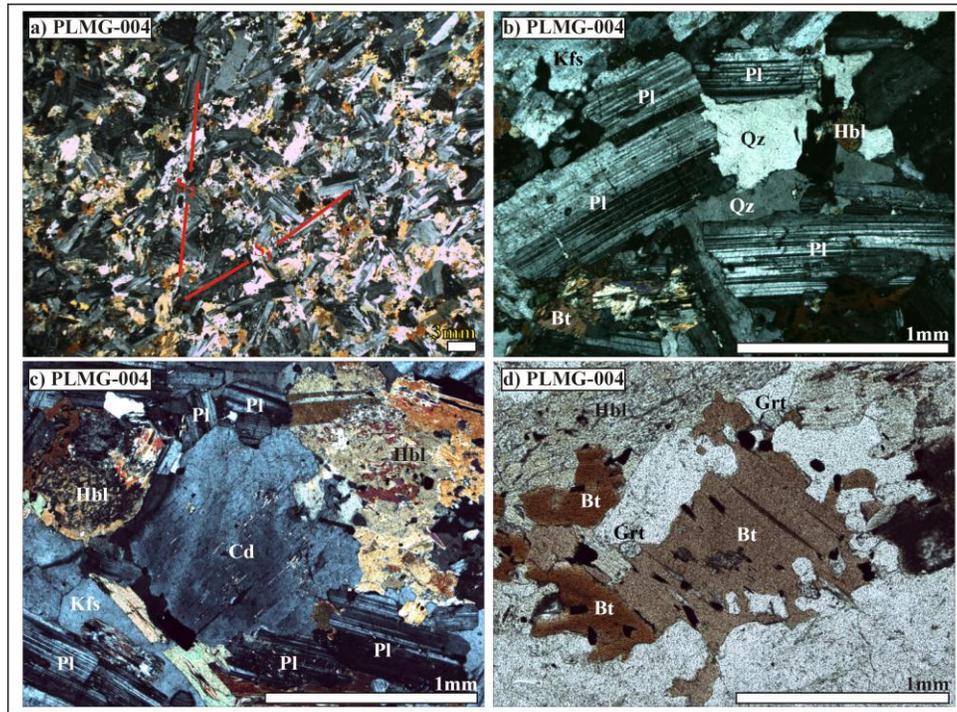


Figura 6.13. a) Foliaciones de tipo magmático definidas por la orientación preferencial de plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda. b) Agregados cristalinos de cuarzo, feldespato, mica y plagioclasa con maclas tipo albita, Carlsbad y periclina. c) Cordierita, en cristales subhedrales pseudo-hexagonales alterados a pinnita. d) *Clusters* de biotita. S_1 y S_2 : Foliaciones, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Cd: cordierita; Bt: biotita, Hbl: hornblenda, Grt: granate.

Para la muestra PLMG-004 se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.5 g. Los zircones separados presentan un tamaño variable de 20 hasta 210 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 5:2. La catodoluminiscencia permite determinar algunos patrones complejos y una zonación de tipo oscilatorio en los cristales desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos. De la muestra PLMG-004 se realizaron 39 análisis puntuales en 30 granos de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 27 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de de $98^{+1.0}_{-0.4}$ Ma

(promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% confiabilidad, $n=27$) interpretada como la edad de cristalización en el núcleo del cuerpo intrusivo (**Figura 6.14, Tabla 6.2**).

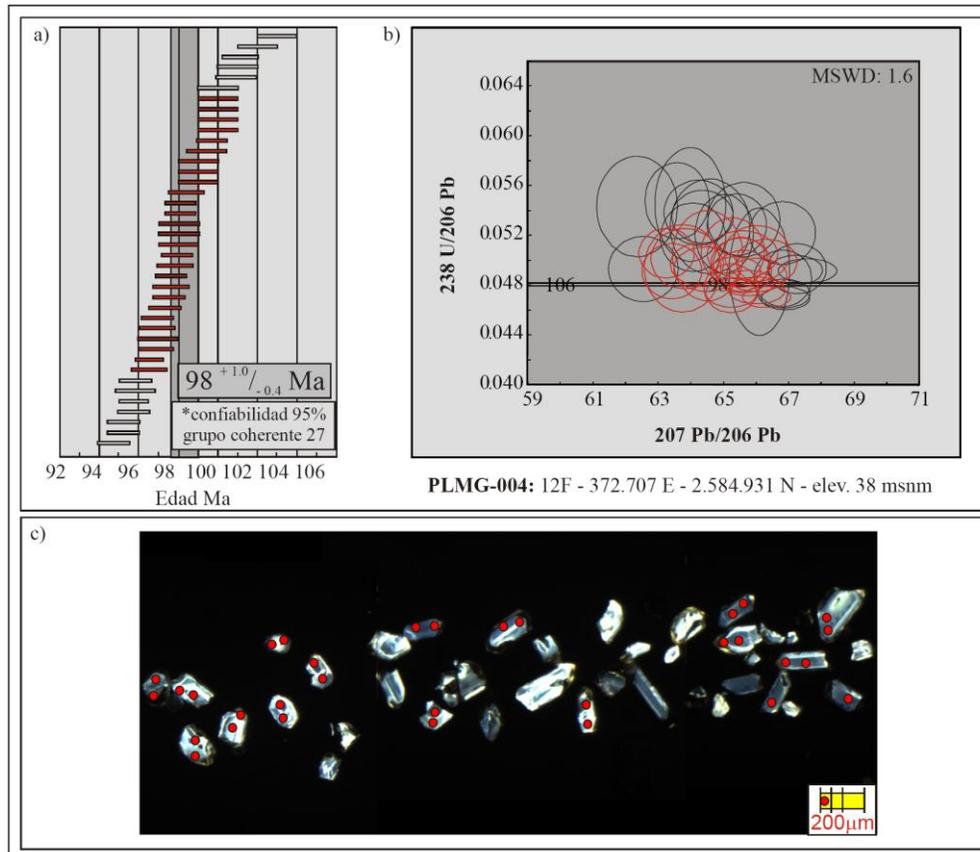


Figura 6.14. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMG-004, en rocas obtenidas en el núcleo de la unidad. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia los patrones complejos y la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

6.1.1.2.3.2 Tonalita Quelite

Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea, holocristalina, fanerítica, de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y hornblenda, con bandeamiento composicional acentuado por la orientación preferencial de los minerales félsicos y máficos (**Figura 6.15**). En el análisis petrográfico se tuvieron en cuenta las características mineralógicas y texturales de las

muestras a escala de sección delgada; destacando que esta unidad registra una alta deformación que no permite establecer una ponderación mineralógica adecuada, aunque sí se debe destacar que la roca presenta una composición mineralógica similar a las muestras de la Tonalita El Recodo.

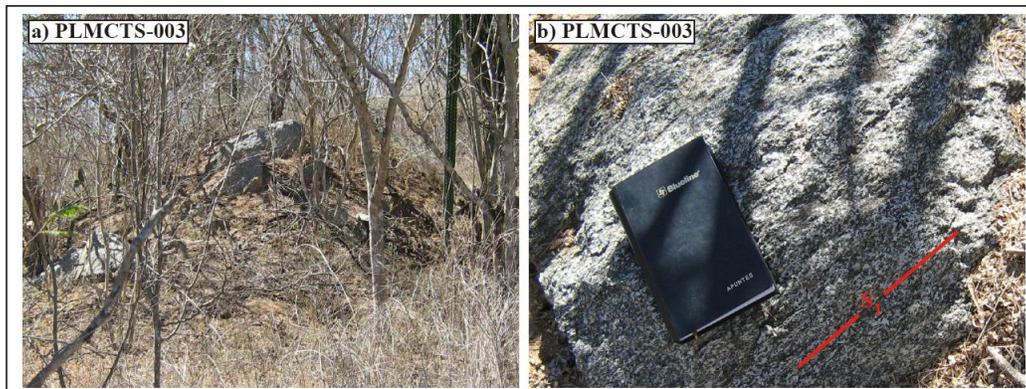


Figura 6.15. a) Afloramiento de la Tonalita Quelite en la región de Mazatlán (Sinaloa). **b)** Cuerpo ígneo tonalítico con orientación preferencial de minerales que desarrolla una foliación S_1 en la unidad.

Las características ígneas que aún se pueden identificar permiten clasificar a la unidad como una tonalita de biotita con hornblenda (PLMCTS-003, Anexo 1), holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular, de tamaño de grano medio a fino y compuesta mineralógicamente por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{40}-An_{20}$ (45-55%), cuarzo (30-35%) y feldespato potásico (3-5%); los accesorios mayores son biotita (15%), hornblenda (8%) y cordierita (15%); los accesorios menores (2 %) son epidota y opacos; y los traza son apatito y zircón. Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, clorita, caolín, epidota y leucoxeno. Se destacan texturas granoblásticas constituidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, nematoblásticas de hornblenda e idioblásticas de biotita. El cuerpo ígneo agrupa texturas originadas por deformación *sub-solidus* y por deformación de estado sólido. La reducción en el tamaño de grano y la deformación cristal plástica de los minerales, junto con los aspectos texturales de la unidad, sugieren que las bandas milimétricas a centimétricas de deformación que generan el bandeamiento composicional de la unidad corresponde al agrupamiento de estructuras S-C. (**Figura 6.16 y Anexo 3**).

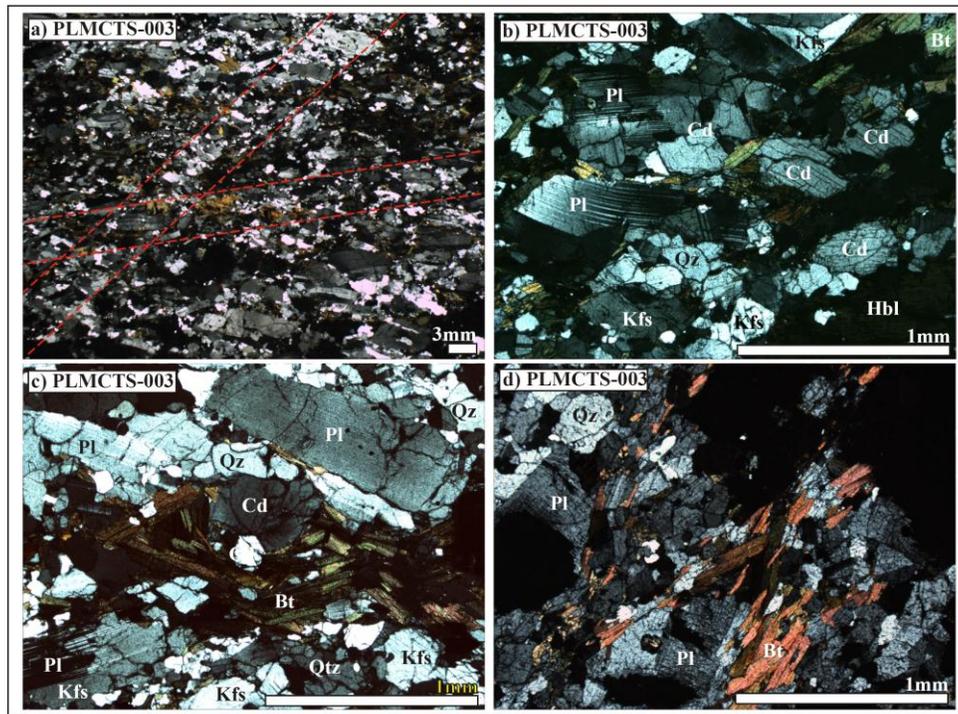


Figura 6.16. a) Bandas milimétricas a centimétricas de deformación. b) Porfidoblastos de plagioclasa con maclas combadas y dobladas. c) Cordierita con relaciones de crecimiento predeformación. d) Biotita en arreglos en texturas decusadas. Cd: cordierita, Hbl: hornblenda, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Bt: biotita.

Para la muestra PLMCTS-003 se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.5 g. Los zircones separados presentan un tamaño variable de 20 hasta 210 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 5:2. La catodoluminiscencia permite determinar algunos patrones complejos y una zonación de tipo oscilatorio en los cristales desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos. De la muestra PLMCTS-003 se realizaron 45 análisis puntuales en 35 cristales la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 27 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de $97^{+0.2}_{-1.5}$ Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% confiabilidad, $n=27$) interpretada como la edad de cristalización en el borde del cuerpo intrusivo (**Figura 6.17, Tabla 6.2**).

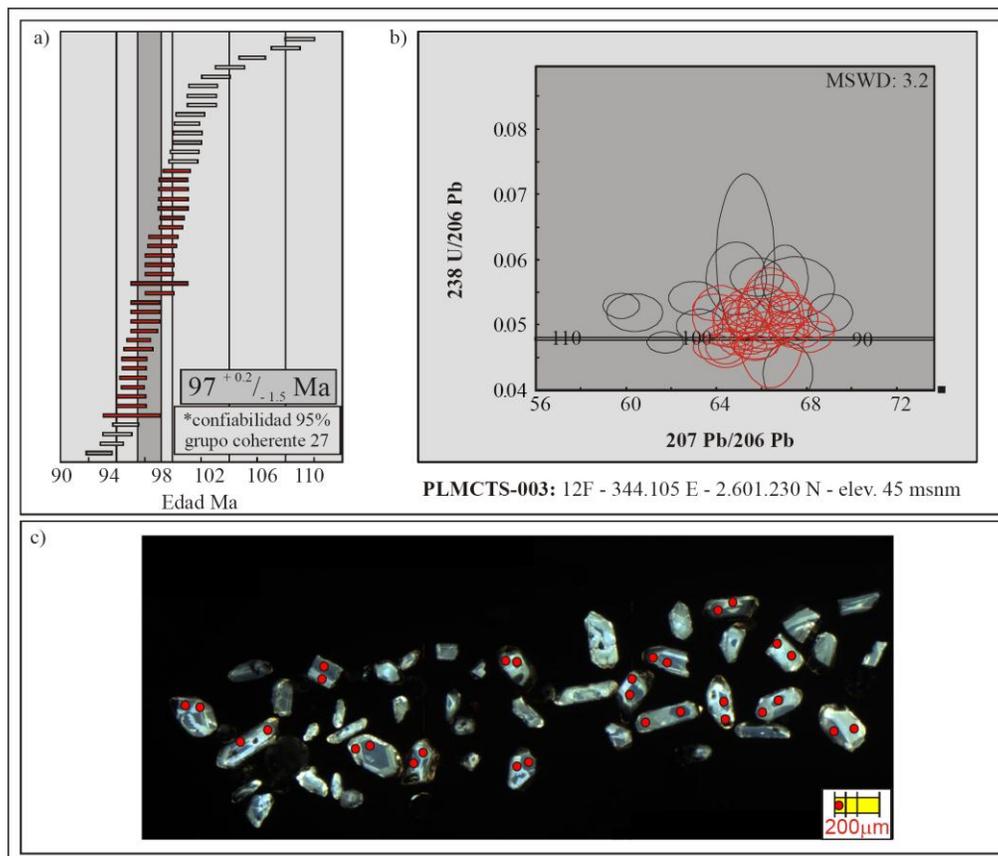


Figura 6.17. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMCTS-003, en rocas obtenidas en el borde de la unidad. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia los patrones complejos y la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

Se efectuaron dos experimentos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de calentamiento por pasos, para determinar la edad de enfriamiento del cuerpo ígneo, donde se emplearon concentrados de hornblenda y biotita. Se obtuvo un espectro relativamente plano del que se calculó una edad meseta de 83.36 ± 0.57 Ma en hornblenda para cinco fracciones con un 85.54 % de ^{39}Ar liberado y con un *MSWD* de 1.0 y, de igual manera, se obtuvo un espectro relativamente plano del que se calculó una edad meseta de 81.78 ± 0.53 Ma en biotita para seis fracciones con un 59.29 % de ^{39}Ar liberado y con un *MSWD* de 1.47 (**Figuras 6.18, Tabla 6.1**) que en conjunto son interpretadas como edades de enfriamiento de estos minerales primarios (de origen magmático). La edad de enfriamiento de la biotita se interpreta como posterior a la deformación, o bien, muy cercana al final de ella. Lo

anterior en consideración de que los rasgos texturales descritos (*e. g.*, maclas de plagioclasa dobladas) indican que dicha deformación ocurrió a temperaturas superiores al cierre del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la biotita.

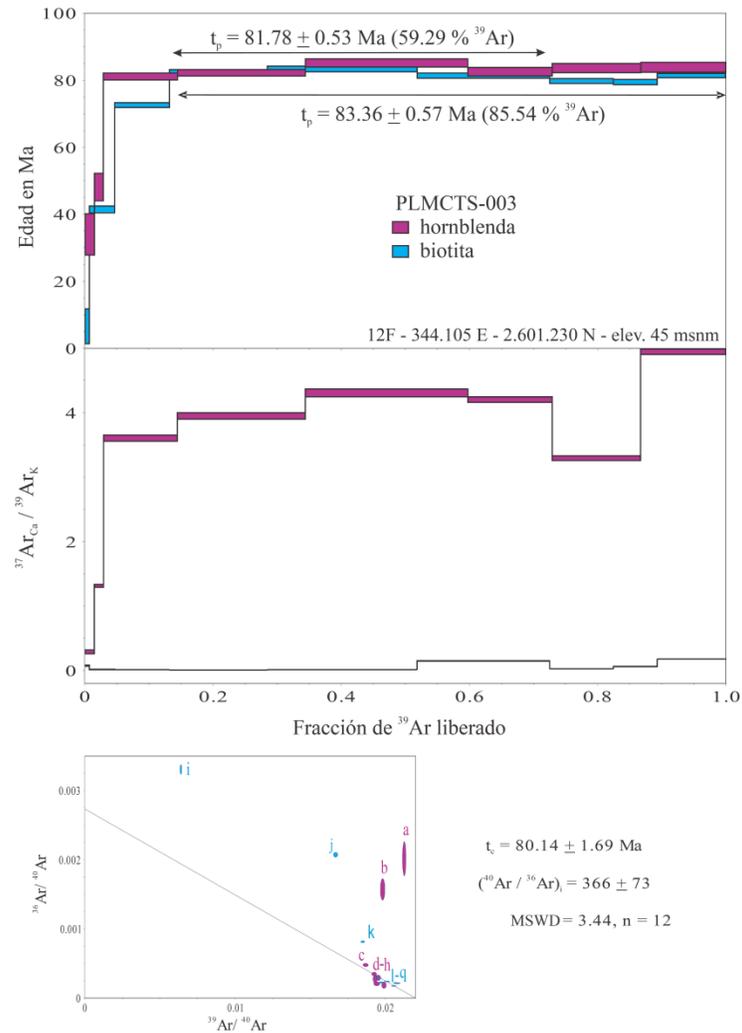


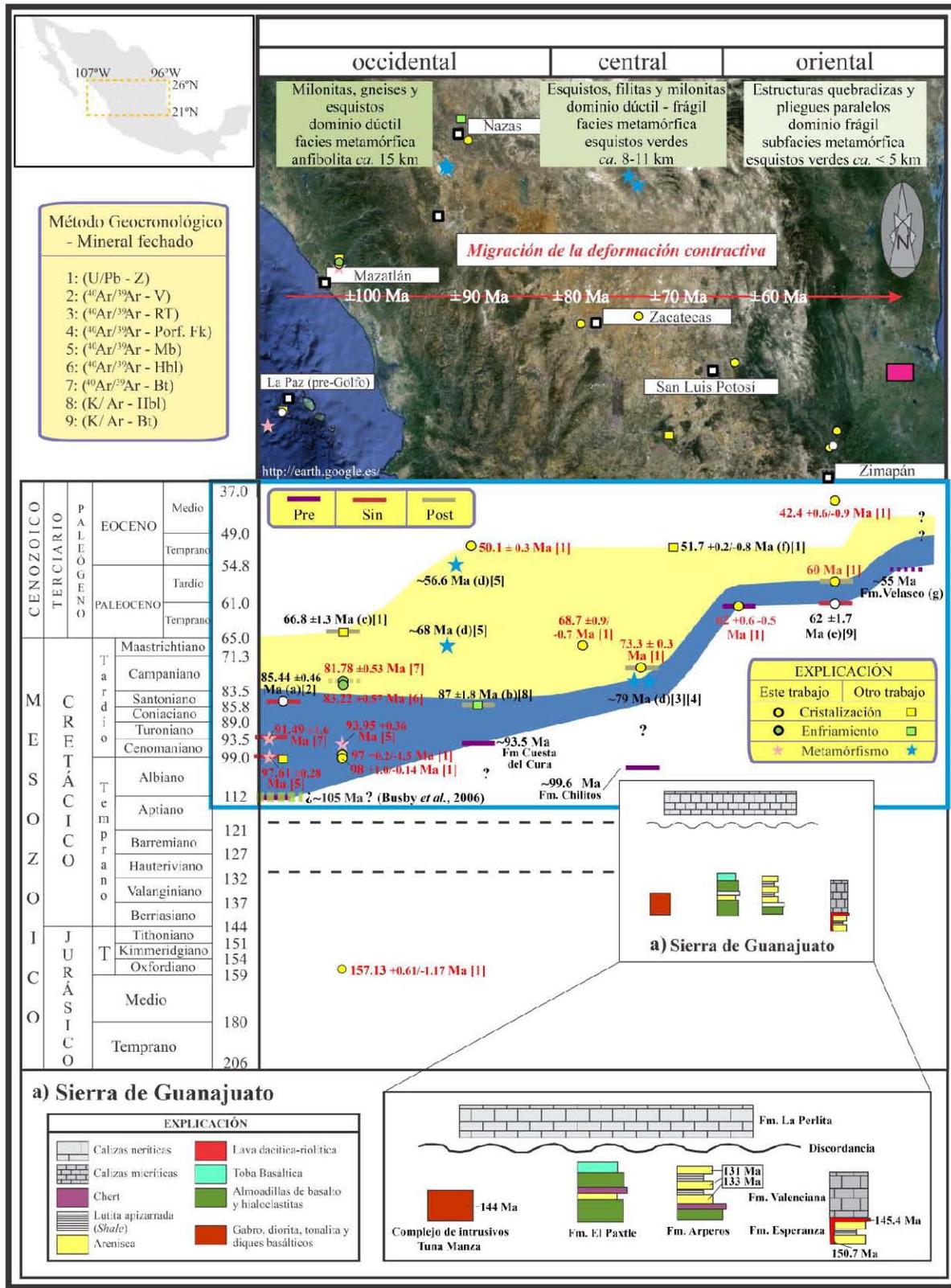
Figura 6.18. Espectro de edades y diagramas de correlación para los análisis isotópicos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda y biotita de la muestra PLMCTS-003.



6.1.1.1.3 Interpretación de las edades isotópicas y niveles estructurales de la deformación de la región occidental

La edad mínima para el inicio de la deformación por acortamiento para la zona noroccidental de México es sugerida, por algunos autores, como el final de la colisión de arcos volcánicos en la margen pacífica ocurrida entre 115 y 108 Ma (Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.*, 2002) y, por otros, como el cierre de las cuencas antearco adyacentes al continente a 105 Ma (Busby *et al.*, 2006). Para la región occidental, en este trabajo no se obtuvieron datos que permitan establecer el inicio de la deformación, por lo que asumimos un rango cercano al propuesto por Busby *et al.* (2006). La deformación por acortamiento en esta región es progresiva y está evidenciada por los datos obtenidos en las milonitas, gneises, esquistos, cuerpos ígneos sincrónicos a la deformación y pseudotaquilitas aflorantes en la zona. Las rocas más antiguas en esta región corresponden a ortogneis del Jurásico, que afloran cerca de Mazatlán, Sinaloa, cuyo protolito cristalizó a *ca.* 157 Ma (muestra PLMCN-002, **Figura 6.9, Tabla 6.2**). Se sugiere que esa roca fue deformada y metamorfizada a “*gneis bandeado*” en el lapso entre la edad de cristalización del ortogneis y *ca.* 94 Ma, que es la edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida en concentrados de muscovita, de las secuencias metapelíticas que alojan al ortogneis. La interpretación de la edad de *ca.* 94 Ma es que indica la edad de metamorfismo, o de enfriamiento a *ca.* 400 °C (**Figura 6.12, Tabla 6.1**). Se propone que la deformación fue sincrónica al emplazamiento de cuerpos ígneos, que tienen edades de cristalización *ca.* 98 Ma y a la formación de milonitas al noreste de la población de Todos Santos (**Figura 6.5, Tabla 6.1**) de las que se obtuvo una edad meseta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 97.6 ± 0.3 Ma.

En los cuerpos intrusivos sincrónicos a la deformación, la imbricación magmática de los minerales y los arreglos de foliación *S-C*, presentan una misma orientación y sentido de cizalla, lo cual sugiere evidencias de deformación continua desde el estado magmático al estado sólido (Blumenfeld, 1983; Blumenfeld y Bouchez, 1988; Miller y Paterson, 1994). El desarrollo de mirmequitas a lo largo de las superficies del cristal, paralelas al bandeamiento e identificadas en las unidades de “*gneises bandeados*”, junto a la mineralogía de los cristales neoformados en metapelitas con arreglos paragenéticos de andalucita + sillimanita + estauroлита + granate, indica temperaturas mayores a 500-600 °C (Simpson, 1985; Simpson y Wintsch, 1989) (**Figura 6.19**).





Esas temperaturas permitirían la cristalización de los cuerpos ígneos observados, dado que son compatibles con las obtenidas para magmas graníticos hidratados bajo presiones mayores a 300 MPa. (Phillipotts, 1990, Tommasi *et al.*, 1994). El metamorfismo es prógrado a través de la transición estaurolita-andalucita-sillimanita y puede ser claramente identificado por la presencia de porfidoblastos de estaurolita con pequeños sobrecrecimientos de andalucita y sillimanita. La descomposición de la estaurolita en las rocas pelíticas, en muchas áreas ha sido reportada dentro del campo de estabilidad de la sillimanita (Winkler, 1978; págs. 230 a 233). En las rocas de Mazatlán, Sinaloa, dicha descomposición es sugerida por la presencia de estaurolita con bordes corroídos, dentro de los porfidoblastos de andalucita y biotita. Esto sugiere las condiciones prógradas máximas de temperatura experimentadas por esas rocas durante el evento. Las paragénesis estables durante la fase prógrada de metamorfismo registradas en las metapelitas en la región occidental son: cuarzo + mica blanca + biotita + granate; cuarzo + mica blanca + biotita; estaurolita + mica blanca + biotita; cuarzo + mica blanca + plagioclasa; estaurolita + andalucita + biotita y estaurolita + andalucita + sillimanita.

Figura 6.19. Localización del área de estudio. En la parte superior se indica la litología representativa de los niveles estructurales, interpretada para cada región (recuadros en verde), la flecha roja muestra la edad aproximada para el inicio de la deformación en cada región. Se indica la ubicación de los lugares empleados para los fechamientos en este trabajo. El recuadro pequeño color púrpura, indica la ubicación de las rocas más jóvenes reportadas con deformación por acortamiento. En la explicación se indica las edades tomadas de la literatura y las obtenidas durante esta investigación. El recuadro morado claro representa el área de deformación contractiva más joven reportado en la literatura por (Fitz-Díaz, 2010, Ortega-Flores, 2011). En la parte inferior, se puede observar los límites pre, sin y post para la deformación contractiva asociada con la orogenia Larámide para cada región en el centro de México. La deformación en este transecto varía en edad haciéndose progresivamente más joven hacia el oriente. Datos de este trabajo en *letras rojas*. Datos de la literatura en *letras negras*. (a) Nieto-Samaniego *et al.*, 2005b. (b) Aguirre-Díaz y McDowell (1991). (c) Henry y Fredrikson (1987) y Henry *et al.* (2003). (d) Iriondo *et al.* (2003, 2004). (e) Gray *et al.* (2001). (f) Botero-Santa *et al.* (2010), (g) Fitz-Díaz (2010) y Ortega-Flores (2011). *Área en azul*: orogenia Larámide. *Área en amarillo*: Transición de la orogenia Larámide al régimen extensional (*no discutido en este trabajo*). Números dentro de corchetes indican método geocronológico y mineral fechado. **a)** Evento deformativo posterior a *ca.* 131 Ma y anterior a *ca.* 120 Ma. Tomado de Martini *et al.* (2010b).



Presiones confinantes bajas < 375 MPa, son deducidas por la presencia de porfidoblastos de andalucita (Holdaway y Mukbopathyay, 1993; Tommasi *et al.*, 1994) generados durante el proceso metamórfico, lo cual sugiere niveles corticales entre 10 y 15 km de profundidad para el emplazamiento de los intrusivos. Se infiere que las condiciones de deformación son compatibles con el dominio dúctil de la parte baja de la facies de anfibolita, de las series de metamorfismo regional de temperatura alta y presión baja tipo *Buchan*. La deformación y metamorfismo son posdatados por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades de cristalización U/Pb de *ca.* 66 Ma, reportadas por Henry y Fredrikson (1987).

6.1.2 Región central

6.1.2.1 Sector Nazas, Durango

En las inmediaciones de la población de Nazas, las unidades pre y sincrónicas a la deformación incluyen, de manera general, rocas sedimentarias y cuerpos ígneos efusivos e intrusivos del Cretácico. Las secuencias presentan esencialmente plegamiento y cabalgamiento en amplias zonas de deformación con orientaciones NW-NE (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991). En esa zona, las unidades postdeformación incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcanogénicos y rocas sedimentarias, principalmente del Cretácico-Terciario tardío [sic] (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991) (**Figura 6.20**).

6.1.2.1.1 Cerro de La Cruz, Nazas, Durango

Al sureste de la población de Nazas (Durango), adyacente al Cerro de La Cruz, afloran cuerpos ígneos no deformados de composición monzonítica, que intrusionan estratos de areniscas y lutitas apizarradas, plegados y afectados por fallas inversas de bajo ángulo de la Formación Indidura-Caracol (Turoniano-Santoniano; De La Vega, 1963). Macroscópicamente, corresponden a rocas ígneas subvolcánicas porfídicas, hipocristalinas, inequigranulares con cristales de grano fino a medio en una matriz afanítica, leucocráticas, formadas por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita parda y hornblenda.

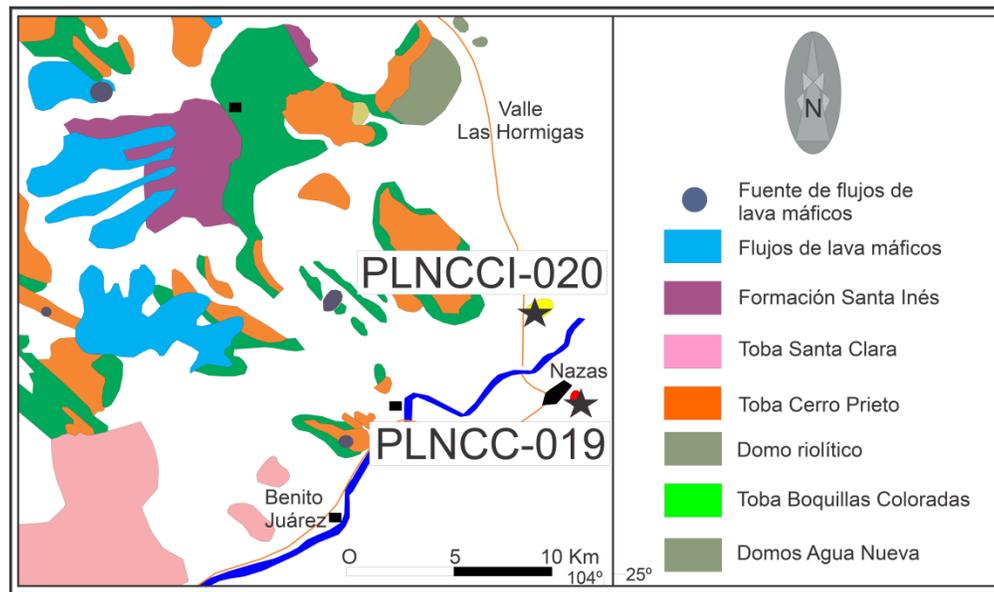


Figura 6.20. Mapa geológico de la región de Nazas, Durango. Estrellas negras localización de las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Aguirre-Díaz y McDowell (1991).

La roca petrográficamente corresponde a un cuerpo subvolcánico de composición monzonítica (PLNCC-019, Anexo 1), texturalmente porfídico de grano fino a medio y matriz afanítica hipocristalina desvitrificada a carbonatos y clorita, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática y compuesta por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{40}-An_{20}$ (30-35%), feldespato (20-25%) y cuarzo (2%); los accesorios mayores son biotita (10-15%) y hornblenda (5-10%). Entre los minerales secundarios se encuentran carbonatos, sericita y clorita (**Figura 6.21 y Anexo 3**).

Para la muestra se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1,5 g. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 250 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales varía desde subdral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 5:2. La catodoluminiscencia permite establecer algunos patrones complejos y una zonación de tipo oscilatorio en los cristales desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos. Se realizaron 35 análisis puntuales en 30 granos de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 25 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo

una edad media ponderada de 50.1 ± 3 Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95.7% confiabilidad, $n=25$) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo (**Figura 6.22, Tabla 6.2**).

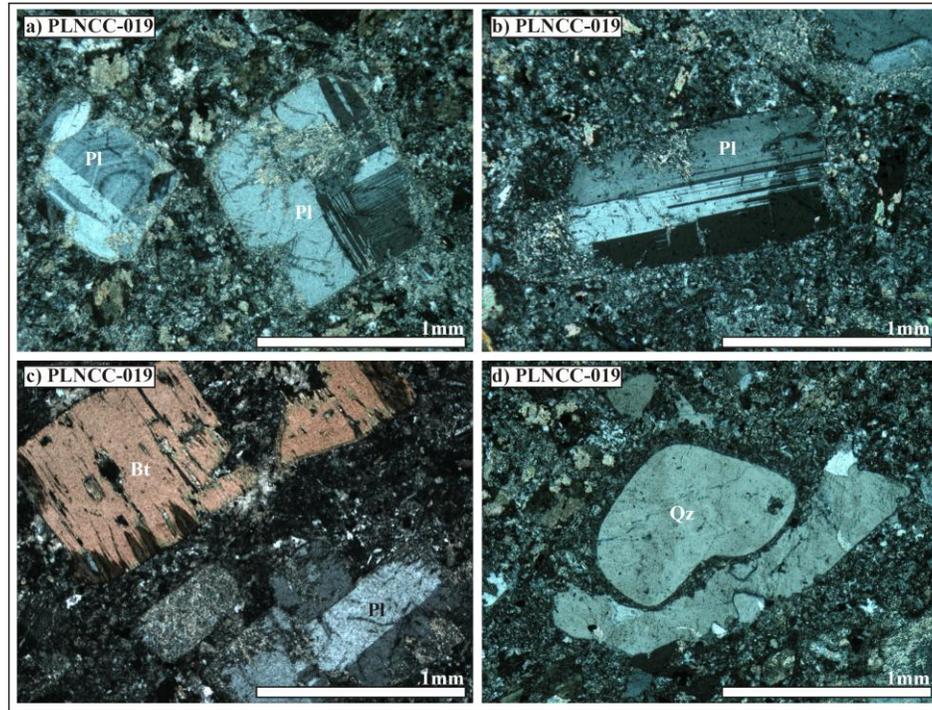


Figura 6.21. Cuerpo porfidico subvolcánico de composición monzonítica. **a)**, **b)** y **c)** Plagioclasa zonada y con maclas de la periclina, albita – Carlsbad y Carlsbad en matriz afanítica criptocristalina alterada a carbonatos y clorita. **d)** Cuarzo hexagonal característico de rocas subvolcánicas. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Bt: biotita.

6.1.2.1.2 Cerro El Centinela, Nazas, Durango

Al noroeste de la población de Nazas (Durango) adyacente al Cerro El Centinela, afloran cuerpos ígneos no deformados de composición diorítica, que intrusionan calizas y lutitas apizarradas plegadas y afectadas por fallas inversas de bajo ángulo que corresponden a la Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano; De La Vega, 1963). Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea, holocristalina fanerítica de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, melanocrática, formada por cristales de plagioclasa, piroxeno y biotita.

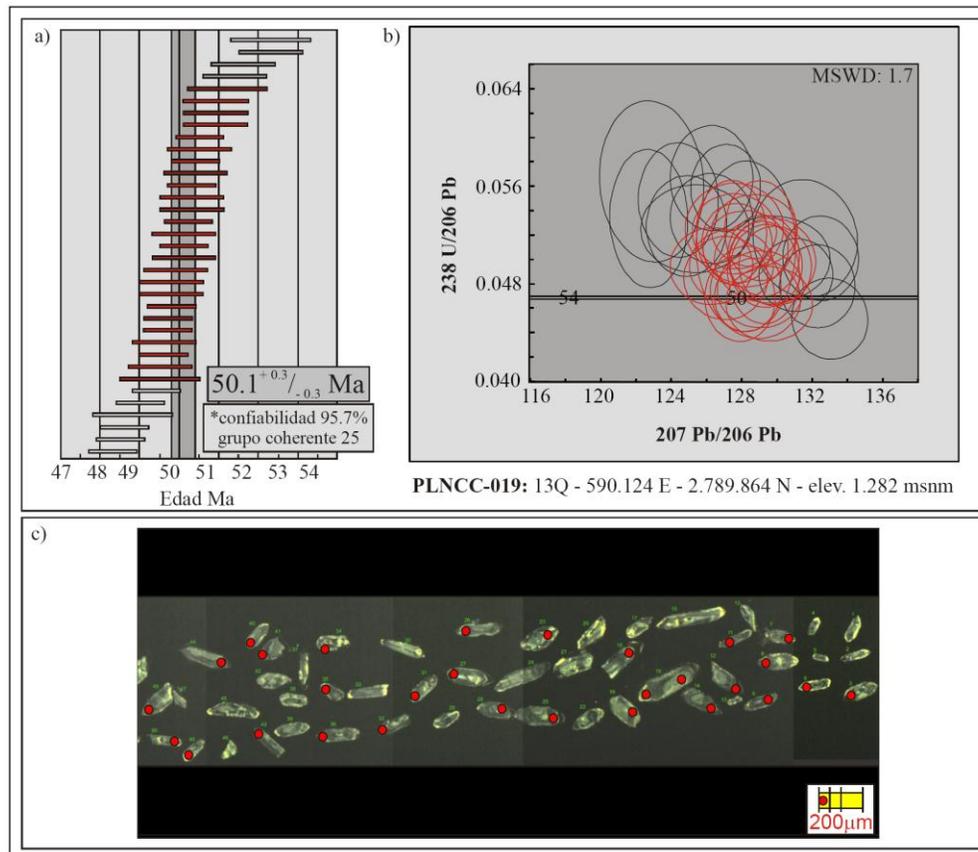


Figura 6.22. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLNCC-019. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia patrones complejos y una zonación de tipo oscilatorio de los zirrones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

La roca petrográficamente corresponde a una diorita (PLNCCI-020, Anexo 1), holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, de tamaño de grano medio a fino y compuesta por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición An_{50} – An_{80} (54-58%), augita (25-30%) y cuarzo (2%), el mineral accesorio mayor es la biotita (5-10%); los accesorios menores (3%) son opacos y la epidota; y el mineral traza es el apatito. Entre los minerales secundarios se encuentra clorita y leucoxeno. La unidad, presenta texturas primarias que relacionan el enfriamiento y cristalización del magma (Castro, 1989; Shelley, 1993; MacKenzie *et al.*, 1997) tales como granítica, poiquilitica y ofítica (**Figura 6.23** y **Anexo 3**).

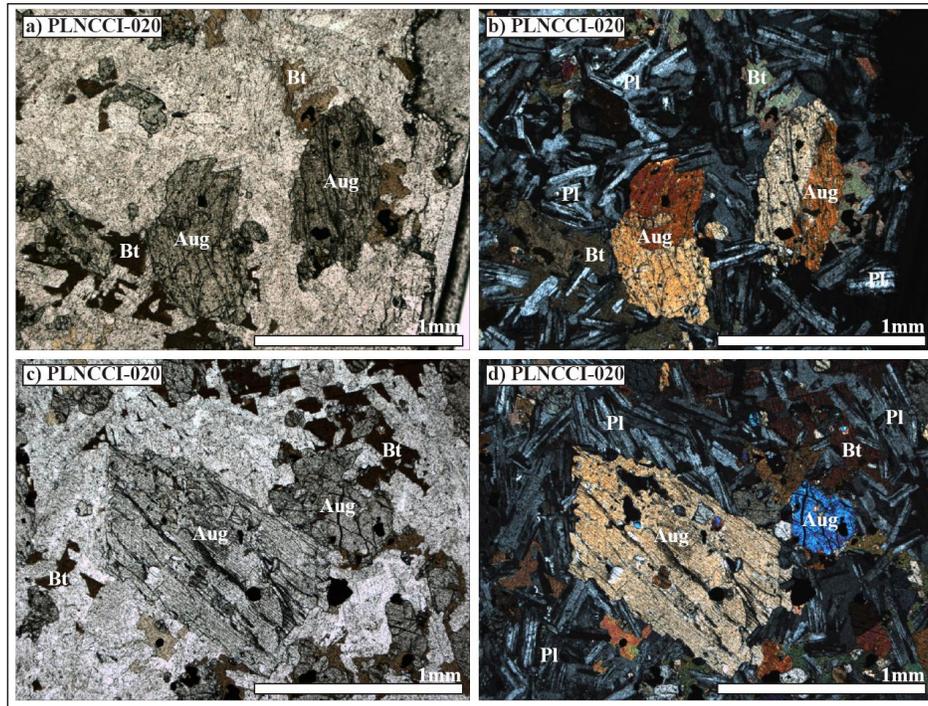


Figura 6.23. Fenocristales de augita con pleocroísmo verde pálido y biotita en cúmulos máficos que establecen una textura ofítica marcada por cristales prismáticos de plagioclasa dispuestos al azar y que engloban los cristales de augita. Aug: augita, Bt: biotita, Pl: Plagioclasa.

6.1.2.2 Sector Zacatecas, Zacatecas.

En las rocas del estado de Zacatecas, las unidades pre y sincrónicas a la deformación incluyen de manera general rocas ígneas efusivas, sedimentarias, filitas y milonitas del Jurásico-Cretácico. Las secuencias presentan esencialmente plegamiento y cabalgamientos en amplias zonas de deformación y, condiciones de metamorfismo durante el Cretácico Tardío (Iriando *et al.*, 2003). Evidencias de esta deformación son los afloramientos de las zonas adyacentes al poblado de Francisco I. Madero, Zacatecas, en la carretera que conduce desde la ciudad de Zacatecas a Fresnillo, y en el área minera de la Tesorera-Zacatón. En esos lugares aparecen fallas inversas de bajo ángulo con dirección de transporte al este-noreste y fallas laterales con cinemática izquierda, la cual pudo ser interpretada por sigmoides en las zonas de milonitas. Las unidades

postdeformación identificadas en el estado de Zacatecas, incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcanogénicos y rocas sedimentarias principalmente del Paleógeno-Neógeno (Escalona, 2010) y volcánicas del Plio-Cuaternario (**Figura 6.24**).

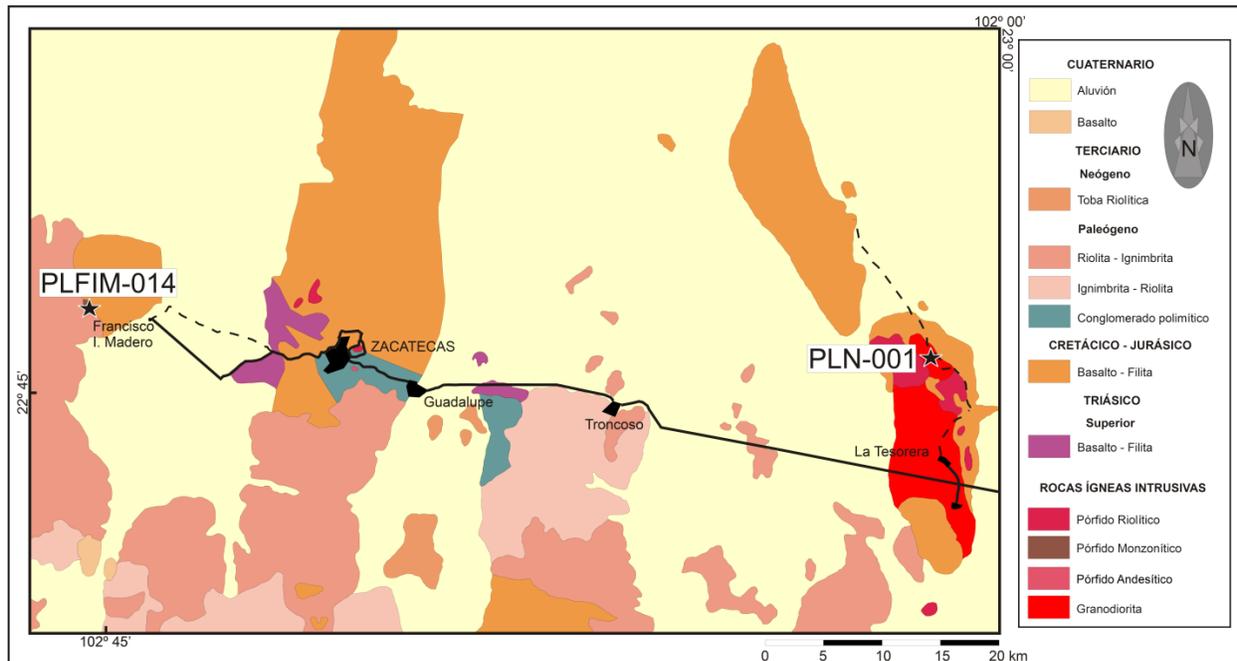


Figura 6.24. Mapa geológico del área adyacente a la población de Zacatecas, Zacatecas. Modificado de la Carta Geológica Minera, Zacatecas F13-6, 1:250.000 del Servicio Geológico Mexicano (1997).

En el estado de Zacatecas se aprecian evidencias de la deformación por acortamiento en los afloramientos de las zonas adyacentes al poblado de Francisco I. Madero, Zac., en la carretera que conduce desde la ciudad de Zacatecas a Fresnillo, y en el área minera de la Tesorera-Zacatón. En esos lugares aparecen fallas inversas de bajo ángulo con dirección de transporte al este-noreste y fallas laterales con cinemática izquierda, interpretada a partir de sigmoides en zonas de milonitización (**Figuras 6.25**).

6.1.2.2.1 Sector Francisco I. Madero, Zacatecas

En el área de Francisco I. Madero se obtuvo la muestra PLFMI-014, correspondiente a un cuerpo intrusivo de composición monzonítica no deformado que intrusión a un conjunto constituido por “*esquistos verdes*”, lutitas, pizarras y calizas, plegadas y afectadas por fallas inversas de ángulo bajo. Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea subvolcánica, holocristalina, inequigranular porfirítica con fenocristales de grano fino a medio en una matriz afanítica, leucocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y hornblenda.

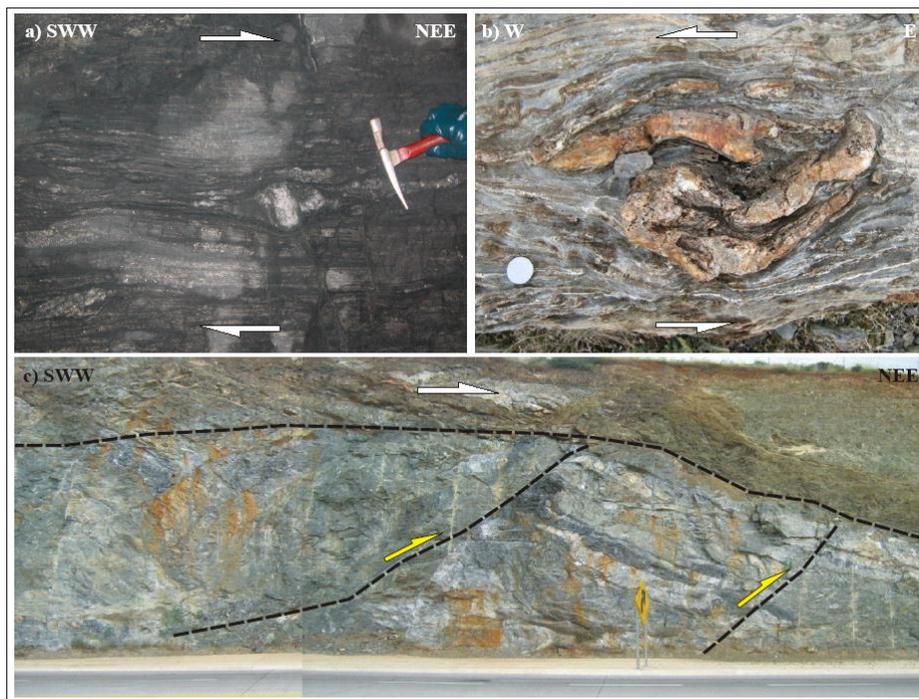


Figura 6.25. Evidencias de la deformación contractiva en el estado de Zacatecas. **a)** *Sigmoide* en el perfil de una zona de milonitas adyacente a Francisco I. Madero. **b)** Pliegue incluido en *sigmoide* en el rumbo de una estructura lateral con cinemática izquierda en el área de la Tesorera-Zacatón. **c)** Fallas inversas de bajo ángulo con dirección de transporte al este-noreste, afloramiento sobre la carretera que conduce desde la Ciudad de Zacatecas a Fresnillo.

La roca petrográficamente corresponde a un cuerpo subvolcánico de composición monzogranítica (PLFIM-014, Anexo 1), texturalmente porfídico de grano fino a medio y matriz afanítica criptocrystalina alterada a carbonatos y clorita, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática y compuesta mineralógicamente por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{40}-An_{20}$ (25-35%), feldespato (25-32%) y cuarzo (20-25%); los accesorios mayores son biotita (10-15%), hornblenda (5-10%) y opacos. Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, clorita y carbonatos (**Figura 6.26 y Anexo 3**).

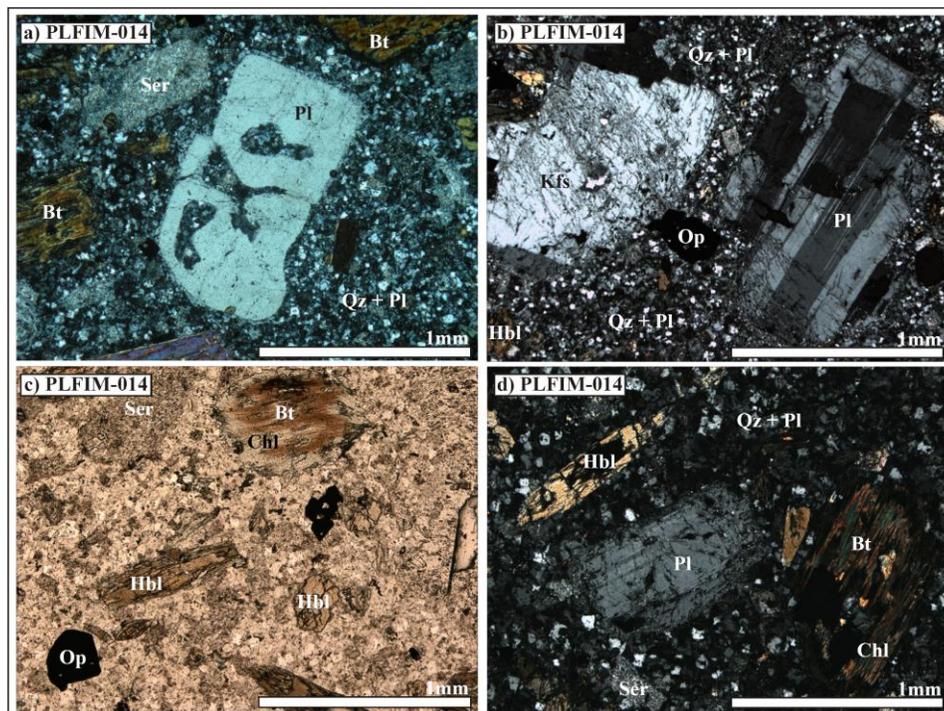


Figura 6.26. Cuerpo porfídico subvolcánico de composición monzogranítica. **a)** y **b)** Fenocristales de plagioclasa con texturas en desmezcla y con macla albita – Carlsbad y de feldespato potásico con macla de la microclina embebidos en matriz afanítica criptocrystalina de cuarzo y plagioclasa alterada a clorita y carbonatos. **c)** y **d)** Minerales accesorios, biotita alterada a clorita y hornblenda acicular. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Bt: biotita, Hbl: hornblenda, Op: minerales opacos.

Para la muestra se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.4 g para esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 220 μm , y son

principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 4:2. La catodoluminiscencia permite establecer que los cristales generalmente presentan una zonación de tipo oscilatorio desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos aunque se pueden observar algunos patrones complejos. Se realizaron 30 análisis puntuales en 26 granos de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 14 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de $68.7^{+0.5}_{-0.7}$ Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 94.3% confiabilidad, $n=14$) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo (**Figura 6.27, Tabla 6.2**).

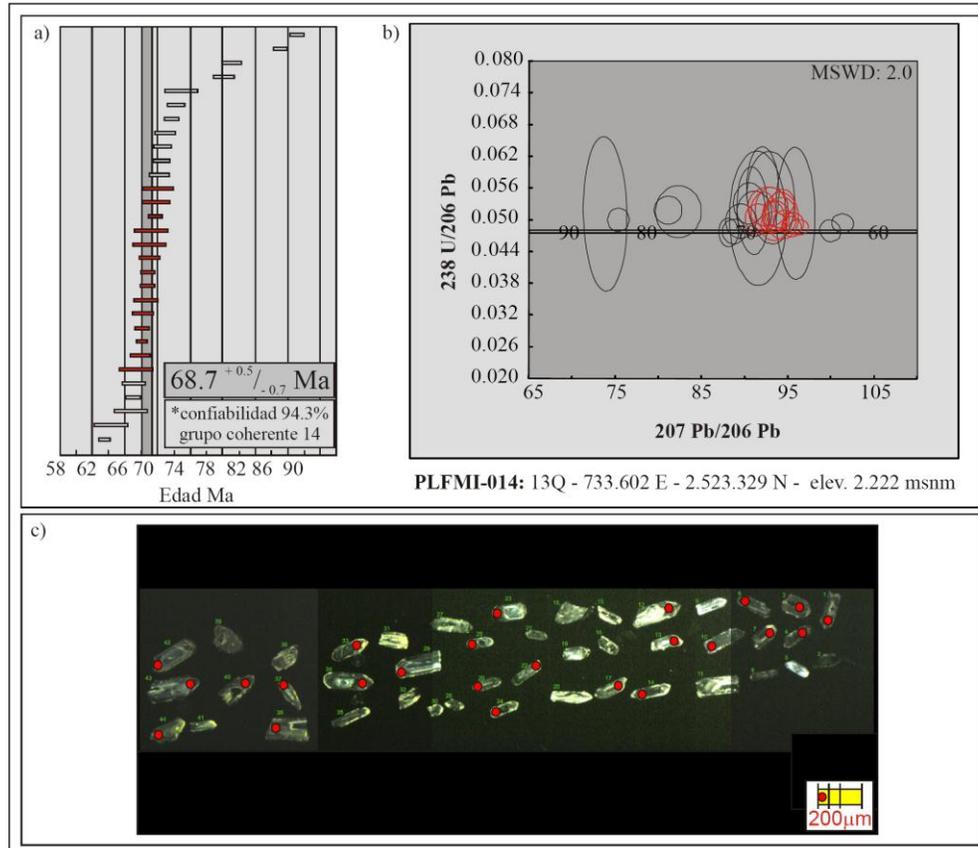


Figura 6.27. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLFMI-014. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.



6.1.2.2.2 Sector Tesorera-Zacatón, Zacatecas

En el área minera de la Tesorera-Zacatón, en la localidad de Noria del Cerro, se obtuvo la muestra PLN-001 de un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica no deformado que intrusióna unidades volcano-sedimentarias, lutita apizarrada y calizas, plegadas y afectadas por fallas inversas de ángulo bajo. Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea, holocristalina fanerítica de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, leucocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y hornblenda.

La roca petrográficamente corresponde a una granodiorita (PLN-001, Anexo 1), holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, de tamaño de grano medio a fino y compuesta por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{40}-An_{20}$ (40-45%), cuarzo (20-30%) y feldespato potásico (15-20%); los accesorios mayores son hornblenda (10-15%) y biotita (5-10%); los accesorios menores (3%) son epidota, augita-egirina y opacos; y los traza son apatito y zircón. Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, clorita, epidota y leucoxeno.

La unidad, presenta texturas primarias que relacionan el enfriamiento y cristalización del magma (Castro, 1989; Shelley, 1993; MacKenzie *et al.*, 1997) tales como granítica, poiquilítica y *consertal*; al igual que la presencia de feldespato potásico y de plagioclasa que indican una cristalización *subsolvus*. De igual manera, texturas primarias, debidas a mezcla e hibridación de magmas (Hibbard, 1996; Baxter y Feely, 2002; Perugini *et al.*, 2003) donde se destaca la inclusión de cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda en texturas poiquilíticas en feldespato potásico y cuarzo; texturas antirapakivi y *clots* máficos de biotita y hornblenda en algunos casos con opacos y minerales del grupo de la epidota (**Figuras 6.28 y Anexo 3**).

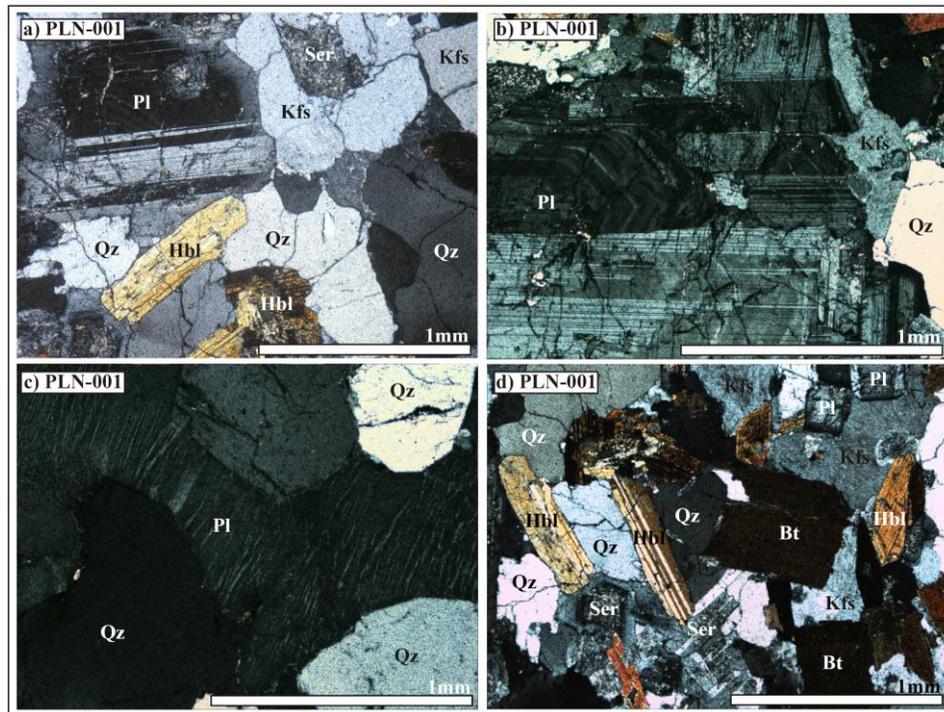


Figura 6.28. a) Texturas intergranulares de cristales subhedrales de cuarzo, plagioclasa con zonamiento y maclas de la albita y albita-periclina, feldespato potásico con maclas de microclina. b) Textura antirapakivi. c) Intercrecimientos antiperfíticos en plagioclasa. d) Textura granoblástica y cúmulos máficos de hornblenda y biotita. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Kfs: feldespato potásico, Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Ser: sericita.

Para la muestra se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.6 g para esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 250 μ m, y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 5:2. La catodoluminiscencia permite establecer que los cristales generalmente presentan una zonación de tipo oscilatorio desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos aunque se pueden observar algunos patrones complejos. Se realizaron 39 análisis puntuales en 35 granos de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 25 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de 73.3 ± 0.3 Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95.7% confiabilidad, n=25) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo (**Figura 6.29, Tabla 6.2**).

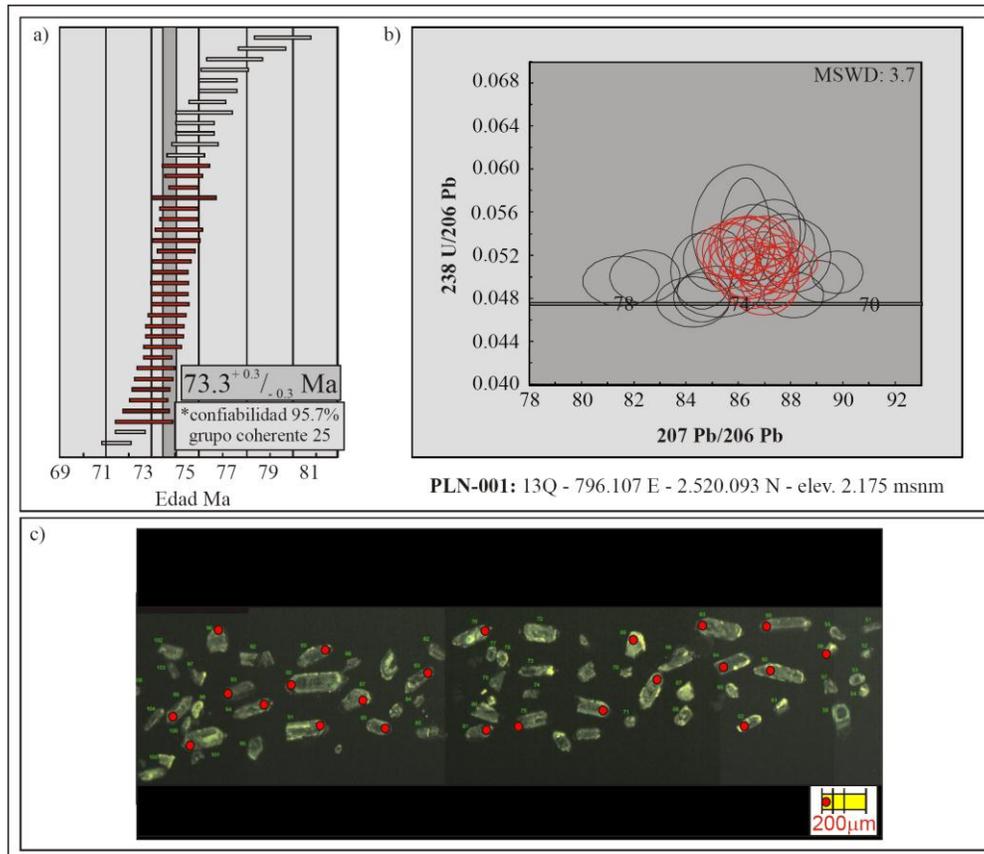


Figura 6.29. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLN-001. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

6.1.2.3 Interpretación de las edades isotópicas y niveles estructurales de la deformación de la región central

Las rocas más jóvenes reportadas con deformación corresponden a milonitas y filitas de *ca.* 79 Ma reportadas por Iriondo *et al.* (2003) y a unidades de rocas de la Formación Indidura-Caracol (Turoniano-Santoniano; De La Vega, 1963). Las texturas y estructuras de los esquistos y filitas aflorantes en esta zona (foliación esquistosa en filitas, estructuras S-C, foliación pizarrosa, pliegues y fallas inversas) sugieren que las condiciones de deformación registradas por estas unidades son compatibles al dominio dúctil-frágil, en la zona de transición del régimen frágil de la corteza, y en facies metamórficas de esquistos verdes, posiblemente a profundidades entre los 8-11 km. La deformación por acortamiento es progresiva entre los *ca.* 94-79 Ma y es posdatada



por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades U/Pb de cristalización de *ca.* 74 Ma (**Figura 6.19**).

Al sur de esta región, en la zona de la Sierra de Guanajuato, hay conjuntos volcanosedimentarios cubiertos discordantemente por rocas calcáreas fosilíferas de edad Aptiano-Cenomaniano, que presentan evidencias de metamorfismo de grado bajo y de dos fases de deformación que han llevado a algunos autores sugerir una fase orogénica Nevadiana (Quintero-Legorreta, 1992). Estudios geocronológicos de las rocas ígneas y de procedencia de las unidades clásticas realizados por Martini *et al.* (2010b), restringen dicha deformación a posterior a *ca.* 131 Ma y anterior a *ca.* 121 Ma, lo que la separa claramente del proceso de deformación contractiva Larámide documentado en este estudio.

6.1.3 Región oriental

6.1.3.1 Sector distrito minero de Cerro San Pedro, San Luis Potosí

Al noroeste de la Ciudad de San Luis Potosí, S. L. P., las unidades pre y sincrónicas a la deformación incluyen, de manera general, rocas sedimentarias y cuerpos ígneos subvolcánicos del Cretácico. Las rocas presentan esencialmente plegamiento y cabalgamiento en amplias zonas de deformación (Petersen y Montiel-Méndez, 2009). Las unidades postdeformación incluyen depósitos volcanogénicos, principalmente del Terciario (Petersen y Montiel Méndez, 2009) (**Figura 6.30**).

En el distrito minero de Cerro San Pedro, se obtuvo la muestra PLMSP-001 de un pórfido de composición monzodiorítica. El cuerpo ígneo intrusiona unidades sedimentarias de la Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano; De La Vega, 1963) que presentan plegamiento *en chevrón y paralelo*, cortadas por fallas inversas de ángulo bajo que generan estructuras en abanicos imbricados de escala métrica a kilométrica. Estas estructuras afectan de igual forma al cuerpo ígneo, seccionándolo; lo que permite establecer una clara relación pretectónica para éste (**Figuras 6.31**). Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea, porfirítica, hipocristalina de

grano fino a medio, inequigranular porfídico con cristales de grano fino a medio en una matriz afanítica, mesocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa y hornblenda.

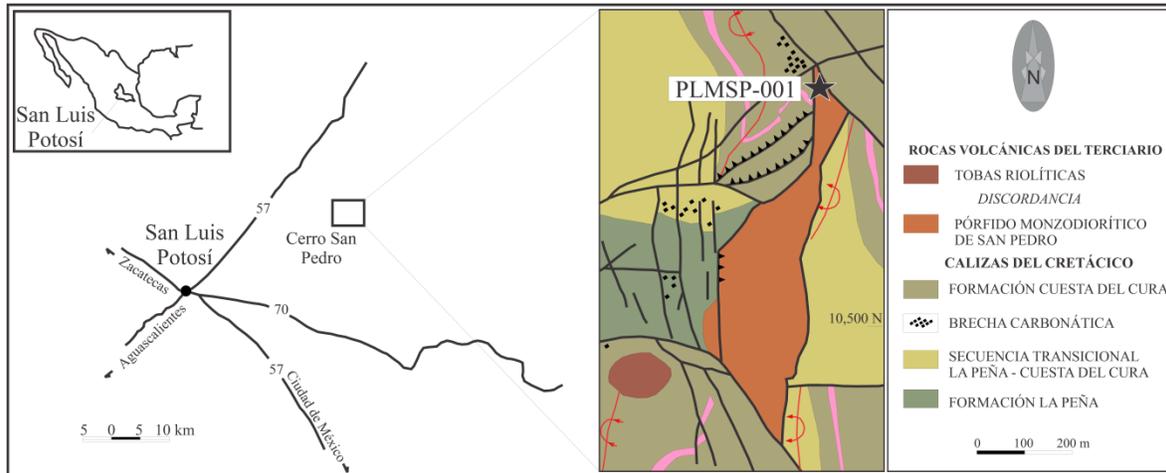


Figura 6.30. Mapa geológico estructural de la región adyacente al distrito minero de Cerro San Pedro - San Luis Potosí. Estrella negra localización de la muestra analizada en este trabajo. Modificado de Petersen y Montiel-Méndez (2010).

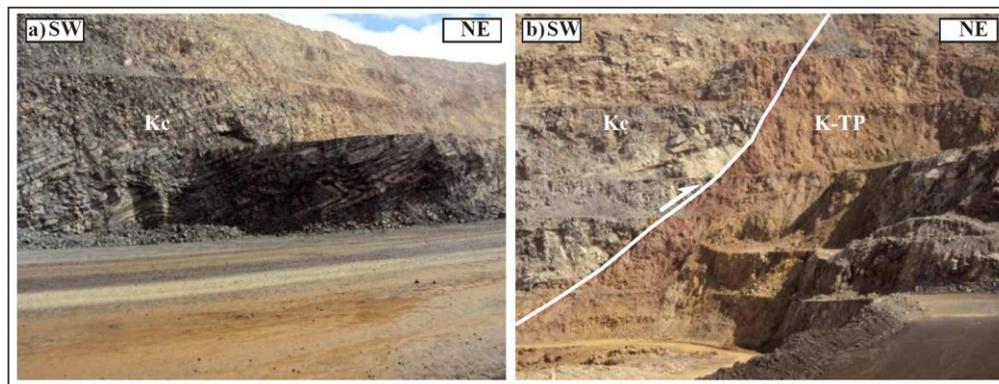


Figura 6.31. a) Plegamiento *en chevrón* en rocas sedimentarias de la Formación Cuesta del Cura (Kc). b) Fallas inversas de ángulo bajo que generan estructuras en abanicos imbricados de escala métrica a kilométrica. (K-TP: pórfido monzodiorítico de San Pedro).

La roca petrográficamente corresponde a un cuerpo subvolcánico de composición monzodiorítica (PLMSP-001, Anexo 1), texturalmente porfídico de grano fino a medio y matriz afanítica criptocristalina alterada a carbonatos y clorita, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática y

compuesta por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{40}-An_{20}$ (40-50%), feldespato (10-15%) y cuarzo (2%); el accesorio mayor es la hornblenda (10-15%). Entre los minerales secundarios se encuentran carbonatos, sericita y clorita (**Figura 6.32** y **Anexo 3**).

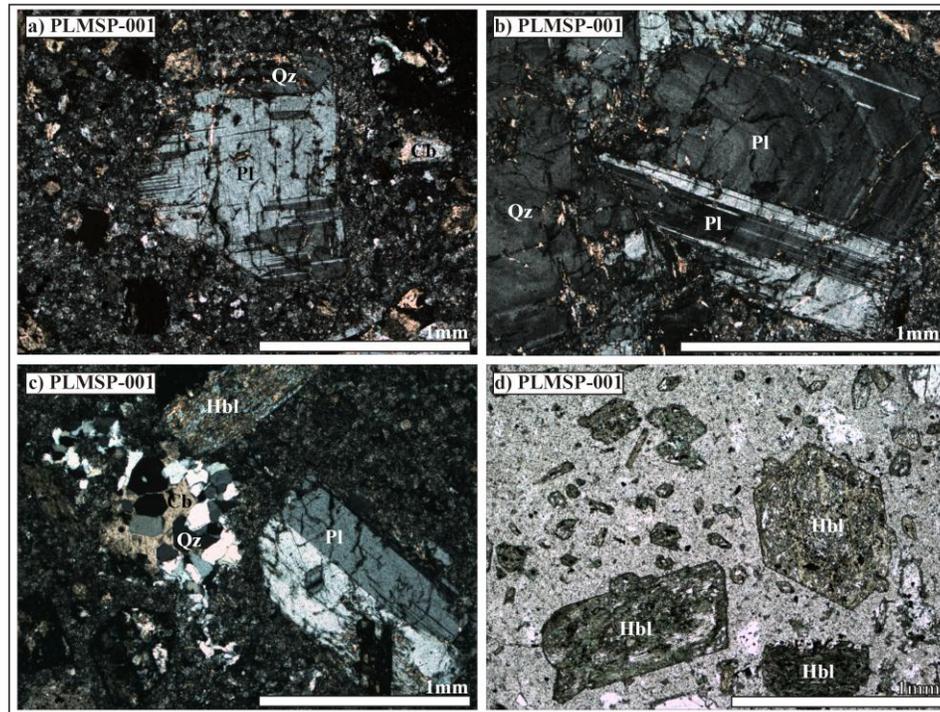


Figura 6.32. a), b) y c) Texturas microporfídicas con fenocristales de cuarzo y plagioclasa con zonamiento y macla de la periclina y albita-Carlsbad alterada a sericita y, fenocristales de hornblenda, d) en una matriz criptocristalina alterada a clorita y carbonatos. Pl: plagioclasa, Hbl: hornblenda, Qz: cuarzo, Cb: carbonatos.

Para la muestra se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.5 g para esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 310 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 5:2. La catodoluminiscencia permite establecer que los cristales generalmente presentan una zonación de tipo oscilatorio desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos aunque se pueden observar algunos patrones complejos. Se realizaron 28 análisis puntuales en 25 granos de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del

evento magmático. 17 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de $62^{+0.6}_{-0.5}$ Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95.1% confiabilidad, $n=17$) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo (**Figura 6.33, Tabla 6.2**).

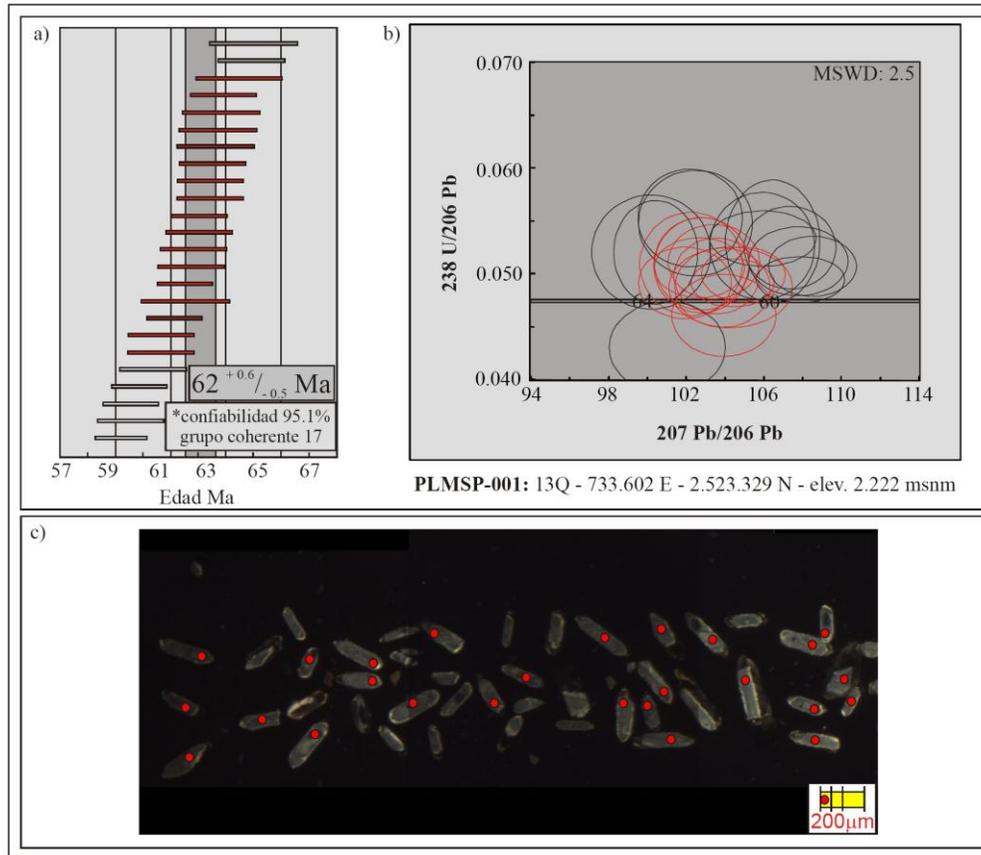


Figura 6.33. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMSP-001. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

6.1.3.2 Sector Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP)

En este sector, las unidades pre y sincrónicas a la deformación incluyen, de manera general, rocas sedimentarias y cuerpos ígneos efusivos y subvolcánicos del Jurásico-Cretácico. Las rocas presentan plegamiento y cabalgamiento en amplias zonas de deformación (Suter, 1984; Gray *et al.*, 2001; Fitz-Díaz, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2010; Ortega-Flores, 2011). Las unidades

postdeformación incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcanogénicos, principalmente del Terciario. (Figura 6.34).

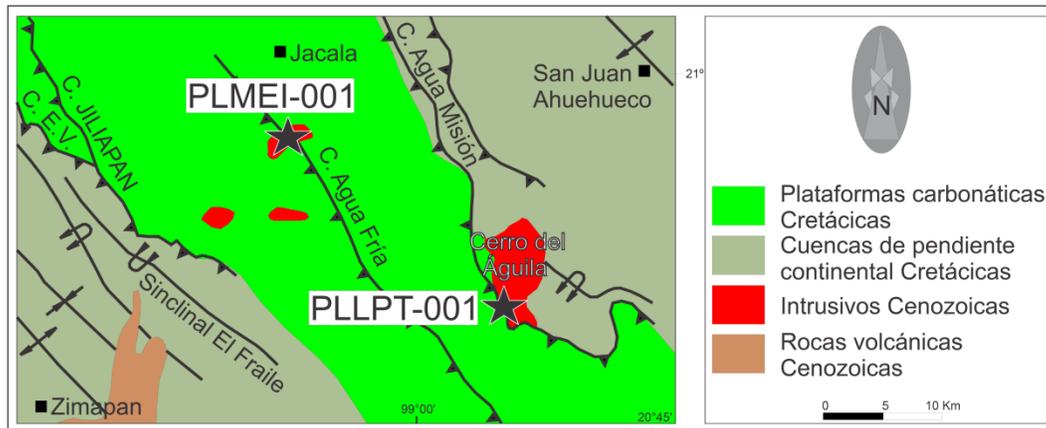


Figura 6.34. Mapa geológico estructural de la región adyacente a la Plataforma Valles-San Luis Potosí. Estrellas negras localización de las muestras analizadas en este trabajo. Modificado de Suter (1984).

6.1.3.2.1 Sector distrito minero Encino Prieto, Hidalgo

En el distrito minero Encino Prieto, adyacente a la Vereda Agua Fría Chica (Hidalgo), afloran secuencias sedimentarias de areniscas, calizas y lutitas, deformadas frágilmente. Las rocas son intrusionadas por una granodiorita no deformada que desarrolla una aureola de contacto y una zona de skarn. Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea, holocristalina fanerítica de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y hornblenda. La roca petrográficamente corresponde a una granodiorita (PLMEI-001, Anexo 1), holocristalina, fanerítica, hipidiomórfica, inequigranular seriada, de tamaño de grano medio a fino y compuesta por minerales esenciales tales como plagioclasa de composición $An_{20}-An_{40}$ (40-48%), cuarzo (15-20%) y feldespato potásico (10-15%); los accesorios mayores son biotita (10-13%) y hornblenda (5-11%); los accesorios menores (3%) son epidota y opacos; y los traza son apatito, zircón y granate. Entre los minerales secundarios se encuentran sericita, clorita y epidota. La unidad, presenta texturas primarias que relacionan el enfriamiento y cristalización del magma (Castro, 1989; Shelley,

1993; MacKenzie *et al.*, 1997) tales como granítica, poiquilítica y *consertal*; al igual que la presencia de feldespato potásico y de plagioclasa que indican una cristalización *subsolvus*. De igual manera, texturas primarias, debidas a mezcla e hibridación de magmas (Hibbard, 1996; Baxter y Feely, 2002; Perugini *et al.*, 2003) donde se destaca la inclusión de cristales de plagioclasa, biotita y hornblenda en texturas poiquilíticas en feldespato potásico y cuarzo; texturas antirapakivi y *clots* máficos de biotita y hornblenda en algunos casos con opacos y minerales del grupo de la epidota (**Figuras 6.35 y Anexo 3**).

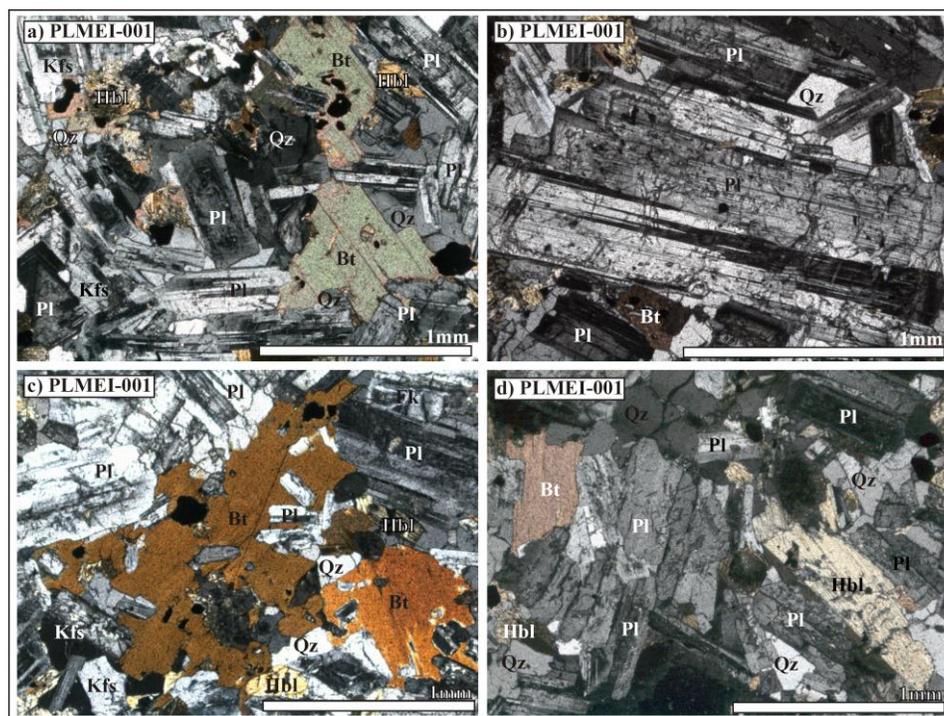


Figura 6.35. a) y b) Relaciones texturales intergranulares de cristales subhedrales a anhedrales de cuarzo, plagioclasa con zonamiento y maclas de la albita y albita-periclina, feldespato potásico con maclas de Carlsbad. c) Cúmulos máficos de biotita y hornblenda. d) Textura *consertal* definida por fenocristales de plagioclasa. Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Hbl: hornblenda, Bt: biotita.

Para la muestra se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.5 g para esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 400 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento. La forma de los cristales

varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 7:3. La catodoluminiscencia permite establecer que los cristales generalmente presentan una zonación de tipo oscilatorio desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos aunque se pueden observar algunos patrones complejos. Se realizaron 34 análisis puntuales en 30 granos de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. 16 análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de $42.4^{+0.6}_{-0.9}$ Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 97.9% confiabilidad, $n=16$) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo (**Figura 6.36, Tabla 6.2**).

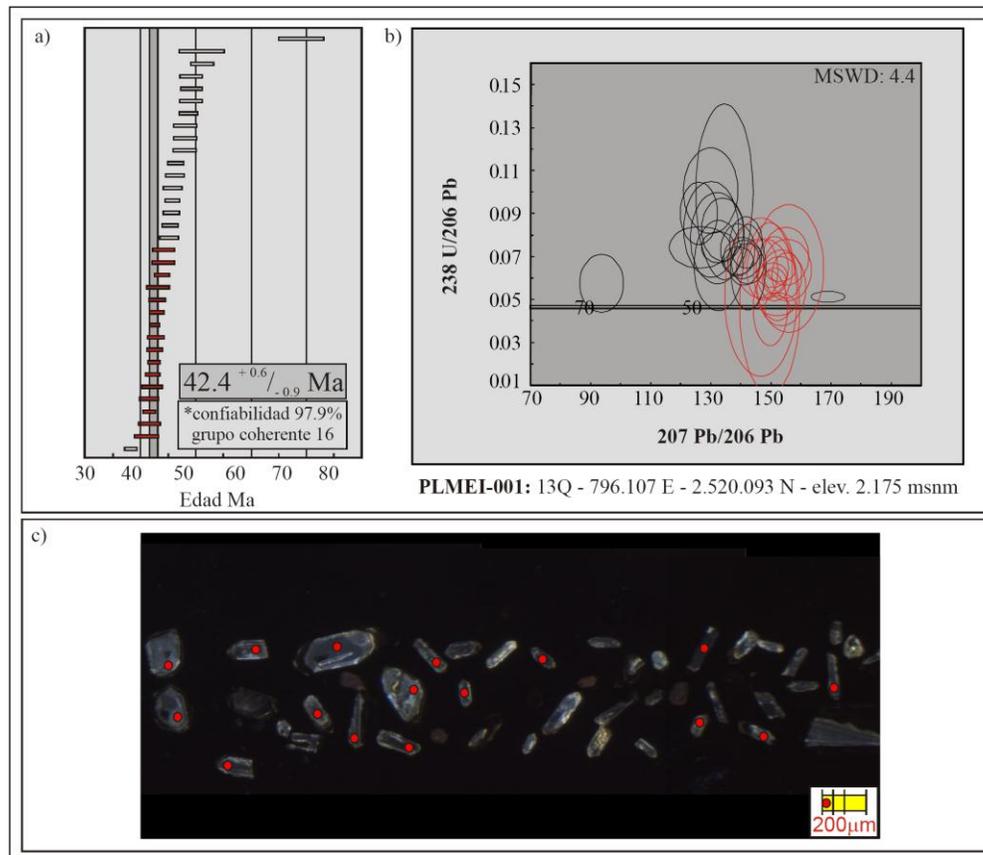


Figura 6.36. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLMEI-001. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircons. Los errores son de 2σ para las barras y las elipses.

6.1.3.2.2 Sector Cerro del Águila

Al este de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, adyacente al Cerro del Águila, afloran conjuntos sedimentarios de areniscas, lutitas apizarradas y limolitas deformadas del Cretácico Superior. Esas rocas son intrusionadas por diques métricos porfídicos en los que no se aprecia deformación (**Figura 6.37**) y, de los cuales se obtuvo la muestra PLLPT-001, correspondiente a un pórfido de composición monzodiorítica muy meteorizado. Macroscópicamente, corresponde a una roca ígnea subvolcánica porfirítica, hipocristalina de grano fino a medio, inequigranular porfirítica con cristales de grano fino a medio en una matriz afanítica, mesocrática, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita parda y hornblenda.



Figura 6.37. a) Diques métricos a centimétricos que intrusionan brechas de lutitas apizarradas y limolitas. b) Dique de roca ígnea porfirítica monzodiorítica altamente meteorizado con fenocristales de plagioclasa.

Para la muestra se obtuvo un concentrado multigrano de zircón de aproximadamente 1.1 g para esta muestra. Los zircones separados son de tamaño variable desde 20 a 250 μm , y son principalmente incoloros y, en menor medida, de color amarillento y rosa. La forma de los cristales varía desde subhedral a euhedral con forma esencialmente prismática y una razón de elongación variable de 1.5:1 a 5:3. La catodoluminiscencia permite establecer que los cristales generalmente presentan una zonación de tipo oscilatorio desarrollada a partir del crecimiento alrededor de núcleos aunque se pueden observar algunos patrones complejos. Se realizaron 21 análisis puntuales en 16 cristales de zircón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la

edad del evento magmático. El fechamiento realizado muestra un conjunto principal de zircones de edad jurásica, zircones individuales con edades Cretácico Temprano y un zircón de 60 Ma (**Figura 6.38, Tabla 6.2**). Esta última edad, cobra sentido como la más cercana a la cristalización del cuerpo intrusivo, si se considera que se trata de un dique que intrusiona a las rocas sedimentarias cretácicas.

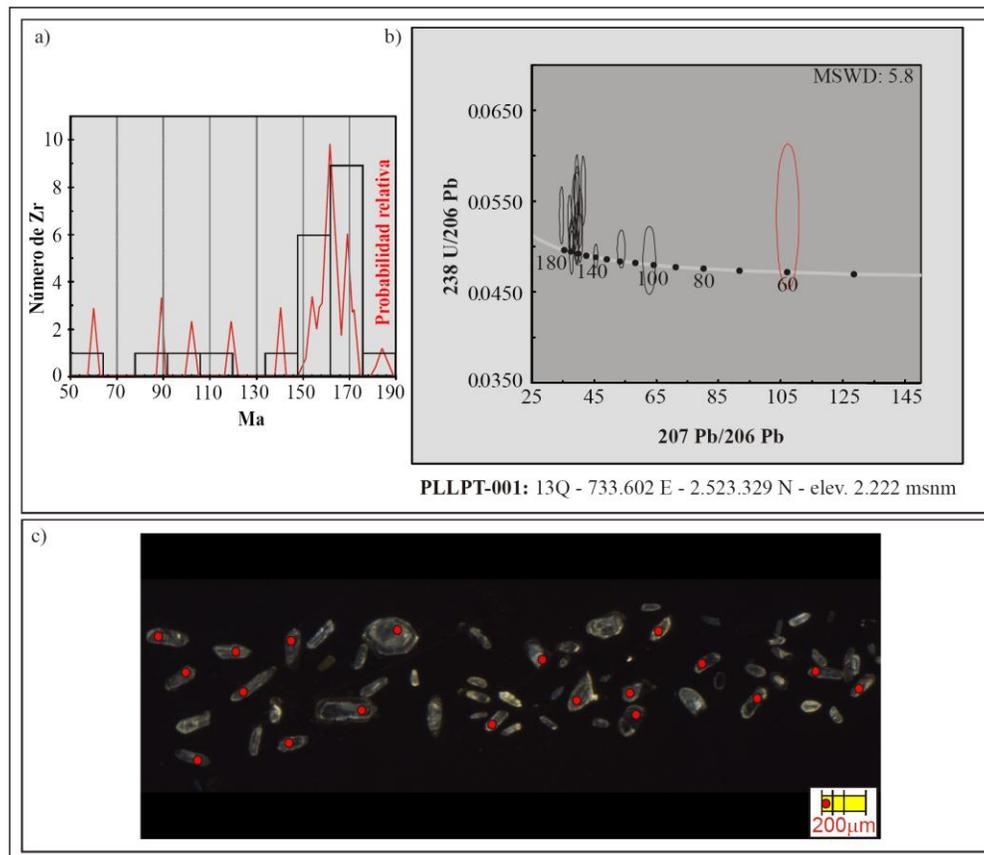


Figura 6.38. a) Edades U/Pb en zircón y b) Diagrama de concordia de la muestra PLLPT-001. c) Catodoluminiscencia donde se aprecia la zonación de tipo oscilatorio de los zircones. Los errores son de 2σ para las elipses.



6.1.3.3 Interpretación de las edades isotópicas y niveles estructurales de la deformación de la región oriental

La unidad más joven en el borde occidental de la SMOr con deformación por acortamiento corresponde a un cuerpo ígneo predeformación con edades de cristalización *ca.* 62 Ma, localizado al oriente de San Luis Potosí, el cual está afectado por fallas inversas con dirección de transporte al NE. En las estribaciones orientales de la SMOr las rocas más jóvenes reportadas con deformación por acortamiento, de poca intensidad en esa zona, corresponden a la Formación Velasco (Gamper, 1977, Fitz-Díaz, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2010, Ortega-Flores, 2011) lo que permite establecer el alcance de la deformación hasta el Eoceno Temprano, al menos para esa zona. Sugerimos que las condiciones de deformación, son compatibles al dominio frágil de la corteza, en las facies metamórficas por debajo de facies de esquisto verde a profundidades menores o cercanas a los 5 km y que son propuestas por las texturas y estructuras quebradizas, pliegues *chevron* y pliegues paralelos observados en las unidades aflorantes. En el distrito minero Encino Prieto, ubicado en la parte central de la SMOr, la deformación es posdatada por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades de cristalización *ca.* 42 Ma (**Figura 6.19**).



CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN

7.1 Migración de la deformación contractiva en sistemas orogénicos, el caso Larámide

En la actualidad existen dos estilos principales de sistemas orogénicos operantes en la Tierra, y esto se ha mantenido durante por lo menos las eras del Mesozoico y Cenozoico (Maruyama, 1997; Liou *et al.*, 2004). Estos son 1) sistemas orogénicos acrecionarios que se generan durante la convergencia de las placas, algunas variaciones han sido llamadas “tipo Pacífico” (Matsuda y Uyeda, 1971), “tipo Cordillerano” (Coney *et al.*, 1980) o “tipo Turco” (Şengör y Natal’in, 1996), (*i. e.*, la evolución Fanerozoica del anillo del Océano Pacífico); 2) sistemas orogénicos colisionales (algunas veces llamados “tipo Himalaya”, Liou *et al.*, 2004), en los cuales un océano es cerrado y arcos y/o continentes colisionan (*i. e.*, los sistemas Alpino-Himalaya). Aunque sistemas orogénicos colisionales se superponen a los sistemas orogénicos acrecionales en orogénesis de tipo subducción-colisión, la distinción entre estos tipos de sistemas es útil a causa de que algunos procesos acrecional permanecen por cientos de millones de años sin interrupción por colisión, mientras que otros tienen la continuidad de la subducción interrumpida, pero no necesariamente finalizada, debido a la generación de una nueva trinchera en su exterior (Cloos, 1993; Collins, 2003).

La orogenia Larámide ha sido discutida ampliamente en múltiples investigaciones en las que se proponen diferentes mecanismos que la originaron (Dickinson y Snyder, 1978; Brown, 1988; Dickinson *et al.*, 1988; English *et al.*, 2003; English y Johnston, 2004), pero la gran mayoría de los autores coincide en relacionar esa orogenia a un estilo propio de deformación caracterizado por la reactivación de fallas de basamento antiguas (Brown, 1988; Dickinson *et al.*, 1988) con



una variación importante en el rumbo y orientación de las estructuras principales como fallas y pliegues dentro de una provincia (Brown, 1988; Kulik y Schmidt, 1988) localizada a unos 700 kilómetros de la trinchera. En esa provincia, se ha sugerido para el evento orogénico Larámide un inicio sincrónico durante el Mastrichtiano (~75 Ma), el cual se fundamenta en el análisis de las cuencas de antepaís de las Montañas Rocallosas (Dickinson *et al.*, 1988). Estos mismos autores, plantean que dicha orogenia finaliza sistemáticamente de manera diacrónica de norte a sur desde el Eoceno (55 Ma) hasta el Eoceno Tardío (36 Ma). Resulta difícil de explicar en el marco de la tectónica de placas, cómo una orogenia con una temporalidad de la deformación tan específica pueda llegar a desarrollarse de manera independiente en la parte interna de una placa continental a una distancia considerable de la zona de subducción, sin tener en cuenta, que gran parte de los procesos geológicos relacionados a orógenos en los límites de las placas integran deformación, metamorfismo y el crecimiento de la corteza continental dado por procesos magmáticos. De este modo, sugerimos que la temporalidad documentada para la orogenia Larámide en esa provincia, no debería ser evaluada de manera independiente y que podría llegar a responder a un conjunto de procesos que permitieron la migración de la deformación contractiva transmitida desde la trinchera al basamento de esa región. Nuestros resultados para el centro de México, nos indican que para ese evento orogénico se podrían sugerir un conjunto de procesos que incluirían deformación contractiva, levantamiento, metamorfismo, colapso gravitacional y exhumación. La temporalidad de dicho evento, analizada como un “único proceso” y no de manera independiente, como se ha sugerido para la provincia Larámide de Estados Unidos, nos permite interpretar que los procesos señalados anteriormente iniciarían en el poniente a *ca.* 105 Ma con una migración de la deformación hasta *ca.* 55 Ma en el oriente. La duración documentada para el evento deformativo presentaría una variación de *ca.* 20 Ma en el poniente a *ca.* 4 Ma en el oriente, donde actualmente se registra el límite de la zona afectada por el acortamiento.

7.2 Cinturones orogénicos: metamorfismo, magmatismo y colapso gravitacional

En un modelo clásico de cinturones orogénicos, la deformación más intensa se presenta hacia la zona del traspais, donde se pueden encontrar rocas con metamorfismo. Esa deformación, la cual



es acomodada internamente por las rocas, o por desplazamiento a lo largo de cabalgaduras y, va disminuyendo gradualmente hacia la zona del antepaís hasta hacerse apenas perceptible en las rocas que constituyen la parte más externa del orógeno. En el traspáis del orógeno los procesos geológicos dominantes son deformación, metamorfismo y magmatismo, mientras que en las porciones medias y externas, donde comúnmente se ubica un cinturón de pliegues y cabalgaduras, los procesos de metamorfismo son incipientes, el magmatismo es poco común, y la deformación se acomoda por plegamiento y fallamiento (Boyer y Elliot, 1982; Boyer, 1986; Butler, 1987; DeCelles, 2004; Kwon *et al.*, 2004; DeCelles y Coogan, 2006; Ismat y Mitra, 2005).

La historia metamórfica de los dominios orogénicos depende de la evolución que tuvo lugar en cada región. Generalmente se asigna a cada evolución dinámica un tipo de metamorfismo. Por ejemplo, eventos tempranos de colisión son comúnmente asociados a historias metamórficas de presión media y alta. Los estados tardíos de actividad orogénica, son frecuentemente marcados por extensión cortical y abundante magmatismo y son comúnmente relacionados a una amplia recristalización en los dominios de presión baja. De este modo, los tipos metamórficos de presión media y alta serían esencialmente de origen acrecional, mientras que las historias térmicas de presión baja estarían relacionadas al colapso gravitacional de los apilamientos tectónicos previamente construidos (Vanderhaeghe y Teyssier, 2001; Arenas y Martínez-Catalán, 2003). Comúnmente las facies de presión baja se superpondrían y borrarían parcial o totalmente las desarrolladas previamente bajo regímenes báricos mayores. Nuestros resultados para el centro de México, muestran que puede haber diferentes facies metamórficas incluso en una misma región. Por ejemplo, es posible detectar en una secuencia con apilamiento tectónico la alternancia de unidades donde las condiciones de presión baja prevalecieron durante toda su historia (*i. e.*, Mazatlán, Sinaloa, este trabajo), con otras que se han desarrollado con una evolución de presión intermedia previa (*i. e.*, Todos Santos, B.C.S., Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989; La Paz, B.C.S., Mattern *et al.*, 2010; el Fuerte, Sinaloa, Vega-Granillo *et al.*, 2011). La evolución tectonotermal de estas regiones ilustran una evolución dinámica compleja de la cuña orogénica, donde el acortamiento y el apilamiento tectónico pueden ser contemporáneos con un mayor acortamiento de la parte interna y el colapso gravitacional de los niveles superiores del orógeno,



estos procesos, planteados previamente por Platt (1986), han sido confirmados a través de detallados análisis estructurales y metamórficos del traspás de muchas regiones orogénicas (*e. g.*, Rossi *et al.*, 1992; Vanderhaegue y Teyssier, 2001; Arenas y Martínez-Catalán, 2003). Distintos autores formularon varias propuestas para explicar los altos gradientes térmicos (mayores de 50 °C/kilómetro) que se requieren para alcanzar y mantener las temperaturas de metamorfismo de presión baja, por ejemplo: a) ambientes de arcos magmáticos con abundantes intrusivos graníticos relacionados con regímenes de subducción (Zwart, 1969; Miyashiro, 1973); b) regiones continentales con regímenes extensionales o de rift (Wickham y Oxburgh, 1987); c) cinturones magmáticos en ambiente de colisión continental o rápido ascenso asociado a este mismo ambiente (England y Thompson, 1984). Experimentos numéricos muestran que muchos patrones de presión-temperatura (P-T) dentro del engrosamiento cortical tienden a acercarse al campo metamórfico de baja presión después del pico termal y durante fuerte disminución de la presión. Cuando la exhumación es dada únicamente por erosión, England y Thompson (1984) sugieren que el campo de baja presión no es alcanzado para los patrones normales de P-T. Pero, dado que de manera general los cinturones orogénicos presentan el registro de un evento metamórfico de presión baja en sus fases tardías (Thompson y Ridley, 1987, Brown, 1993; Vanderhaegue y Teyssier, 2001), que pudo o no iniciar en condiciones de presión intermedia a alta, England y Thompson (1984) sugieren que la erosión no sería el único proceso responsable para establecer las condiciones de presión baja, sino que los factores relevantes son abundante magmatismo y extensión orogénica tardía (*e. g.*, England, 1987; Thompson y Ridley, 1987). La causa directa del metamorfismo de baja presión, por las evidencias de campo en la sección del centro de México, estarían relacionadas con la transferencia de calor magmático a la roca de caja, dado que siempre es evidente la relación espacial y temporal de intrusivos graníticos y el aumento del grado metamórfico, mientras que las regiones no afectadas por intrusiones, o bien localizadas en zonas externas del orógeno conservan uniformemente el metamorfismo regional de bajo grado. Los procesos de colapso gravitacional relacionados a extensión orogénica tardía se presentan como un proceso muy probable que permitió el establecimiento de las condiciones de presión baja.



7.3 Evolución temporal de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Larámide para el centro de México

En el centro y norte de México se ha considerado como producto de la orogenia Larámide a los conjuntos litológicos deformados por acortamiento hacia el final del Cretácico e inicios del Cenozoico. Se hace referencia a esta orogénesis al referirse a las secuencias sedimentarias del centro y oriente de México, considerando siempre que la “*deformación Larámide*” constituye el evento de acortamiento más joven, ya que sobrepuesto a esa deformación sólo se reconocen estructuras asociadas a tectónica lateral y extensional. Atendiendo a que se ha determinado la edad del evento de acortamiento más joven a lo largo de todo el transecto W-E estudiado, se propone, en primera instancia, que dicho evento corresponde a la misma deformación “Larámide” documentada en la parte oriental de la sección de estudio. A continuación se discute la evolución temporal de esa deformación por acortamiento en el centro de México, la cual denominaremos “deformación Larámide”, considerando los niveles estructurales y las facies metamórficas en las distintas regiones estudiadas. Las características principales de la “deformación Larámide” en el borde poniente de México indican que el proceso contractivo en su etapa inicial fue asistido por procesos magmáticos de los niveles superiores de la corteza, los cuales facilitaron el establecimiento de un alto gradiente de temperatura y el consecuente metamorfismo de las unidades. Las texturas y estructuras de las unidades deformadas, esencialmente “*gneises bandeados*”, milonitas y esquistos con arreglos de las series metamórficas andalucita-sillimanita de la parte baja de las facies Anfibolita, indican condiciones de temperatura alta (450 °C–650 °C) y de presión baja (menor a 4.5 kb) propias de un evento de metamorfismo regional tipo Buchan (*e. g.*, Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989, Vega-Granillo *et al.*, 2011) que terminaron a *ca.* 94 Ma. Las profundidades inferidas del campo de estabilidad de la andalucita (Miyashiro, 1994), nos indican que las magnitudes de exhumación de esas unidades metamórficas aflorantes son cercanas a 15 km. Por otra parte, se cuenta con datos de cuerpos ígneos intrusivos sincrónicos a la deformación cuyas edades de cristalización son *ca.* 98 Ma en zircón, y en los que se ha determinado edades de enfriamiento en hornblenda y biotita de *ca.* 83-82, en Mazatlán, Sinaloa (este trabajo) de 30 °C/Ma (entre 900 y 550 °C) y de 250 °C/Ma (entre 550 y 300 °C), considerando las temperaturas de cierre propuestos por Reiners *et al.*



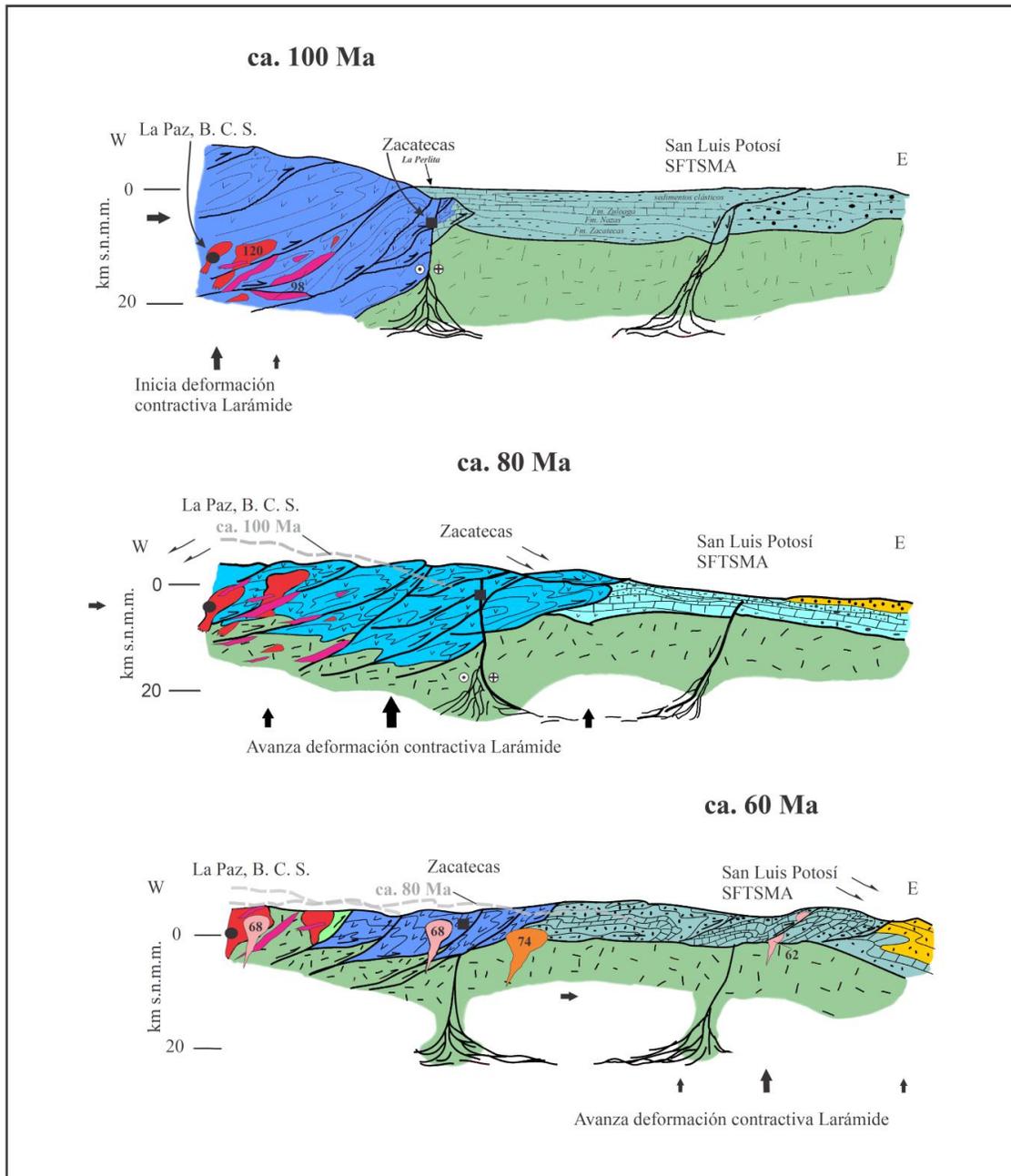
(2005). Si se plantea que la deformación fue contractiva y que las condiciones de metamorfismo indican profundidades cercanas a los 15 km en un dominio dúctil, y que la erosión (subaérea) no es suficiente para mantener las condiciones de alta temperatura y baja presión, como se discutió en el apartado anterior, entonces se puede considerar al colapso gravitacional como un mecanismo posible para buena parte de la exhumación de las rocas aflorantes, explicándose así la presencia de fallas con cinemática normal y edades de *ca.* 85 Ma en las pseudotaquilitas contenidas en dichas fallas, que afloran en La Paz, B.C.S. (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005b).

Las rocas deformadas por acortamiento en la región central muestran estructuras que las ubican en un dominio dúctil-frágil, evidenciado por la presencia de esquistos, filitas y milonitas que representan el “borde” del evento metamórfico de carácter regional ya descrito, experimentado en la zona occidental. El grado metamórfico de las rocas en la zona central es de las facies esquistos verdes, con temperaturas de *ca.* 300 °C–350 °C y que interpretamos que ocurrieron en profundidades de 8-11 km.

La zona oriental presenta pliegues paralelos, pliegues chevrón y fallas inversas con desarrollo de brechas y *gouge* que unido a la información estratigráfica también de la cobertura sedimentaria indica deformación en un dominio frágil, que de manera burda consideramos menor a 5 km. De esta información sugerimos eventos de sedimentación y deformación de manera progresiva hacia el oriente. Así, tenemos deformadas las secuencias sedimentarias con edades Turoniano-Santoniano (*e. g.*, Formación Indidura–Caracol, De La Vega, 1963) en la zona central, Santoniano-Maastrichtiano (*e. g.*, Formaciones Soyatal y Mendez, Fitz-Díaz, 2010) en la parte occidental de la SMOr, y Paleoceno (*e. g.*, Formación Velasco, Gamper, 1977, Fitz-Díaz, 2010; Fitz-Díaz *et al.*, 2010, Ortega-Flores, 2011) en las estribaciones de la planicie costera adyacente al Golfo de México.

Considerando tanto los datos estratigráficos y geocronológicos de la literatura, así como las edades obtenidas durante este estudio, se propone que el evento orogénico se desarrolló incluyendo deformación contractiva, levantamiento y metamorfismo y, colapso gravitacional y exhumación. Las edades aproximadas que se obtuvieron para el final de la fase de acortamiento,

de occidente a oriente, son: en Baja California Sur y Mazatlán, Sinaloa, cerca de los 85 Ma; en Zacatecas *ca.* 79 Ma y en las estribaciones orientales de la SMOr, alrededor de los 58 Ma (Paleoceno). Los conjuntos litológicos evidencian zonas más someras de la corteza conforme se avanza hacia al oriente, revelando la elevación progresiva de la parte occidental del continente (Figura 7.1).





Para el inicio de la deformación en el poniente, se propone un escenario donde un arco magmático fue afectado por deformación contractiva, durante este proceso, continuamente asistido por magmatismo, se establece un evento de carácter dinamotermal. Bajo estas condiciones, se facilita el acortamiento, lo que propicia la elevación topográfica (levantamiento de la Región Occidental). Es de esperarse que elevaciones topográficas en las cadenas montañosas cercanas a 4000 m, colapsen gravitacionalmente (*e. g.*, Dewey, 1988), lo que consecuentemente, junto con la erosión da lugar a la exhumación de las rocas profundas. A favor de este planteamiento se sugiere que el espesor de la corteza estimado a través a lo largo sección de estudio es aproximadamente de 37 kilómetros para la SMOr, de 32 kilómetros para la MC y de 40 kilómetros para la SMOc (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005), aunque se ha planteado que la SMOc alcanza hasta los 55 kilómetros (Ferrari *et al.*, 2007b) (**Figura 7.2**).

Figura 7.1. Migración de la deformación contractiva Larámide durante *ca.* 100 Ma, 80 Ma y 60 Ma, para las regiones occidental, central y oriental del centro de México. Obsérvese la elevación progresiva de la parte occidental del continente, la inversión de la cuenca sedimentaria y el colapso del orógeno. Las líneas discontinuas color gris destacan las alturas aproximadas alcanzadas por el orógeno durante estos periodos.

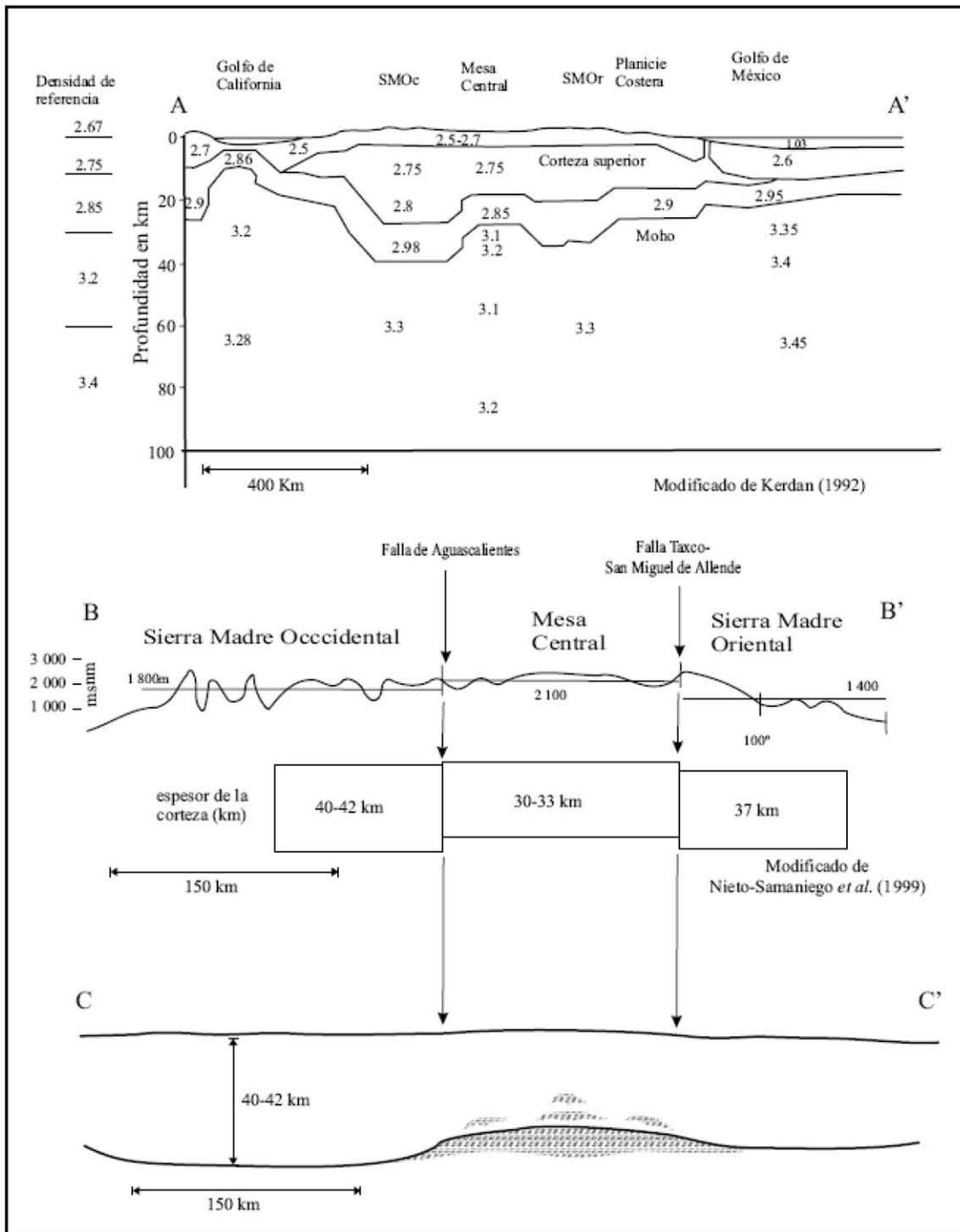


Figura 7.2. Perfiles que muestran la estructura de la corteza en la sección de estudio. El perfil A-A' corresponde al modelo obtenido por inversión de datos gravimétricos y el perfil B-B' está basado en la hipsografía y espesores de la corteza publicados por diversos autores. El perfil C-C' muestra un modelo idealizado de la estructura de la corteza en la MC. Tomado de Nieto-Samaniego *et al.* (2005).



Si bien en una localidad específica los procesos se dan en secuencia, en el conjunto orogénico pueden operar sincrónicamente. El acortamiento migró de poniente a oriente junto con el colapso y exhumación de las zonas que hayan alcanzado la altura crítica. Los picos de metamorfismo de las facies Anfibolita ($450\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $650\text{ }^{\circ}\text{C}$; 4.5 kb) ocurrieron antes de los $97.61 \pm 0.28\text{ Ma}$ en la Paz (B.C.S.) y $93.95 \pm 0.36\text{ Ma}$ en Mazatlán (Sinaloa), dado que esas edades representan las temperaturas de cierre de la muscovita (temperatura de enfriamiento) consideradas de $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Reiners *et al.*, 2005). Se sugiere que esta temperatura de $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ indica profundidades cercanas a 10 km de lo cual se desprende que la exhumación de las rocas fechadas ocurrió posteriormente, siendo aún la exhumación parte activa del evento orogénico descrito (franja azul de la **Figura 6.19**). Se tienen evidencias de que en la Paz, B.S.C., la exhumación estuvo activa a los $85.44 \pm 0.46\text{ Ma}$ (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005b) que es la edad de pseudotaquilitas generadas en fallas normales. El término del evento orogénico, migró de $\sim 85\text{ Ma}$ en el poniente a $\sim 55\text{ Ma}$ (Paleoceno) en el oriente. Documentando una variación en la duración del evento de *ca.* 20 Ma en el poniente a *ca.* 4 Ma en el oriente y la existencia de un hiato dado por el cambio en el depósito de unidades sedimentarias y volcánicas de cuenca marina a depósitos terrígenos sedimentarios de cuencas continentales y depósitos volcánicos (**Figura 7.3**).

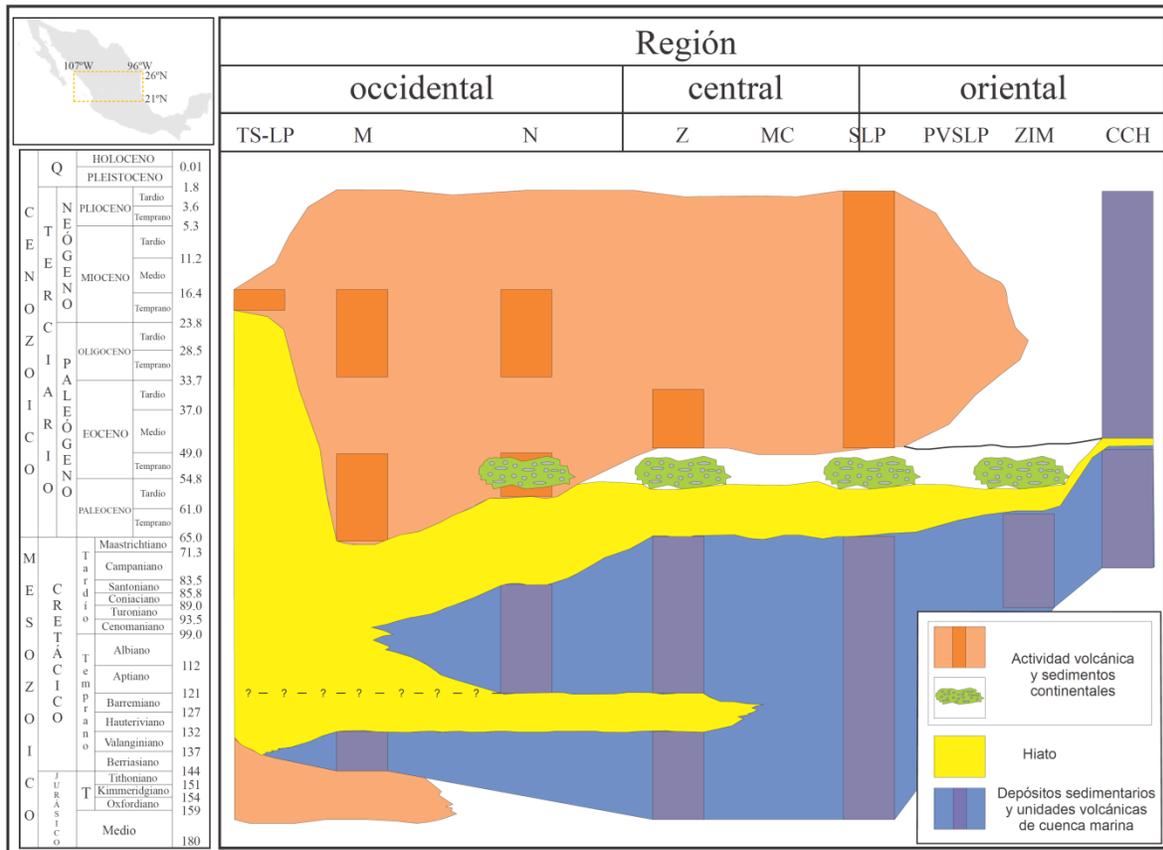


Figura 7.3. Hiato asociado a la orogenia Lámide en el centro de México donde se destaca el cambio en la depositación de unidades sedimentarias y volcánicas de cuenca marina a depósitos terrígenos sedimentarios de cuenca continental y depósitos volcánicos. TS-LP: Todos Santos-La Paz, M: Mazatlán, N: Nazas, Z: Zacatecas, MC: Mesa Central, SLP: San Luís Potosí, PVSLP: Plataforma Valles San Luis Potosí, ZIN: Zimapán, CCH: Cuenca Chicontepéc.



CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

- La deformación contractiva en la región occidental (La Paz y Todos Santos, B.C.S. – Mazatlán, Sinaloa) es progresiva, ocurrió posteriormente a *ca.* 105 Ma y anteriormente a *ca.* 85 Ma y es evidenciada por los datos obtenidos en milonitas, gneises bandeados, esquistos, cuerpos ígneos sincrónicos a la deformación y pseudotaquilitas aflorantes en esta zona. La paragénesis de andalucita + sillimanita + estaurolita + granate en metapelitas sugieren condiciones de deformación dúctil en la parte baja de la facies anfibolita de las series de metamorfismo regional de temperatura alta (450 °C–650°C) y presión baja (menor a 4.5 kb), tipo Buchan.
- Las edades para el proceso metamórfico identificado son de *ca.* 97 y 94 Ma.
- Las paragénesis estables durante la fase prógrada de metamorfismo registradas en las metapelitas son: cuarzo + mica blanca + biotita + granate; cuarzo + mica blanca + biotita + estaurolita + mica blanca + biotita; cuarzo + mica blanca + plagioclasa; estaurolita + andalucita + biotita y estaurolita + andalucita + sillimanita.
- A partir de las edades de enfriamiento obtenidas en hornblenda y biotita en cuerpos ígneos intrusivos sincrónicos a la deformación, cuya edad de cristalización es *ca.* 98 Ma en zircón, se estimaron tasas de enfriamiento para la región occidental de 30 °C/Ma (entre 900 y 550 °C) y de 250 °C/Ma (entre 550 y 300 °C) en Mazatlán, Sinaloa.
- La magnitud de exhumación cercana a 15 km, junto con la presencia de fallas con cinemática normal y edades muy cercanas a la deformación por acortamiento, sugieren que el colapso



gravitacional fue el mecanismo responsable para buena parte de la exhumación ocurrida en la región occidental.

- La deformación por acortamiento en la región central (estados de Durango y Zacatecas) es progresiva entre *ca.* 94-79 Ma generando esquistos, filitas y milonitas. Las paragénesis sugieren condiciones de deformación compatibles con el dominio dúctil-frágil de las facies esquistos verdes de las series de metamorfismo regional a temperaturas de 300 °C–350 °C.
- La deformación contractiva en la región oriental (San Luis Potosí-SMOr) fue progresiva entre *ca.* 62 y 58 Ma, produjo pliegues paralelos, pliegues chevrón y fallas frágiles en las secuencias sedimentarias, así como estructuras quebradizas observables al microscopio. Las condiciones de deformación registradas por estas unidades son compatibles con el dominio frágil de la corteza, en la facies metamórfica esquistos verdes a profundidades menores a los 5 km.
- La deformación es posdatada en las regiones occidental, central y oriental de México por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades de cristalización *ca.* 66, 74 y 60 Ma, respectivamente.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F., 1991, The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, the possibility of widespread Eocene volcanism in the Sierra Madre Occidental: *Journal of Geophysical Research*, 96, 13373-13388.
- Aranda-Gómez, J.J., Pérez-Venzor, J.A., 1989, Estratigrafía del Complejo Cristalino de la región de Todos Santos, estado de Baja California Sur: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 8(2), 149-170.
- Araujo-Mendieta, J., y Arenas-Partida, R., 1986, Estudio tectónico sedimentario en el Mar Mexicano, estados de Chihuahua y Durango: *Sociedad Geológica Mexicana*, 4, 43-71.
- Arenas, R. y Martínez- Catalán, J.R., 2003, Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondonedo thrust sheet (NW Iberian Massif), *Tectonophysics*, 365, 143– 164.
- Arzi, A.A., 1978, Critical phenomena in the rheology of partially-molten rocks: *Tectonophysics*, 44, 173-184.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G. y Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: *Geosphere*, 6, 621-640. doi: 10.1130/GES00545.1
- Barrière, M., 1977, Deformation associated with the Ploumanac'h intrusive complex, Brittany: *Geological Society of London Journal*, 134, p. 311–324.
- Barrow, G., 1893, On an intrusion of muscovite biotite gneiss in the S.E. Highlands of Scotland and its accompanying metamorphism: *Quarterly Journal of Geological Society, London*, 49, 330-358.
- Barton, M.D. y Hanson, R.B., 1989, Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modeling: *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1051-1065.



- Bateman, R., 1985, Auerole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite: *Journal of Geology*, (93), p. 293-310.
- Bateman, P.C., Busacca, A.J. y Sawka, W.N., 1983, Cretaceous deformation in the western foothills of the Sierra Nevada, California: *Geological Society of American Bulletin*, (94), p. 30-42.
- Baxter, S., y Feely, M., 2002, Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland: *Mineralogy and Petrology*. 73, 63 - 74.
- Berg, R.R., 1962, Mountain flank thrusting in Rocky Mountain foreland, Wyoming and Colorado: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 46, 2019–2032.
- Berthé, D., Choukroune, P. y Jegoulo, P., 1979, Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites the example of the South Armonican Shear Zone: *Journal of Structural Geology*, 1(1), 31-42.
- Bird, P., 1998, Kinematic history of the Larámide orogeny in latitudes 35°- 49° N, western United States: *Tectonics*, 17, 780-801.
- Blumenfeld, P., 1983, Le "tuilage des mégacristaux," un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidités des roches magmatiques: application au granite de Barbey-Séroux (Vosges, France): *Bulletin de la Société Géologique de France*, 25, 309-318.
- Blumenfeld, P., Bouchez, J.L., 1988, Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states: *Journal of Structural Geology*, 10, 361–372.
- Bons, A.J., 1988, Deformation of chlorite in naturally deformed low grade rocks: *Tectonophysics*, 154, 197-200.
- Borraidale, G., Bayly, M. y Powell, C., 1982, Atlas of deformational and metamorphic rocks fabric: Berlin Heidelberg, New York, Springer, 120 p.
- Botero-Santa, P.A., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Santiago, A.F., Báez-López, J.A., Loza-Aguirre, I., 2010, El emplazamiento del Batolito de Comanja: registro de la finalización de la orogenia Laramide en la Mesa Central (resumen), *en Simposio GeoLaramide*, Hermosillo, Son: <http://www.geociencias.unam.mx/geosimposios/geos/2010/geolaramide>, 35.



- Boyer, S.E., 1986, Styles of folding within thrust sheets: examples from the Appalachian and Rocky Mountains of the U.S.A. and Canada: *Journal of Structural Geology*. Vol. 8(3-4), p. 325-339.
- Boyer, S.E., Elliott, D., 1982, Thrust systems: *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(9), p. 1196-1230.
- Brown, M., 1993, P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journal Geological Society of London*, 150, 227-241.
- Brown, M., 1994, The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: The migmatite to crustally derived granite connection in thickened orogens: *Earth Science Reviews*, 36, 3-13.
- Brown, M., 2001, Crustal melting and granite magmatism: key issues: *Physics and Chemistry of the Earth*, 26 (4 - 5); 202 – 212.
- Brown, M. y Dallmeyer, R.D., 1996, Rapid Variscan exhumation and role of magma in core complex formation: Southern Brittany metamorphic belt France: *Journal of Metamorphic Geology*, 14, 361-379.
- Brown, M., y Rushmer, T., 1997, The role of deformation in the movement of granitic melt: views from the laboratory and the field. In: Holness M.B. (ed) *Deformation-enhanced fluid transport in the Earth's crust and mantle: The Mineralogical Society Series*, 8, Chapman and Hall, London, p. 111-114
- Brown, M. y Solar, G.S., 1999, The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm: *Tectonophysics*, 312, 1-33.
- Brown, W.G., 1988, Deformational style of the Laramide uplifts in the Wyoming foreland: *Geological Society of America Memoir* 171, p. 1-25.
- Brown, W.G., 1993, Structural style of Larámide basement-cored uplifts and associated folds, *in* Snoke, A.W., Steidtmann, J.R., Roberts, S.M. (eds.), *Geology of Wyoming: Geological Survey of Wyoming Memoir* 5, 312–371.
- Brun, J.P., y Pons, J., 1981, Strain patterns of pluton emplacement in crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, southern Spain: *Journal of Structural Geology*, (3), p. 219-230.



- Bucher, K. y Frey, M., 1994, *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*: Springer Verlag Berlin Heidelberg. New York, 325p.
- Busby, C., Adams, B.F., Mattinson, J., Deoreo, S., 2006, View of an intact oceanic arc, from surficial to mesozonal levels: Cretaceous Alisitos arc, Baja California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149, 1– 46.
- Butler, R.W.H., 1987, Thrust Sequences: *Journal of the Geological Society*, London. 144, p. 619-634.
- Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., Niemeyer, S., 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 distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Carrillo, B.J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13, 1-98.
- Carrillo, B.J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17, 73-96.
- Castro, A., 1989, *Petrografía básica*: Madrid, Paraninfo, 143p.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talvera-Mendonza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone: *Geological Society of America, Special Paper*, 436, 279-308.
- 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.
- Cerca-Martínez, L.M., 2004, *Deformación y magmatismo Cretácico Tardío – Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos*: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Tesis Doctorado, 193 p.



- Chester, F.M. y Logan, J.M., 1987, Flow behavior of polycrystalline halite across the brittle-ductile transition at elevated temperatures. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 68: 1464.
- Claoué-Long, J.C., Compston, W., Robert, J., Fanning, C.M., 1995, Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis, *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation: Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 4, 3-21.
- Cloos, M., 1993, Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts: *Geological Society of America Bulletin*, 105, 715–737.
- Collins, W.J., 2003, Slab pull, mantle convection, and Pangaeen assembly and dispersal: *Earth and Planetary Science Letters*, 205: 225–237.
- Collins, W.J. y Vernon, R.H., 1992, Paleozoic arc growth, deformation & migration across the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia: *Tectonophysics*, 214, 381-400.
- Coney, P.J., 1972, Cordilleran tectonics and North American plate motions: *American Journal of Science*, 272, 603-628.
- Coney, P.J., 1976, Plate tectonics and the Larámide Orogeny: *New Mexico Geological Society Special Publication*, 6, 5-10.
- Coney, P.J., Jones, D. L., Monger, J. W. H., 1980, Cordilleran suspect terranes: *Nature*, 28, 329-333.
- Cooper, R.F. y Kohlstedt, D.L., 1982, Interfacial energies in the olivine-basalt system. In: *High pressure research in geophysics* (edited by Akimata, S. & Manghnari, M. H.): *Advances in Earth and Planetary Sciences*, 12, 217-228.
- Cooper, R.F., y Kohlstedt, D.L., 1984, Solution-precipitation enhanced diffusional creep of particles molten olivinebasalt aggregates during hot- pressing: *Tectonophysics*, 107, 207-233.
- Córdoba, D.A., 1965, Hoja Apizolaya (13R-1(9)) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango, México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, serie 1:100 000, un mapa con texto al reverso.



- Courrioux, G., 1987, Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland): *Journal of Structural Geology*, 9, p. 313-330.
- Damon, P.E., Livingston, D.E., Mauger, R.L., Gilletti, B.J., Alor, P., 1962, Edad del Precámbrico Anterior y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del estado de Sonora: *Boletín Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 64, 11 -64.
- Dana, J. D., 1896, *Manual of geology*: New York, American Book Company, 1987 p.
- Davis, G.H., 1978, Monocline fold pattern of the Colorado Plateau, *in* Matthews, Vincent, III (ed.), Larámide folding associated with basement block faulting in the western United States: *Geological Society of America Memoir* 151, 215–233.
- DeCelles, P. G., 2004, Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western U. S. A.: *American Journal of Science*. 304, p. 105-168.
- DeCelles, P. G., Coogan, J. C., 2006, Regional structure and kinematic history of the Sevier foldand-thrust belt, central Utah: *Geological Society of America Bulletin*, 118(7-8), p. 841-864.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: *Publicaciones del XX Congreso Geológico Internacional*, 60 p.
- De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, 50, 595-605.
- De Cserna, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation of northern Mexico, *in*: Seewald, K., and Sundeen, D. (eds.), *The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, a symposium in honor of Prof. Ronald, K. De Ford*: Midland, West Texas Geological Society, 99-117.
- De Cserna, Z., 1976, Geology of the Fresnillo area, Zacatecas, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 87, 1191-1199.
- De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of Mexico, *in* Bally, A.W., and Palmer, A.R., (eds.), *The Geology of North America-An overview*, Boulder, Colorado, Geological Society of America: *Geology of North America*, A, 233-264.



- De Cserna, Z., Grat, J.L., Ortega, G.F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, estado de Tamaulipas, México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 1, 33-43.
- De La Vega, S.E., 1963, Carta Geológica de México, Hoja Nazas, 13-k (6), escala 1:100 000, México, D.F.: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma México, 1 mapa y resumen de la geología.
- Dell'Angelo, L.N., y Tullis, J., 1988, Experimental deformation of partially melted granitic aggregates: Journal of Metamorphic Geology, 6, 495-516.
- Dell'Angelo, L.N., Tullis, J., y Yund, R.A., 1987, Transition from dislocation creep to melt-enhanced diffusion creep in fine-grained granitic aggregates: Tectonophysics, 139, 325-332.
- Dewey, F.J., 1988, Extensional Collapse of Orogens, Tectonics, 7(6), 1123-1139.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C.V., 1990, Thermal modelling in low-pressure/high-temperature metamorphic belt: Tectonophysics, 188, 209-238.
- Dickin, A., 2005, Radiogenic isotope geology: Cambridge University Press, 492 p.
- Dickinson, W.R., Klute, M.A., Hayes, M.J., Janecke, S.U., Lundin, E.R., McKittrick, M.A., Olivares, M.D., 1988, Paleogeographic and paleotectonic setting of Larámide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: Geological Society of American Bulletin, 100, 1023-1039.
- Dickinson, W. R., y Snyder, W.R., 1978, Plate tectonics of the Laramide orogeny, *in*: Matthews, v. III ed., Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States. Geological Society of America Memoir 151, p. 355-366.
- Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems: Contributions to Mineralogy and Petrology, 40, 259-274.
- Eguiluz de Antuñano, S., y Aranda-García, M., 1984, Economic possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the sothern margin of the Coahuila Island, *in* Wilson, J.L.; Ward, William, and Finneman, J.M. (eds.), A Field Guide to upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Plataform and Basin Systems Monterrey-Salttillo areas northern



- Mexico: San Antonio, Tx, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, 43-51.
- 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., 1987. Diffuse continental deformation: length scales, rates and metamorphic evolution: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A321, 3- 22.
- England, P., y Thomson, A., 1984, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism, Part I: heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust: Journal of petrology, 25, 894-928.
- English, J.M., y Johnston. S.T., 2004, The Larámide Orogeny: What Were the Driving Forces?: International Geology Review, 46, 833-838.
- English, J., Johnston, S.T., Wang, K., 2003, Thermal modelling of the Larámide orogeny: testing the flat slab subduction hypothesis: Earth and Planetary Science Letters, 214, 619-632.
- Ernst, W.G., 1974, Metamorphism and ancient convergent continental margins, *in* Burk, C.A., and Drake, C.L. (eds.), The geology of continental margins: New York, Springer, Verlag, 907-919.
- Erslev, E.A., 1993, Thrusts, backthrusts and detachment of Larámide foreland arches; *in* Schmidt, C. J., Chase, R., and Erslev, E. A. (eds.), Larámide basement deformation in the Rocky Mountain foreland of the western United States: Geological Society of America, Special Paper 280, 339–358.
- Escalona-Alcazar., F., 2010, Ambiente Tectónico y Deformación del Complejo Volcanosedimentario Mesozoico de la Sierra de Zacatecas, México: CICESE Baja California, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra en Geología, tesis doctoral, 239 p.
- Etheridge, M.A., Rutland, R.W.R., Wyborn, L.A., 1987, Orogenesis and tectonic process in the Early to Middle Proterozoic of northern Australia: American Geophysical Unios Geodynamic Series, 17, 131-147.
- Faure, G., 2001, Principles of isotope geology: John Wiley & Sons Inc., 475 p.



- Faure, G., Mensing, T., 2005, *Isotopes: principles and applications*: John Wiley & Sons Inc., 897 p.
- Ferrari, L., Martini, M., Cerca-Martínez, M., López-Martínez, M., 2010, ¿Existe una orogenia Larámide en el sur de México? edad, estilo de deformación y posibles causas de la deformación Cretácico-Terciario en la Sierra Madre del Sur (resumen), *en* Simposio GeoLaramide, Hermosillo, Son: Sitio Web: <http://www.geociencias.unam.mx/geosimposios/geos/2010/geolaramide>, 13
- Ferrari, L., Moran, D., González, E., 2007a, Actualización del mapa geológico de México escala 1:2000000: nuevo Atlas Nacional de México, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.
- 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, *en* Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A. (eds.), *Temas selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), Volumen Conmemorativo del Centenario, 343-378.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S. 2007b. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geological Society of America Special Paper* 442: 1-39 p.
- Fitz-Díaz, E., 2010, Progressive deformation, fluid flow and water-rock interaction in the Mexican Fold-Thrust Belt, Central México: Minneapolis, USA, Universidad de Minnesota, tesis doctoral, 152 p.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., 2010, Deformation of the Mexican fold and thrust belt in central México: Larámide or Sevier? (resumen), *en* Simposio GeoLaramide, Hermosillo, Son: <http://www.geociencias.unam.mx/geosimposios/geos/2010/geolaramide>, 6.
- Fyson, W. K., 1980, Fold fabrics and emplacement of an Archean granitoid pluton, left Lake, Northwest Territories: *Canadian Journal of Earth Sciences*, (17), p. 325-332.
- Gamper, M.A., 1977, Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico-Misantla basada en los foraminíferos planctónicos: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 1(2), 117-128.



- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R., Chuchla, R.J., 2001, Thermal and chronological record of syn- to post-Larámide burial and exhumation, Sierra Madres Oriental, Mexico, *in* Bartolini, R.T., Buffler, R.T., Cantú-Chapa A. (eds.), The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologist Memoir, 75, 159-181.
- Guineberteau, B., Bouchez, J. L., y Vigeneresse, J. L., 1987, the mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications: Geological Society of America Bulletin, (99), p. 763 -770.
- Guzmán, J.E., y De Cserna, Z., 1963, Tectonic history of Mexico, in Backbone of the Americas- Tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists Memoir, 2, 113-129.
- Hamilton, W., 1988, Larámide crustal shortening; *in* Perry, W. J., and Schmidt, C. J. (eds.), Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: Geological Society of America Memoir, 171, 27-39.
- Hand, M., Fanning, M., Sandiford, M., 1999, Low-P high-T metamorphism & the role of high-heat producing granites in the norther Arunta Inlier: Geological Society of Australia (abstracts), 40, 60-61.
- Hand, M., y Rubatto, D., 2002, The scale of the thermal problem in the Mount Isa Inlier: Geological Society of Australia, (abstracts), 64, 173.
- Hanmer, S., 1987, Textural map units in quartzo-feldspathic mylonitic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, 24, 2065-2073.
- Hanson, G.N., Gast, P.W., 1967, Kinetic studies in contact metamorphic zones: Geochirn. Cosmochirn, Acta, 31(7), 119-153.
- Harrison, T.M., 1981, Diffusion of ^{40}Ar in hornblende: Contributions to Mineralogy and Petrology, Springer, 78, 324-331.
- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985, Diffusion of the ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects: Geochimica et Cosmochimica Acta, 49, 2461-2468.
- Hatcher, R.D., 1995, Structural Geology: principles, concepts, and problems. 2nd ed: New Jersey, Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs. 525p.



- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur Mexico, *in* Frizzell Jr, V.A. (ed.), *Geology of Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, 39, 219–236.
- Henry, C.D., Fredrikson, G., 1987, *Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America, Maps and Chart serie, MCH 063*, 1 mapa, 14 p.
- 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.
- Hibbard, M.J., 1996, *Petrography to petrogenesis: New Jersey, Prentice - Hall Inc.*, 650 p.
- Higgins, M., 1971, *Cataclastic rocks: Washington, U.S. Geological Survey Professional Paper*, 687, 97.
- Hirth, G., y Kohlstedt, D.L., 1995, *Experimental constraints on the dynamics of the partially molten upper mantle: Deformation in the diffusion creep regime: Journal of Geophysical Research*, 100, 1981-2001.
- Hirth, G. y Tullis, J., 1992, *Dislocation Creep regimens in quartz aggregates: Journal of Structural Geology*, 14, 145-159.
- Holdaway, M.J., Mukhopadhyay, B., 1993, *A reevaluation of the stability relations of andalusite: thermo-mechanical data and phase diagram for the aluminium silicates: American Mineralogy*, 78, 298-315.
- Hutton, D.W.H., 1981, *The Main Donegal granite: lateral wedging in a synmagmatic shear zone (abstract): Journal of Structural Geology*, (3), p. 93.
- Hutton, D.H.W., 1988, *Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: Inferences from deformation studies: Royal Society of Edinburgh Transactions, Earth Sciences*, 79, 245-255.
- Huntoon, P.W., Sears, J.W., 1975, *Bright Angel and Eminence faults, eastern Grand Canyon, Arizona: Geological Society of America Bulletin*, 86, 465–472.



- Imlay, W.R., 1937, Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico: *Journal of Paleontology*, 11, 552-574.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Coremi, J.A., 2003, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: United States Geological Survey / Consejo de Recursos Minerales scientific collaboration (Part I): United States Geological Survey, Open File Report OF-03-020, 79 p.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 2004, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: United States Geological Survey / Consejo de Recursos Minerales scientific collaboration (Part II): United States Geological Survey, Open File Report OF-04-1444, 46 p.
- Ismat, Z., Mitra, G. 2005, Fold-thrust belt evolution expressed in an internal thrust sheet, Sevier orogen: The role of cataclastic flow: *Geological Society of America Bulletin*, 117 (5-6), p. 764-782.
- Jiang, D., White, J.C., 1995. Kinematic of rock flow and the interpretation of geological structures, with particular reference to shear zones: *Journal of Structural Geology*, 17, 1249-1265.
- Johnson, S.E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R., y Tate, M. C., (2003): Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Range batholith, Baja California, México: *Journal of Structural Geology*, 25, p. 1933-1957.
- Johnson, S., Tate, M.C., Fanning, C.M., 1999, New geologic mapping and SHRIMP U–Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California: evidence for a suture?: *Geology*, 27(8), 743–746.
- Kellum, W., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, 43, 541-564.
- Kerdan, T. P., 1992, Estructura de la corteza y manto superior en el norte de México (a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California hasta el Golfo de México): México, Universidad Nacional Autónoma de México, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de maestría, 347 p.



- King, R.E., 1934, The Permian of southwestern Coahuila: American Journal of Sciences., 5th serie, 27, 98-112.
- Knipe, R.J., 1989, Deformation mechanism recognition from natural tectonics: Journal of Structural Geology, 11(1-2), 81-92.
- Kretz, R., 1983, Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist, 68, 277-279.
- Kulik, D. M., and Schmidt, Ch, J., 1988, Region of overlap and styles of interaction of Cordilleran thrust belt and Rocky Mountain foreland: Geological Society of America Memoir 170, p. 75-98.
- Kwon, Sanghoom, Mitra, G., 2004, Strain distribution, strain history, and kinematic evolution associated with the formation of arcuate salients in fold-thrust belts: The example of the Provosalient, Sevier orogen, Utah: Geological Society of America, Special Paper 383.
- Lamourux, C., Soula, J. C., Deramond, J., y Roddaz, B., 1980, Shear zones in the granodioritic massifs of the central Pyrenees and the behavior of these massifs during Alpine orogenesis: Journal of Structural Geology, (2), p. 49-53.
- Lee, J.K.W., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997, Pb, U and Th diffusion in natural zircon: Nature, 390, 159-162.
- Lejeune, A.M., y Richet, P., 1995, Rheology of crystalbearing silicate melts: An experimental study at high viscosities. Journal Geophysical Research, 100, 4215-4229.
- Le Maitre R.W. (ed), 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Blackwell Science Publishing, 193p.
- Le Maitre R.W. (ed), 2002, A classification of igneous rocks and glossary of terms (2nd edition): Cambridge University Press, 236p.
- Lister, G.S., y Doensiepen, U.F., 1982, Fabric transitions in the Saxony granulite terrain: Journal of Structural Geology, 4, 81-92.
- Lister, G.S., y Snoke, A.W., 1984, S-C mylonites: Journal of Structural Geology, 6, 616-638.



- Liou, J.G., Tsujimor., T., Zhang R.Y., Katayama, I., Maruyama, S., 2004, Global UHP metamorphism and continental subduction/collision: The Himalayan model: *International Geology Review*, 46, 1–27.
- Loosveld, R.J.H. y Etheridge, M.A., 1990, A model for low pressure facies metamorphism during crustal thickening: *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 257-267.
- Ludwig, K., 2004, Isoplot/Ex, ver. 3, A geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronology Center, Publication núm. 4.
- Lux, D.R., y Guidotti, C.V., 1985, Evidence for extensive hercynian metamorphism in western Maine: *Geology*, 13, 696-700.
- Lux, D.R., De Yoreo, J.J., Guidotti, C.V. y Decker, E.R., 1986, The role of plutonism in low-pressure/high-temperature metamorphic belt formation: *Nature*, 323, 794-797.
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C.H., Guilford, C., 1997, *Atlas of igneous rocks and their textures: England*, Longman, 190p.
- Mahmood, A., 1985, Emplacement of the Zaer pluton, Morocco: *Geological Society of America Bulletin*, 96, p. 931-939.
- Marsh, B.D., 1981, On the crystallinity, probability of occurrence and rheology of lava and magma: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 85-94.
- Marshak, S., y Mitra, G., 1988, *Basic Methods of Structural Geology*, New Jersey, Prentice – Hall Inc., 446p.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Larámide deformation in Southwestern Mexico: no role for terrane accretion, *in* Kay, S.M., Ramos, V.A., Dickinson, W.R. (eds.), *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision: Geological Society of America Memoir 204*, 151–182.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., 2010, Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3), 412-430.



- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2010b, 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: (*en prensa*).
- Matsuda, T., y Uyeda S., 1971, On the Pacific-type orogeny and its model-extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas: *Tectonophysics*, 11: 5–27.
- Maruyama, S., 1997, Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro type orogeny proposed: *The Island Arc*, 6, 91–120.
- 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 (Geol Rundsch)*, 99, 83–99. DOI 10.1007/s00531-008-0384-2
- McDougall, I., y Harrison, T.M., 1988, *Geochronology and thermochronology by the Ar/Ar method*: Oxford, Oxford University press, 272p.
- McDougall, M., Harrison, T., 1999, *Geochronology and thermochronology by the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method*: New York, Oxford University Press, 269p.
- 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, 1479-1487.
- McLaren, S., Sandiford, M., Hand, M., 1999, High radiogenic heat-producing granites and metamorphism: an axample from the western mount Isa Inlier, Australia: *Geology*, 24, 679-682.
- Meschede, M., 1994, *Methoden der strcturgeologie: Ein leitfaden zur Aufnahme und auswertung strukrgeologiister Daten im Gelände und im labor*: Ferdianand Enke Verlag, Stuttgart, 169p.
- Mezger, J.E. y Passchier, C.W., 2003, Polymetamorphism & ductile deformation of staurolite-cordierite schist of the Bossost dome: indication for Variscan extension in the Axial Zone of the central Pyrebees: *Geological Magazine*, 140, 595-612.



- Michibayaschi, K., 1996, The role of intragranular fracturing on grain size reduction in feldspar during milonitization: *Journal of Structural Geology*, 18(1), 17-25.
- Mildren, S.D. y Sandiford, M., 1995, Heat refraction and low-pressure metamorphism in the northern Flinders Ranges, South Australia: *Australian Journal of Earth Sciences*, 42, 241-247.
- Miller, R.B., Paterson, S.R., 1994, The transition from magmatic to high temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington: *Journal of Structural Geology*, 16, 853–865.
- Miyashiro, A., 1961, Evolution of metamorphic belts: *Journal of Petrology*, 2, 277-311.
- Miyashiro, A., 1973, *Metamorphism and Metamorphic belts*: London, George Allen & Unwin, 492 p.
- Miyashiro, A., 1994, *Metamorphic Petrology*: New York, Oxford University Press, 404 p.
- Mujica-Mondragón, M.R., Jacobo-Albarrán, J., 1983, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano: México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 p.
- Nicolas, A., Reuber, I. & Benn, K. 1988, A new magma chamber model based on structural studies in the Oman ophiolite: *Tectonophysics*, 151, 87-105.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Camprubí Cano, A., 2005a, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica, *en* Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A. (eds.), *Temas selectos de la Geología Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario*, 57(3), 285-317.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Iriando, A., Tolson, G., Pérez-Venzor, J.A., 2005b, Cinemática, edad y problemas de interpretación de las vetas de pseudotaquilita de Falla de Los Planes, La Paz, B. C. S.: Reunión anual Unión Geofísica Mexicana, *Geos.* 25(1), 103-104.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern



- Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 111, 347-363.
- Oliver, N.H.S., Holcombe, R.J., Hill, E.J., Pearson, P.J., 1991, Tectono-metamorphic evolution of the Mary Kathleen Fold Belt, northwest Queensland: a reflection of mantle plume processes?: Australian Journal of Earth Sciences, 38, 425-455.
- Oliver, N., y Wall, V., 1987, Metamorphic plumbing system in Proterozoic calc-silicates, Queensland, Australia: Geology, (15), p. 793-796.
- Ortega-Flores, B., 2011, Deformación por acortamiento en la plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, México D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 114 p.
- Oxburgh, E.R. and Turcotte, D.L., 1971, Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions: Journal of Geophys Research, 76, 1315-1327.
- Park, Y., y Means, W.D., 1996, Direct observation of deformation processes in crystal mushes: Journal of Structural Geology, 18, 847-858
- Parrish, R., Noble, S., 2003, Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS): Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 53, 183-213.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996, Microtectonics: Berlin, Springer, 304p.
- Passchier, C., Trouw, R., 2005, Microtectonics: Berlin, Springer-Verlag, 333p.
- Paterson, S.R. y Fowler, K.Jr., 1993, "Reexamining pluton emplacement processes": Journal of Structural Geology, 15, p. 191-206.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K.Jr., Schmidt, K. L., Yoshinobu, A. S., Yuan, E. S., y Miller, R. B., 1998, Interpreting magmatic fabric patterns in plutons: Lithos, 44, p. 53-82.
- Paterson, S. R., Vernon, R.H, y Fowler, T.K. Jr., 1991, Aureole Tectonics, in Kerrick, D. M. (ed) Contact Metamorphism: Mineralogical Society of America, Mineral Review, 26, p. 673-722.



- Paterson S.R., Vernon R.H., y Tobisch O.T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids: *Journal of Structural Geology*, 11, p. 349-363.
- Pauli, C., Schmid, S.M., Heilbronner, R.P., 1996, Fabric domains in quartz mylonites: localized three dimensional analysis of microstructure and texture: *Journal of Structural Geology*, 18(10), 1183-1203.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. y Eleftheriadis, G., 2003, Magma mixing in the Sithonia Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves: *Mineralogy and Petrology*, 78, 173-200.
- Petersen, M.A., Montiel-Méndez, D., 2009, Geología del Cerro San Pedro distrito minero de metales base y preciosos San Luis Potosí, México; *en Geología Económica de México*, Kenneth F. Clark, Guillermo A. Salas-Liz y Rodolfo Cubillos-Estrada (eds.), 953 p: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. y Servicio Geológico Mexicano, 760-768.
- Phillipotts, A., 1990, *Principles of igneous and metamorphic petrology*: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall, NJ, 498 p.
- Pitcher, W. S., and Berger, A. R., 1972, *The Geology of Donegal: A Study of Granite Emplacement and Unroofing*. John Wiley, New York, 435 p.
- Platt, J.P., 1986, Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks: *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1037-1053.
- Pryer, L.L., 1993, Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada: *Journal Structural Geology*, 15, 21-36.
- Powell, C., 1979, A morphological classification of rocks cleavage: *Tectonophysics*, 54, 25-43.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la región de Comanja, estados de Guanajuato y Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista del Instituto de Geología*, 10, 6-25.



- Ramírez, R.C., 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Revista del Instituto de Geología, 2, 5-42.
- Ramsay, S.G., 1980, Shear Zone Geometry: a review: Journal of Structural Geology, 2, 83-99.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Zeitler, P.K., 2005, Past, Present, and Future of Thermochronology: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1), 1-18; DOI: 10.2138/rmg.2005.58.1
- Rubenach, M.J., 1992, Proterozoic low-pressure/high temperature metamorphism and an anticlockwise P-T-t path for the Hazeldene area, Mount Isa Inlier: Journal of Metamorphic Geology, 10, 333-346.
- Rubenach, M.J. y Barker, A.J., 1998, Metamorphic and metasomatic evolution of the Snake Creek Anticline, Eastern Succession, Mt Isa Inlier: Australian Journal of Earth Science, 45, 363-372.
- Rueda, G.J., Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., Minero, M. y Uribe, G., 1993, Los anticlinorios de Huizachal Peregrina y de Huayacocotla; dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, LIII, 1-29.
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H. y Quiróz-Barroso, S., 2005, The Tuzancoa Formation: evidence of an Early Permian submarine continental arc in east-central Mexico: International Geology Review, 47(9), 901-919.
- Rossi J.N., Toselli, A.J., y F.R. Durand, 1992, Metamorfismo de baja presión, su relación con el desarrollo de la Cuenca Puncoviscana, plutonismo y régimen tectónico. Argentina: Estudios geológicos, 48: 279-287.
- Rutter, E.H. y Casey, M., 1998, Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks: Journal of Structural Geology, 16, 1431-1437.
- Sandiford, M., Fraser, G., Arnold, J., Foden, J., Farrow, P., 1995, Some causes and consequences of high-T, low-P metamorphism in eastern Mt Lofty Ranges, South Australia: Australian Journal of Earth Sciences, 42, 233-240.



- Sandiford, M., Hand, M., McLaren, S., 1998, High geothermal gradient metamorphism during thermal subsidence: *Earth and Planetary Science Letters*, 163, 149-165.
- Scaillet, B., Pichavant, M., Roux, J., 1995, Experimental crystallization of leucogranite magmas: *Journal of Petrology*, 36, 663-705.
- Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazi-fikkü Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: Germany, University of Munich, Ph.D. Thesis.
- Schaaf, P., Böhnel, H., Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints: *Tectonophysics*, 318, 53-69.
- Schmidt, C.A., Perry, W.J. Jr., 1988, preface, *in* C.A. Schmidt and W.J. Jr Perry., (eds.), *Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust front: Geological Society of America Memoir 171*, ix-xi.
- Scholz, C.H., 1988, The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting: *Geologie Rudschav*, 77, 319-328.
- Şengör, A.M.C., Natal'in, B.A., 1996, Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24, 263-337.
- Servicio Geológico Mexicano, 1997, Carta Geológica-Minera - Zacatecas F13-6, escala 1:250.000. Base Cartográfica Tomada del INEGI.
- Shah, A., 2010, Tectono- metamorphic evolution of Big Thompson Canyon region, Colorado Rocky Mountains, USA: USA, James Cook University, PhD thesis, 144p.
- Shelley, D., 1993, *Igneous and metamorphic rocks under the microscope: London, Chapman and Hall*, 445p.
- Shimamoto, T., 1989, The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model: *Journal of Structural Geology*, II(1/2), 51-64.
- Sibson, R.H., 1977, *Fault rocks and fault mechanisms: Geological Society of London*, 133, 190-213.



- Simpson, C., 1985, Deformation of granitic rocks across the brittle ductile transition: *Journal of Structural Geology*, 7, 503–511.
- Simpson, C., Wintsch R.P., 1989, Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite: *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 261–275.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D., Crowley, J., Gerdes, A., Hanchar, J., Horstwood, M., Morris, G., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., B., Tubrett, M., Whitehouse, M., 2008, Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, 249 (1-2), 1-35.
- Snoke, A.W., Tullis, J.A. y Todd, V.R., 1998, *Fault-related Rocks: A Photographic Atlas*: Princeton University Press, 629 p.
- Solar, G.S., Pressley, R.A., Brown, M. y Tucker, R.D., 1998, Granite ascent in convergent orogenic belts. Testing a model: *Geology*, 26, 711-714.
- Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M., 2010, U-Pb zircon geochronology by an integrated LA-ICPMS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5-18.
- Solé, J., Salinas-Prieto, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del Occidente, Centro y Sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 104-119.
- Spears, F., 1993, *Metamorphic Phase equilibria and Pressure-temperature-Time Paths*: Washington, Mineralogy Society of America, 799p.
- Spears, F., y Cheney, J.T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$: *Contribution of Mineralogy and Petrology*, 101, 149-164.
- Spieker, E.M., 1946, Late Mesozoic Early Cenozoic history of central Utah: U.S. Geological Survey Professional Paper 205-D, 117-161.
- Spry, A., 1969, *Metamorphic Textures*: Pergamon Press, Oxford, 350p.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: Amsterdam, *Earth Science Reviews, International Magazine for Geo-Scientists*, 12, 1-33.



- Subcommission on the Systematic of Metamorphic rocks (SCMR), International Union geological Sciences, 2003, Towards an unified Nomenclature in Metamorphic Petrology: 2) Types, grade and facies. Pdf.
- 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, 1387-1397.
- Sylvester, A. G., Ortel, G., Nelson, C. A., and Chistlie, J. M., 1978, Papoose Flat pluton: a granite blister in the Inyo Mountains, eastern California: Geological Society of American Bulletin, (89), p. 1202-1219.
- Tanner, M., Solari, L., 2009, Fast reduction of U-Pb data using R.: Goldschmidt Conference (abstracts), Geochimica et Cosmochimica Acta, 1313.
- Tardy, M., 1980, Contribution a l'étude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 445 p.
- Ten Grotenhuis, S., 2000, Mica fish in Milonites. Deformation mechanisms and applications in rheology: Geowissenschaftliches Institut Johannes Gutenberg – Universität Mainz, Doktor dissertation, 210 p.
- Thompson, A.B., y Ridley, J.R., 1987, Pressure-temperature- time (P-T-t) histories of orogenic zones: The Philosophical Transactions of the Royal Society, Ser. A, 321, 27-45.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernández, L.A.D., Porcher, C.C., 1994, Magma assisted strain localization in an orogen parallel transcurrent shear zone of southern Brazil: Tectonics, 13(2), 421-437.
- Tribe, I.R. y D'Lemos, R.S., 1996, Significance of a hiatus in down-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, UK: Journal of the Geological Society of London, 153, 127-138
- Tullis, R.J., Snoke, A.W., y Todd, V.R., 1982, Penrose conference report. Significance and Petrogenesis of mylonitic rocks: Geology, 10(5), 227-230.
- Turner, F.J., 1981. Metamorphic petrology: Mineralogical, field and tectonic aspects. 2nd edition. New York, McGrawHill, 524 p.



- Tweto, O., 1975, Larámide (Late Cretaceous-Early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains: Geological Society of America Memoir 144, 1-44.
- Vance, J. A., 1965, Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning: The Journal of Geology, 73(4); 636 – 651.
- Vanderhaeghe, O., y Teyssier, C., 2001, Crustal-scale rheological transitions during late-orogenic collapse, Tectonophysics, 335, 211-228.
- van der Molen, I., y Paterson M.S., 1979, Experimental deformation of partially melted granite: Contributions to Mineralogy and Petrology, 70, 299-318
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., y Vidal-Solano, J.R., 2011, Metamorphism and deformation in the El Fuerte region: their role in the tectonic evolution of NW Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28(1), 10-23.
- Vernon, R.H., Collins, W.J., y Paterson, S.R., 1990, Pre-foliation metamorphism in low-pressure/high-temperature terrains: Tectonophysics, 219, 241-256.
- Vernon R.H., Etheridge, M.A, y Wall, V., 1988, Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow: Lithos, 22, 1-11
- Viniegra, F., 1963, Geología Del Maziso de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XVIII, 145-171.
- Wetherill, G., 1956, Discordant uranium-lead ages: I. Transactions - American Geophysical Union, 37, 320-326.
- Wetmore, P., Schmidt, K.L., Paterson, S.R., 2002, tectonic implications for the along strike variation of the Peninsular Ranges batholiths, southern and Baja California: Geology, 30, 247-250.
- White, S.H., 1979, Grain and Sub-grain size variations across a mylonite zone: Contribution Mineral Petrology, 70, 193-202.
- White, S.H., Burrows, J.E., Carreras, J., Shaw, N.D., Hupehreys, F.J., 1980, On mylonites in ductile shear zones: Journal of Structural Geology, 2, 175-187.



- Wickham, S.M., 1987, The segregation and emplacement of granitic magmas: *Journal of the Geological Society of London*, 144, 281-297.
- Wickham, S.M., y Oxburgh, E.R., 1985, Continental rifts as a setting for regional metamorphism, *Nature*, 318, 330-333.
- Wickham, S.M. y Oxburgh, E.R., 1987, Low-pressure regional metamorphism in the Pyrenees and its implications for the thermal evolution of rifted continental crust: *The Philosophical Transactions of the Royal Society, Ser. A*, 321: 219-242.
- Winkler, H.G.F., 1978, *Petrogénesis de rocas metamórficas*, second edition: Berlin - New York, Springer-Verlag, 346 p.
- Wise, D.V., Dunn, D.E., Engelder, J.T., Gelser, P.A., Hatcher, R.D., Rish, S.A., Odom, A.L., Schamel, S., 1984, Fault related rocks: suggestions for terminology: *Geology*, 12, 391-394.
- Yardley, B., 1989, *An Introduction to Metamorphic Petrology*: Singapore, Longman Group Limited, 248 p.
- York, D., Evensen, N., López-Martínez, M., De Basade-Delgado, J., 2004, Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line: *American Journal of Physics*, 72(3), 367-375.
- Zwart, H.J., 1960, The chronological succession of folding and metamorphism in the central Pyrenees: *London, Geological Society of London*, 50, 203-218.
- Zwart, H.J., 1962, On the determination of the polymetamorphic mineral associations, and this application to the Bosost area (central Pyrenees): *London, Geological Society of London*, 52, 38-65.
- Zwart, H.J., 1967, The duality of metamorphic belts: *Geologie en Mijnbouw*, 46, 283-309.
- Zwart, H.J., 1969, Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny: *Geological Association of Canada Special Papers*, 5, 7-16.
- Zwart, H.J., 1979, The geology of the central Pyrenees: *Leidse Geologische Mededelingen*, 50, 1-74.



ANEXOS

Anexo 1. Fundamentos teóricos: análisis microestructurales

Anexo 2. Fundamentos teóricos: técnicas geocronológicas

Anexo 3. Descripción petrográfica detallada de las muestras de las regiones occidental, central y oriental.

Anexo 4. Tablas resumen de datos geocronológicos



Anexo 1. Fundamentos teóricos: análisis microestructurales

Mecanismos de deformación

Una de las ventajas más importantes que proporcionan las microestructuras, es que éstas pueden emplearse para identificar los procesos de deformación que han operado en un volumen de roca. Entre dichos procesos, los más relevantes son: 1) flujo cataclástico; 2) disolución por presión; 3) deformación intracristalina; 4) maclado; 5) restitución; 6) recristalización; 7) reptación por difusión en estado sólido; 8) deformación cristalplástica; 9) reducción de área de borde de grano; y 10) recristalización estática, entre otros (Passchier y Trouw, 1996, 2005).

Flujo cataclástico: es esencialmente un proceso frágil generado por la fragmentación mecánica de rocas, y el deslizamiento y rotación subsiguientes de los fragmentos. El flujo cataclástico generalmente ocurre en condiciones de no metamórficas a metamorfismo de bajo grado, y a relativamente tasas altas de deformación. Las condiciones dependen del tipo de minerales involucrados y la presión de fluidos. Durante el flujo cataclástico, los espacios generados son llenados por agregados de sílice y carbonato precipitados por saturación.

Presión solución: es la disolución granular en los bordes de un cristal a una fase fluida bajo condiciones de esfuerzo normal. La disolución por presión se localiza donde los granos están en contacto a lo largo de superficies con un alto ángulo respecto a la dirección de acortamiento instantáneo, y donde el esfuerzo sobre el grano es alto. Este mecanismo puede ser selectivo al generar la disolución en sectores de la celda cristalina donde la solubilidad es relativamente alta. Un fenómeno asociado a la disolución por presión es la transferencia por solución, que consiste en la difusión de material disuelto, desde lugares con alta solubilidad a lugares con baja solubilidad, inducida por un campo de esfuerzos.

Deformación intracristalina: a diferencia de los anteriores, la deformación intracristalina afecta la configuración de la celda cristalina en el mineral. Este proceso corresponde a un cambio permanente (no elástico) de la forma cristalina generada por un cambio en la(s) posición(es)



relativa(s) de moléculas, debido al movimiento de defectos a través de la celda cristalina. La deformación intracristalina también puede generarse mediante la *reptación por dislocaciones* dentro de la celda cristalina. En este caso el movimiento de dislocación posee una orientación distintiva con respecto a la celda cristalina y puede moverse solo en planos cristalográficos específicos. Por otra parte, un efecto importante de la deformación intracristalina es el desarrollo de orientación preferencial de celda cristalina (*Lattice-Preferred Orientation*) (Meschede, 1994; Passchier y Trown, 1996, 2005).

Maclado: algunos minerales pueden deformarse mediante maclas de deformación o maclas mecánicas (diferentes a maclas de cristalización), acompañadas por fenómenos de dislocación. El maclado opera siempre en la misma dirección cristalográfica, puede acomodar solo una cantidad de deformación y ocurre generalmente en un rango bajo de temperatura.

Restitución: los cristales poseen energía potencial relacionada con su configuración interna y a la búsqueda del equilibrio termodinámico, conocido como energía libre interna. Dicha energía es baja en cristales sin deformación e incrementa proporcionalmente con el aumento de la deformación intracristalina. La tendencia es la de minimizar la energía libre de un sistema a través de procesos que tienden a acortar las dislocaciones o a reorganizar la disposición espacial de los átomos. La restitución hace referencia a todos aquellos procesos que tienden a ordenar la configuración interna de las celdas cristalinas minerales. Los mecanismos generales de restitución se producen al generar *subgranos*, segmentos cristalinos libres de deformación debido a que las dislocaciones y defectos de la celda cristalina se han desplazado y agrupado para generar límites de subgrano o *bandas de deformación* (Hatchert, 1995).

Recristalización: este proceso contribuye en gran medida a la disminución de la densidad de dislocación, al producir un re-acomodamiento de átomos a través del ordenamiento, o la generación de una nueva celda cristalina, libre de deformación. Existen dos mecanismos básicos de recristalización: 1) migración de borde de grano (*Grain Boundary Migration Recrystallisation – GBM-R*); y 2) rotación de subgranos (*Subgrain Rotation Recrystallisation – SR*). El primero ocurre en cristales que se encuentran en contacto, con diferencia entre sus densidades de



dislocación. Este mecanismo consiste en el movimiento relativo del límite de grano por el crecimiento del cristal con menor deformación a expensas del cristal con mayor deformación, sin un cambio relevante en la composición química de los minerales. El segundo mecanismo ocurre cuando las dislocaciones son continuamente adicionadas a los bordes de los subgranos, a tal grado que el ángulo entre la orientación general de las celdas cristalinas de estos, impide que les siga considerando como parte del mismo cristal.

Reptación por difusión en estado sólido: este mecanismo ocurre por la migración de lugares vacíos a través de la celda cristalina, cuando la temperatura en la roca deformada es más alta que la temperatura de fusión de los minerales constituyentes. Dicha difusión puede suceder a lo largo de los bordes cristalinos (*reptación tipo Coble*), o por difusión a través de la celda cristalina propiamente (*reptación tipo Nabarro-Herring*). Por otra parte, el deslizamiento de borde de grano, un proceso relacionado con la reptación por difusión, ocurre en agregados cristalinos finos (1-10 μm), y consiste en que los cristales se deslizan unos respecto a otros, mientras se impide el desarrollo de espacios entre estos por difusión en estado sólido o por transferencia de solución. Comúnmente se emplea deformación cristalplástica para describir la deformación generada por los procesos de reptación por dislocación y-o reptación por difusión, especialmente cuando los efectos de los dos mecanismos no pueden distinguirse.

Reducción del área de borde de grano: además de los defectos cristalinos, los bordes de los granos son superficies altamente desordenadas con elevada energía interna, y un decrecimiento en el área superficial total de dichos bordes reduce considerablemente dicha energía. Este mecanismo reemplaza bordes rugosos y lobulados de los cristales por bordes rectos y lisos, generando una fábrica de grandes cristales poligonales. Durante este proceso se pasa de un estado desordenado con alta energía interna a un estado más estable. La configuración intracristalina de los agregados policristalinos, afectados por procesos de recristalización y restitución, depende de la relativa anisotropía en el comportamiento de los bordes de grano de los diversos minerales presentes.



Recristalización estática: si la temperatura es suficientemente alta después que el factor generador de deformación ha cesado, o si existe suficiente cantidad de agua como fluido intergranular, los procesos de restitución, recristalización y migración de borde de grano pueden continuar operando hasta alcanzar la mayor configuración posible de mínima energía interna del sistema. A estos procesos, actuando conjuntamente, se les conoce como recristalización estática. Esta es la responsable de muchas microestructuras y fábricas, generadas durante la deformación y/o metamorfismo, sean borradas, dado que: 1) los minerales inestables ante las nuevas condiciones se transforman en unos más estables; 2) los límites de grano se transforman en rectos; 3) las dislocaciones son removidas; y 4) nuevos cristales pueden crecer sin deformación a expensas de otros.

Foliación, lineación y mecanismos generadores

Existen dos grandes clases de elementos morfológicos en la foliación: dominios de clivaje y microlitones. Bajo la influencia de ciertos factores, la deformación en la roca se concentra en determinados planos (dominios de clivaje), caracterizados por una fuerte formación de micas y otros minerales, así como por la presencia de relictos insolubles de los procesos relacionados con la transferencia por solución. Por otra parte, aquellas regiones con relativamente baja deformación en la roca se conocen como microlitones (Passchier y Trouw, 1996, 2005). De manera generalizada la foliación puede ser continua o espaciada. Las foliaciones continuas son aquellas que se distribuyen homogéneamente en el cuerpo de la roca y se encuentran constituidas por disposición de minerales laminares o aciculares (micas y anfíboles), o por minerales que han adquirido una forma elongada, como el cuarzo por ejemplo. En otras palabras, una foliación continua es aquella en la que no se puede discriminar entre microlitones y dominios de clivaje, dada la homogeneidad en que se encuentran distribuidos o deformados los constituyentes mineralógicos en la roca. De acuerdo al tamaño de los cristales en la roca, las foliaciones continuas pueden recibir el nombre de clivaje pizarroso (continuo) o esquistosidad continua. El criterio depende si es o no posible observar los granos con la ayuda de una lupa u otra herramienta semejante. Por otra parte, una foliación espaciada es aquella en la que es posible discriminar entre microlitones y dominios de clivaje. La división de la foliación espaciada se da



en virtud de la estructura presente en los microlitones: si estos preservan remanentes de una foliación anterior, puede hablarse de clivaje de crenulación; si de forma opuesta, los microlitones no registran ningún tipo de deformación acerca de posibles foliaciones preexistentes, la foliación recibe el nombre de clivaje o foliación disyuntiva, dependiendo del tamaño de los cristales (Passchier y Trouw, 1996, 2005). Tal como se observa en la **Figura A1.1**, existen diversos términos aplicados para describir las foliaciones espaciadas. Estos describen características como: índice de espaciamiento, forma de los dominios de clivaje, porcentaje en volumen de los mismos en la roca; así como la relación intrínseca entre dichos dominios que existe con los microlitones (transiciones).

Las foliaciones secundarias se desarrollan en respuesta a deformación permanente de la roca (deformación plástica). Los principales factores que controlan su desarrollo incluyen: composición de la roca, orientación y magnitud del esfuerzo, condiciones metamórficas (temperatura y presión litostática) y, presión y composición de fluidos. A continuación se describen brevemente algunos de los mecanismos responsables del desarrollo de foliación, sintetizados de (Passchier y Trouw, 1996, 2005). Si bien una foliación puede generarse por uno solo de dichos mecanismos, lo cierto es que en la naturaleza estos actúan juntos.

Rotación mecánica de cristales laminares o tabulares: este proceso hace referencia al cambio de orientación de minerales tabulares y laminares durante deformación dúctil homogénea, a través de la rotación. Como consecuencia dichos minerales se disponen de tal manera que su orientación media es paralela al plano de máxima deformación dentro de una elipse de deformación (plano XY), o a un plano perpendicular a la dirección de máximo acortamiento.

Transferencia por solución: la transferencia por solución puede generar foliación al: 1) propiciar el desarrollo de granos inequidimensionalmente; 2) acumular material insoluble, o con baja solubilidad relativa, en determinados planos perpendiculares a la dirección de acortamiento (dominios de clivaje); 3) generar disolución preferencial de elementos planares de una foliación preexistente orientados no paralelamente a la dirección de esfuerzo principal (microplegamiento); 4) favorecer intercambio iónico entre dominios de clivaje y microlitones,

con la consecuente mineralización diferencial; o 5) incrementar la rotación de minerales elongados por la disolución selectiva y redepositación de material, o por el truncamiento y disolución preferencial de micas [001] paralelo a la dirección de acortamiento, simultáneo al crecimiento de nuevos cristales micáceos paralelos a la dirección de extensión.

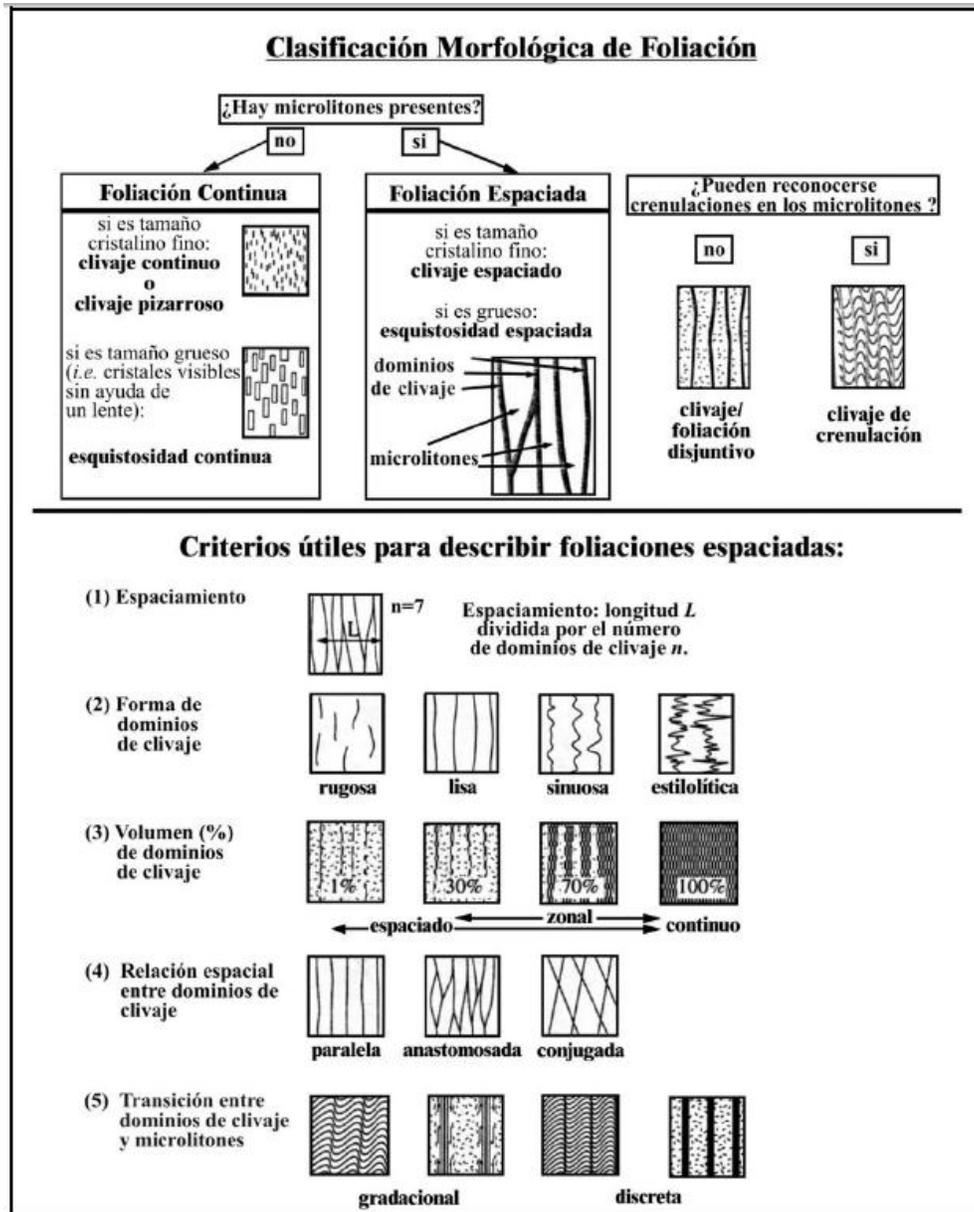


Figura A1.1. Clasificación morfológica de la foliación. Modificado de Powell (1979), Borradaile *et al.* (1982) y Passchier y Trouw (1996, 2005).



Deformación cristalplástica: la deformación generada por reptación de dislocación o por difusión en estado sólido, propicia que los granos minerales adquieran una forma aplanada o elongada con la máxima extensión paralela al plano XY de deformación finita; y por ende, define foliación. En este proceso es fundamental la orientación que posee la celda cristalina de un grano mineral respecto a la dirección de acortamiento. Dicha disposición es la responsable, junto a la temperatura y los fluidos intergranulares, de activar determinado(s) sistema(s) de deslizamiento. Por otra parte, si la temperatura es lo suficiente alta, la deformación cristalplástica (y por ende generación de foliación) puede o no involucrar sistemas de deslizamiento y fluidos intergranulares, ya que el gradiente térmico favorece la difusión iónica a través de la celda cristalina, produciendo cristales aplanados y agregados cristalinos con forma y orientación preferencial.

Recristalización dinámica y procesos relacionados: la recristalización dinámica es activada por la tendencia a disminuir la energía libre, tanto aquella energía de deformación almacenada en los minerales, como aquella energía interfacial. La deformación almacenada (*e. g.*, en las micas), posee la energía libre suficiente para activar mecanismos de recristalización dinámica a través de migración de borde de grano (GBM), donde cristales poco deformados libres de deformación, crecen con orientación preferencial en la celda cristalina defectuosa, contribuyendo al desarrollo de la foliación secundaria. Paralelamente, granos deformados de algunos minerales como el cuarzo y los feldspatos, experimentan recristalización dinámica a través de la orientación de subgranos. Mediante este mecanismo, los subgranos tienden a independizarse mutuamente y su orientación preferencial configura elementos típicos que definen foliación. Por otra parte, la recristalización dinámica está frecuentemente vinculada con el equilibrio químico entre fases minerales en rocas bajo condiciones metamórficas; luego, la composición química de los elementos minerales de estas fábricas foliadas (que manifiestan una clara intervención de procesos de recristalización dinámica), permite estimar las condiciones metamórficas prevalecientes durante la fase específica de deformación de la roca.

Crecimiento mimético: los cristales elongados que contribuyen a definir la foliación secundaria en una roca, no siempre son aquellos que se formaron durante la deformación, en respuesta a los



procesos generadores de foliación. En algunos casos, dichos minerales son producto del desarrollo posterior a la fase deformativa, al crecer sobre cristales preexistentes, incorporando su forma; es decir, mimetizando su geometría. Los minerales elongados pueden: haberse nucleado y crecido en una fábrica con una fuerte orientación preferencial, siguiendo esta orientación; o haberse desarrollado a lo largo de capas o láminas ricas en los componentes necesarios para su crecimiento, mimetizando la estructura laminar en su fábrica. Parece ser que el crecimiento mimético es un mecanismo generador de la foliación muy importante en condiciones metamórficas de medio y alto grado; y es el responsable de la desaparición de muchas características de foliaciones primitivas o preexistentes. Algunas microestructuras, como las cintas monocristalinas, quizá son producto de este mecanismo.

Indicadores de sentido de cizalla, porfidoblastos y otras estructuras

Porfidoblastos: con este término se hace referencia a todos aquellos cristales que poseen un tamaño relativo mayor al de los otros cristales constituyentes de la matriz de la roca, y que se han desarrollado durante el metamorfismo. Sin lugar a dudas los porfidoblastos son una fuente inestimable de información acerca de la evolución metamórfica y tectónica de una región, gracias a diversas características, entre las que se destacan: composición general y zonación, patrones de inclusiones minerales, geometría externa y relación con otros elementos de fábrica y estructura (Meschede, 1994; Passchier y Trouw, 1996, 2005).

Nucleación y crecimiento de porfidoblastos: la distribución de los porfidoblastos en una roca metamórfica depende de la cantidad de sitios de nucleación y de la tasa de crecimiento de dichos núcleos. El crecimiento mineral es consecuencia de la alta energía libre superficial que poseen los pequeños cristales y núcleos respecto a los cristales grandes; que es reforzada por la existencia de lugares con alta deformación mineral o microfalloamiento. La nucleación y la tasa de crecimiento son procesos mutuamente competitivos: si existen muchos lugares que favorecen la nucleación de minerales, pequeños porfidoblastos pueden formarse; por el contrario, si son pocos los lugares en que ocurre este proceso, grandes porfidoblastos aislados pueden formarse (Yardley, 1989; Passchier y Trouw, 1996, 2005).



Inclusiones: el crecimiento de porfidoblastos es un proceso controlado fundamentalmente por difusión, tanto en estado sólido, como a través de los fluidos presentes a lo largo de los bordes de grano. Aquellos elementos necesarios para el crecimiento cristalino que no se encuentran presentes deben transportarse por difusión a la superficie del profiroblasto. Por otra parte, todos aquellos elementos minerales que no participan (o solo lo hacen parcialmente), en la reacción mineral, deben removerse por disolución y difusión. Sin embargo, la remoción total solo es alcanzada cuando la tasa de difusión es alta; es decir, cuando el grado metamórfico permite que la reactividad mineral sea lo suficientemente alta. Por ello en grado metamórfico bajo y medio, aquellos remanentes minerales que no han participado (o lo hacen solo parcialmente), en la reducción mineral de crecimiento porfiroblástico, y no han sido totalmente removidos, son sobrecrecidos y encerrados por el cristal porfiroblástico constituyéndose en inclusiones pasivas, su disposición en el porfidoblasto describe un arreglo (patrón de inclusiones), que mimetiza la fábrica existente durante el crecimiento del porfidoblasto: sin lugar a dudas una fuente excelente acerca de las transformaciones texturales y composicionales que ha experimentado la roca durante determinada fase deformativa y/o metamórfica. Por otra parte, la foliación que describe el patrón de inclusiones se conoce como foliación interna (S_i), mientras que aquella presente fuera del porfidoblasto se denomina foliación externa (S_e). Las relaciones entre estas dos foliaciones son criterios importantes en la reconstrucción de la evolución de la roca que las contiene (**Figura A1.2**).

Relación matriz-porfidoblasto: el desarrollo de un porfidoblasto (nucleación y crecimiento). Al igual que el de todos los cristales minerales metamórficos, inicia en el momento en el que el volumen de roca sometida a metamorfismo pasa a través del umbral en el que las características térmicas, barométricas y químicas –entre otras–, activan la cinética química de la roca generando reacciones de deformación mineral. Es por ello que el desarrollo mineral se encuentra relacionado con el comportamiento deformativo (en una o varias fases), que experimenta un cuerpo de roca durante el metamorfismo progresivo. Desde los trabajos clásicos en el sistema montañoso de Los Pirineos (Zwart, 1960, 1962), se ha empleado una serie de términos que apuntan hacia la relación entre el desarrollo porfiroblástico y la matriz que los contienen, en virtud de las fases deformativas que ha experimentado una roca (Spry, 1969).

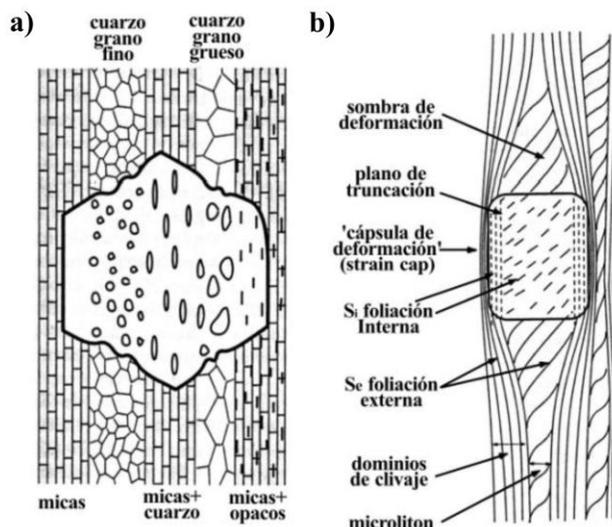


Figura A1.2. Inclusiones pasivas y porfidoblastos. **a)** Crecimiento de un porfidoblasto de un aluminosilicato en una matriz rica en mica. **b)** Terminología comúnmente empleada para porfidoblastos. Modificado de Passchier y Trouw (1996, 2005).

Indicadores cinemáticos: los indicadores de cizalla hacen referencia a fábricas de roca o a elementos de dichas fábricas que permiten establecer el movimiento relativo en zonas de cizalla dúctiles; y aunque estos indicadores se han empleado generalmente para describir milonitas y rocas asociadas, lo cierto es que, como se deduce de la definición precedente, aplica a todo tipo de rocas deformadas por esfuerzos de cizalla en los regímenes dúctil y frágil. La característica fundamental de todos aquellos objetos, estructuras y/o microestructuras indicativas de sentido de cizalla es que manifiestan una simetría monoclínica. Estos objetos y estructuras son el resultado de deformación progresiva no coaxial; es decir, que la deformación sobre líneas materiales (*i.e.*, líneas que consisten en partículas materiales), inicialmente paralelas a la dirección de alargamiento instantáneo, roten hacia otra orientación o *atractor* de la fábrica; donde el sentido de rotación es generalmente el sentido de cizalla. La simetría monoclínica (también referida en la literatura como asimetría), puede ser interna o externa. En el primer caso, el objeto o estructura es en sí mismo asimétrico sin necesidad de involucrar otros elementos de la fábrica o un marco de referencia; por otro lado, si es la orientación del objeto o la estructura respecto a otros elementos de la fábrica lo que define la asimetría, entonces se emplea el término asimetría externa.

Objetos tipo fish: este término hace referencia a cualquier cristal porfiroblástico (u otro formado durante el metamorfismo), que posea geometría monoclinica y forma lenticular-sigmoidal o de paralelogramo, formado y/o deformado en regímenes dúctiles, a través de flujos no coaxiales relacionados a esfuerzos de cizalla durante determinado estadio de metamorfismo. Debe tenerse en cuenta que el término mica *fish* (*glimmerporphyroclasten* o *glimmerfische*), es un tipo de porfiroclasto de cristales unitarios de mica con forma lenticular o de paralelogramo formado en regímenes frágiles-dúctiles como resultado de mecanismos específicos durante procesos de milonitización (Meschede, 1994; Passchier y Trouw, 1996, 2005; Ten Grotenhuis, 2000). Dentro de los objetos tipo *fish* se agrupan diferentes cristales de biotita, muscovita, plagioclasa y anfíbol cálcico, entre otros. La geometría interna y/o externa que manifiestan estas estructuras son indicadores invaluable del sentido de cizalla.

Objetos tipo phi, sigma y delta: estos términos se aplican tanto a objetos núcleo-manto (porfidoblasto-sombra de deformación), como a porfidoblastos aislados, con: 1) geometría lenticular simétrica – objetos tipo *phi*; 2) geometría sigmoidal con escalonamiento – objetos tipo *sigma*; ó 3) geometría formada por prolongaciones asimétricas delgadas (sombras de deformación dispuestas y/o deformadas como “*alas*”), fijas a lados opuestos del porfidoblasto y alargadas hacia la matriz – objetos tipo *delta* (**Figura A1.3**).

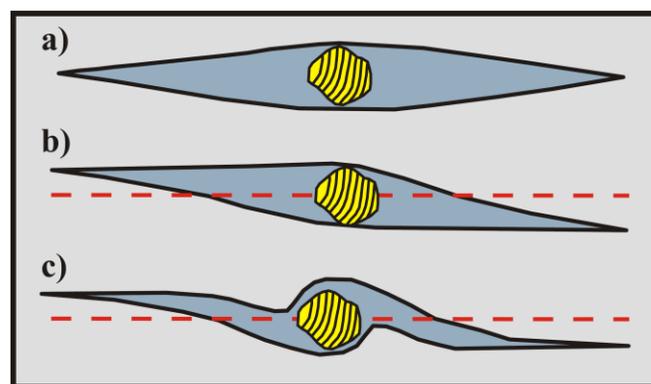


Figura A1.3. Objetos núcleo y manto. **a)** Objeto de geometría tipo ϕ (*phi*). **b)** Objeto de geometría tipo σ (*sigma*). **c)** Objeto de geometría tipo δ (*delta*). Nótese el escalonamiento en B y C, y el patrón interno de inclusiones en los porfidoblastos. Sentido de cizalla sinistral. Modificado de Passchier y Trouw (1996, 2005).



Anexo 2. Fundamentos teóricos: técnicas geocronológicas

El cierre isotópico de un sistema mineral, implica la edad a partir de la cual no se verifican pérdidas por difusión, este proceso es caracterizado por un rango de temperaturas específicas (Hanson y Gast, 1967; Dodson, 1973; Harrison, 1981; Harrison *et al.*, 1985; McDougall y Harrison, 1988; Claoué-Long *et al.*, 1995; Lee *et al.*, 1997) semejante a las registradas para los procesos de tipo natural, tales como, los experimentados por los sistemas de tipo magmático, edades de cristalización en cuerpos ígneos al igual que la posible herencia de su evolución geológica pasada y eventos metamórficos (Dickin, 2005; Parrish y Noble, 2003; Faure, 2001) (**Tabla A2.1**). En este trabajo, los datos geocronológicos obtenidos son generalmente empleados, con el fin de establecer el carácter pre, sin o postdeformación de las muestras seleccionadas.

Tabla A2.1. Temperaturas de cierre reportadas en la literatura para los diferentes minerales, respecto a los sistemas isotópicos U-Th-Pb, K/Ar y Ar/Ar.

Mineral	Sistema isotópico	Temperatura de cierre	Referencias
zircón	U-Th-Pb	~850°-900°C	Claoué-Long <i>et al.</i> , 1995; Lee <i>et al.</i> , 1997
hornblenda	K/Ar y Ar/Ar	530° ± 40°C	Harrison, 1981; McDougall y Harrison, 1988
biotita	K/Ar y Ar/Ar	280° ± 40°C	Harrison <i>et al.</i> , 1985

Técnica Uranio/Plomo (U/Pb) en zircón: La técnica U/Pb se fundamenta en el decaimiento radioactivo natural experimentado por el U al Pb. El Pb presenta cuatro isótopos estables, uno no radiogénico ^{204}Pb denominado Pb común y tres radiogénicos ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb que provienen de una compleja serie de decaimientos del U y el Th, que permiten tener igual número de geocronómetros para el mismo sistema (**Tabla A2.2**):

$$^{206}\text{PbP}/^{204}\text{Pb} = ^{206}\text{Pbi}/^{204}\text{Pb} + ^{238}\text{U} (e^{\lambda_{238} t} - 1) / ^{204}\text{Pb}$$

$$^{207}\text{PbP}/^{204}\text{Pb} = ^{207}\text{Pbi}/^{204}\text{Pb} + ^{235}\text{U} (e^{\lambda_{235} t} - 1) / ^{204}\text{Pb}$$

$$^{208}\text{PbP}/^{204}\text{Pb} = ^{208}\text{Pbi}/^{204}\text{Pb} + ^{232}\text{Th} (e^{\lambda_{232} t} - 1) / ^{204}\text{Pb}$$

Donde la variable P es la abundancia del isótopo en la muestra y la variable i es la abundancia isotópica inicial.



Tabla A2.2. Isótopos padre, hijo, vida media y contante de decaimiento para cada una de las reacciones de los isótopos más abundantes de Pb. Modificado de Dickin (2005).

Isótopos padre	Isótopos hijo	Vida media	Contante de decaimiento (λ)
^{238}U	^{206}Pb	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}
^{235}U	^{207}Pb	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}
^{232}Th	^{208}Pb	14.010×10^9	0.49475×10^{-10}

La estructura del zircón es bastante fuerte, característica que, entre otras, le permite retener isótopos radiogénicos, dicha condición, es ideal para la obtención de datos geocronológicos U/Pb, pues este mineral al momento de su formación incorpora una importante cantidad de U (>100 ppm) y una mínima de Pb. Cuando un cristal de zircón ha permanecido con su sistema U/Pb cerrado, la edad definida es proporcional a su relación isotópica, lo que permite la construcción de la línea de concordia (Wetherill, 1956), línea sobre la cual, se grafican todos los sistemas cuyas relaciones isotópicas U/Pb corresponden al decaimiento radioactivo y que son conocidos como edades concordantes (Dickin, 2005) al igual que aquellos que se alejan un tanto, conocidos como edades discordantes que representan generalmente la apertura del sistema e implican la pérdida de Pb o la ganancia de Pb común y que pueden estar asociados a eventos posteriores de recalentamiento o de metamorfismo (**Figura A2.1**).

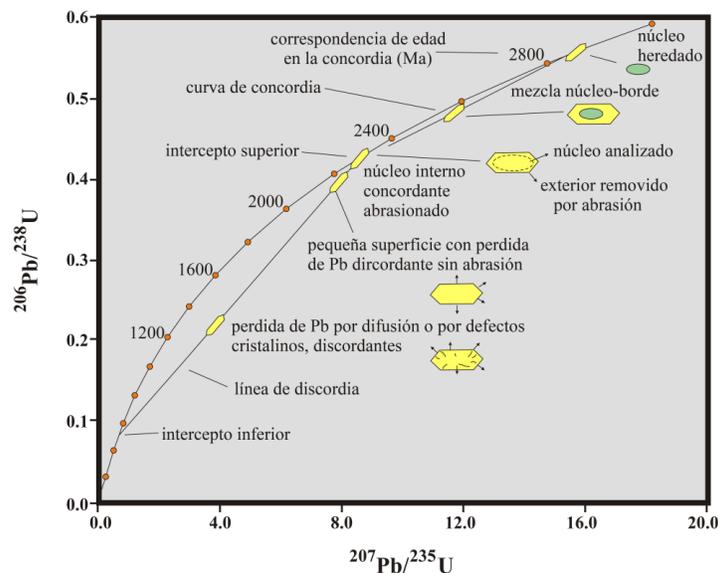


Figura A2.1. Diagrama de concordia de Wetherill (1956) donde se grafican las edades concordantes y discordantes de análisis de zircón. Tomado de Parrish y Noble (2003).



Técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: La técnica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ presenta similitudes con el método K/Ar; que radican principalmente en consideraciones donde el ^{40}Ar es producido por el decaimiento radiactivo ($^{40}\text{Ar}^*$) a partir del ^{40}K y el ^{39}Ar es generado a partir de la irradiación con neutrones ($^{39}\text{Ar}_k$) del ^{39}K . La metodología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, sugiere que a partir de la medida indirecta del K se pueda cuantificar el $^{39}\text{Ar}_k$ de la muestra, lo que permite obtener en una misma alícuota la medida simultánea de ambos isótopos. La técnica, de igual manera, puede efectuarse por pasos de calentamiento sucesivos en los cuales se puede analizar la liberación del argón contenido en la muestra y que equivaldría a la liberación gradual del argón localizado en los diferentes dominios de los cristales, dicho factor, entre otros, facilita evaluar la homogeneidad de cada dominio, al igual que la identificación de las pérdidas o ganancias de este elemento después de que el mineral ha alcanzado su temperatura de cierre (Faure y Mensing, 2005; McDougall y Harrison, 1999).

En muestras que desde el momento de su formación no han sido perturbadas térmicamente, al ser calentada gradualmente, se esperaría que liberen de forma homogénea el $^{40}\text{Ar}^*$ atrapado en su estructura cristalina. En contraposición, en los casos con perturbaciones de tipo térmico, en las que se genere la movilización del argón, se plantea una posible pérdida del $^{40}\text{Ar}^*$, lo que puede ser detectable por la técnica al momento de incrementar el rango de temperatura, esperando así, una liberación inhomogénea de este elemento. Esta importante característica de la técnica de calentamiento por pasos, permitiría la reconstrucción de la historia de enfriamiento de la muestra (Faure y Mensing, 2005; McDougall y Harrison, 1999). Otro aspecto de esta técnica es la obtención de medidas en el espectrómetro de masas de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$ para cada uno de los pasos evaluados lo que permitiría el cálculo de edades fundamentado en la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[J \left(\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}} \right) + 1 \right]$$

De la fórmula se destaca que λ es la constante de decaimiento de ^{40}K a ^{40}Ar y ^{40}Ca y que J es el parámetro de irradiación, este valor depende del flujo de neutrones durante la irradiación y del tiempo de irradiación en el reactor nuclear. Para determinar el parámetro J las muestras se irradian junto con un estándar de edad conocida. Los datos obtenidos con el espectrómetro de



masas de las medidas de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ son reemplazadas junto con la edad del estándar en la ecuación anterior, permitiendo obtener el valor de J . La técnica admite la aplicación de algunas correcciones, basadas en que no todos los isótopos de Ar medidos en el espectrómetro de masas corresponden a isótopos producidos por el decaimiento de K a Ar. Una de las más importantes, es la corrección por el Ar atmosférico, donde se asigna un valor 295.5 para el $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de la atmósfera terrestre, fundamentado en la siguiente ecuación:

$$\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = \left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right) - 295.5 \left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} \right)$$

De igual manera, se plantean correcciones asociadas con las reacciones de interferencia (**Tabla A2.3**), de las cuales se destacan las reacciones de los iones principalmente Ca y de Cl, K, Ar, que se presentan durante el proceso de irradiación y las cuales generan principalmente isótopos hijos e isótopos de K, que pueden interferir finalmente con la lectura de $^{39}\text{Ar}_k$ que se quiere medir.

Tabla A2.3 Reacciones de interferencia que pueden modificar las relaciones isotópicas naturales del Ar presentes durante los procesos de irradiación.

Isótopo hijo (Ar)	Ca	K	Ar	Cl
^{36}Ar	^{40}Ca			^{35}Cl
^{37}Ar	^{40}Ca	^{39}K	^{36}Ar	
^{38}Ar	^{42}Ca	^{39}K	^{40}Ar	^{37}Cl
		^{41}K		
^{39}Ar	^{42}Ca	^{39}K	^{39}Ar	
	^{43}Ca	^{40}K	^{40}Ar	
^{40}Ar	^{43}Ca	^{40}K		
	^{44}Ca	^{41}K		



Anexo 3. Descripción petrográfica detallada de las muestras de las regiones occidental, central y oriental.

Región occidental

Sector Todos Santos, B.C.S.

Milonitas de gneis mesocrático

El cuarzo con formas hipidiomórficas y alotriomórficas, se observa formando agregados policristalinos en microlitones (*dominios Q*), y encristales elongados individuales que forman listones (*ribbons*). Los cristales presentan arreglos con bordes lobulados (*lobulate*) e irregulares que indican un desequilibrio en el momento de su cristalización, aunque por sectores se encuentra formando agregados en los que los bordes de los cristales tienden a ser rectos o levemente curvados con formas poligonales y puntos triples, similares a una textura en espuma (*foamstructure*) (**Figura 6.3a**). Además es común, en los sectores afectados por deformación, la presencia de extinción ondulante, lamelas de deformación, recristalización por migración de borde de grano, desarrollo de subgranos equidimensionales con poligonización muy débil al igual que alargados con formas listonadas y pinado (*pinning*). De manera similar se pueden observar fracturados por sectores y recristalizados asociados con los feldespatos.

En la unidad es común observar la presencia de dos feldespatos potásicos, uno perítico no maclado, correspondiente a ortoclasa y otro maclado clasificado como microclina (**Figura 6.3b**), con formas hipidiomórficas a alotriomórficas. Los cristales de ortoclasa están elongados y definen texturas *augen* macroscópicas (**Figura 6.3c**). Debido a efectos tectónicos, los cristales generalmente presentan contactos interlobulados, extinción ondulante, alto fracturamiento y texturas de desmezcla (*pertitas*). En cuanto a la microclina, es común encontrarla asociada con la ortoclasa, como producto de inversión o como cristal primario con maclas deformadas. Se observan algunos cristales fracturados y recristalizados rellenos con cuarzo, con tamaño de grano fino.



La composición de la plagioclasa con formas hipidiomórficas y alotriomórficas varía comúnmente entre oligoclasa y andesina; se encuentra frecuentemente maclada siguiendo las leyes de albita, albita-Carlsbad, Carlsbad y periclina. Los cristales elongados definen macroscópicamente texturas *augen*. Debido a la deformación los cristales se encuentran fracturados, con maclas dobladas, “*kinking*” y maclas de deformación (**Figura 6.3 b y d**). Adicionalmente es común observar cristales incluidos en feldespatos potásicos que definen texturas poiquilíticas, al igual, que en agregados bimodales recrystalizados dinámicamente.

La biotita se observa en cristales hipidiomórficos, color pardo rojizo, presenta evidencia de deformación y en algunos casos está alterada a clorita. Es común observarla en agregados monocristalinos definiendo estructuras lepidoblásticas en foliaciones anastomosadas de cristales en forma de *peces* de mica (**Figura 6.3c**). Aunque también se puede observar en agregados poliminerálicos asociada con plagioclasa, cuarzo, hornblenda y opacos, en las *sombras de presión* de los *augen* de feldespato y plagioclasa.

El apatito se presenta como cristales aciculares incluido poiquilíticamente en la plagioclasa.

Ortogneises miloníticos leucocráticos

El cuarzo con formas hipidiomórficas y alotriomórficas, se encuentra de dos maneras, principalmente en agregados monocristalinos que definen en conjunto bandas *ribbons* (**Figura 6.4a**). Los cristales presentan arreglos con bordes lobulados (*lobulate*) e irregulares que indican un desequilibrio en el momento de su cristalización. Es común, además, en los sectores afectados por deformación dinámica la presencia de extinción ondulante, lamelas de deformación, recrystalización por migración de borde de grano, desarrollo de subgranos, pinado (*pinning*), desarrollo de *bulging* y fracturamiento (**Figura 6.4b**).

El feldespato potásico corresponde a ortoclasa no maclada, con formas hipidiomórficas a alotriomórficas. Los cristales definen en conjunto bandas (*ribbons*). Debido a efectos tectónicos,



generalmente presentan contactos interlobulados, extinción ondulante y alto fracturamiento (**Figura 6.4c**).

La muscovita se presenta en cristales con formas hipidiomórficas a alotriomórficas, por lo general en la unidad definen los dominios de clivaje, en estos, los agregados registran forma alargada en el sentido de la foliación. La mica exhibe evidencias de deformación registrándose dobladas (*bent*) o en arreglos de *pez (fish)* asimétricas con colas de biotita. Es común observarla en agregados monocristalinos con inclusiones de opacos o como un mineral neocristalizado con tamaño de grano muy fino diseminada en la roca (**Figura 6.4d**).

La biotita se observa en cristales alotriomórficos. Es común observarla en agregados policristalinos asociada con muscovita como un mineral neocristalizado con tamaño de grano muy fino y en algunos casos en agregados equigranulares en la unidad.

Sector Mazatlán, Sinaloa

Secuencias de ortogneises

El cuarzo, con formas hipidiomórficas a alotriomórficas, se observa formando agregados policristalinos en microlitones (*dominios Q*) y en mosaicos inequigranulares de carácter intersticial. Los cristales exhiben bordes lobulados (*lobulate*) e irregulares que indican un desequilibrio en el momento de su cristalización, aunque por sectores forman agregados con bordes rectos o levemente curvados con formas poligonales y puntos triples, similares a una textura en espuma (*foamstructure*). De igual manera, este mineral presenta recristalización dinámica extensiva, donde se observa extinción ondulante, lamelas de deformación, recristalización por migración de borde de grano, desarrollo de subgranos equidimensionales con poligonización muy débil y alargados con formas listonadas y pinado (*pinning*). (**Figura 6.8 a y c**).



El feldespato potásico corresponde a ortoclasa, con formas hipidiomórficas a alotriomórficas. Es común encontrar algunas variedades micropertíticas (en parches y bandas). Debido a recristalización dinámica los cristales generalmente presentan contactos interlobulados a rectos y extinción ondulante (**Figura 6.8 b y c**).

La plagioclasa, con formas hipidiomórficas y alotriomórficas, varía comúnmente entre oligoclasa y andesina, se encuentra frecuentemente maclada siguiendo la ley de albita, albita-Carlsbad, Carlsbad y periclina. Es común observar cristales con recristalización dinámica en agregados bimodales contactos interlobulados a rectos y extinción ondulante al igual que definiendo textura poiquilítica incluyendo a feldespato potásico (**Figura 6.8 b y c**).

La hornblenda presenta color verde formas idiomórficas a hipidiomórficas, hábito prismático, dos exfoliaciones 56° y 120° , pleocroísmo: x: verde amarillo, y: verde oliva, z: verde oscuro. Algunos cristales contienen alteración a epidota e incipiente formación de biotita en los planos de clivaje (**Figura 6.8c**).

Secuencias metapelíticas

La andalucita en profiroblastos xenoblásticos a subidioblásticos de cristales tabulares en agregados columnares internamente fracturados (**Figura 6.11 a y b**), exhibe relaciones de crecimiento pre- a sincrónicas a la deformación con reducción en el tamaño y cambio en la forma del cristal (**Figura 6.11c**) y postdeformación generalmente asociada con agregados de muscovita, biotita y estaurolita que se superponen a la foliación (**Figura 6.11d**). Algunos cristales de andalucita se presentan alterados a sillimanita.

El cuarzo se presenta en bandas recristalizadas de agregados microcristalinos, que frecuentemente marcan la foliación milonítica y forma, junto a la plagioclasa y las micas, la matriz de la roca.



La estauroлита se presenta en pequeños cristales idioblásticos de hábito prismático corto, levemente pleocroicos (amarillo pálido a amarillo verdoso), y con inclusiones de cuarzo, biotita, opacos y mica blanca. El eje mayor de los cristales es paralelo a subparalelo con la foliación milonítica. Ocasionalmente presenta bordes corroídos y se encuentra asociada a porfidoblastos xenoblásticos limpios de andalucita y subidioblásticos de biotita (**Figura 6.11b**).

La muscovita se presenta a modo de porfidoblastos, los cuales presentan orientación preferencial de formas subparalelas a perpendiculares, con respecto a la foliación milonítica. Frecuentemente se presenta en agregados asociada a biotita, sillimanita variedad fibrolita y grafito o en cristales individuales desarrollando estructura “fish” asimétricas con colas de biotita (**Figura 6.11c**).

La biotita se encuentra asociada a porfidoclastos de mica blanca, probablemente a modo de reacción metamórfica prógrada, define la foliación milonítica, y/o marca las texturas poiquilíticas presentes en la estauroлита y andalucita (**Figura 6.11 b y d**).

El granate, en porfidoblastos idioblásticos, presenta alto fracturamiento, eventualmente se le asocian sobrecrecimientos de sillimanita variedad fibrolita.

Cuerpos ígneos sincrónicos a la deformación

Tonalita El Recodo (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a anhedrales de hábitos tabulares con maclas tipo albita, albita–Carlsbad, Carlsbad y periclina y en menor proporción prismáticos cortos; con formas rectangulares, formando agregados granulares con cuarzo y feldespatos potásico o como cristales individuales. Su composición generalmente oscila entre An₄₀ y An₂₀ (según el método de la macla albita–Carlsbad), correspondiendo principalmente a andesina con variaciones a oligoclasa. La alteración más común es sericita, además algunos cristales desarrollan muscovita y epidota en los planos de exfoliación e intercrecimientos vermiculares con cuarzo (**Figura 6.13b**).



El cuarzo es anhedral con hábito granular, bordes irregulares sinuosos y en algunos cristales regulares rectos a levemente curvados en agregados monocristalinos. También se presenta masivo en cristales aislados con extinción ondulante a intersticiales entre los cristales de feldespato potásico y plagioclasa. Es común encontrarlo con desarrollo de subgranos y rasgos de recristalización dinámica con reducción en el tamaño (**Figura 6.13b**).

El feldespato potásico es principalmente ortoclasa y en algunos sectores, producto de inversión, microclina. Los cristales son anhedrales de hábito masivo, encontrándose intersticial entre la plagioclasa y el cuarzo. El feldespato altera a caolín y es común encontrar en sus bordes intercrecimientos vermiculares de cuarzo y plagioclasa (**Figura 6.13 b y c**).

La cordierita, en cristales subhedrales pseudohexagonales alterados a pinnita, presenta relaciones rotacionales que indican su crecimiento aprovechando espacios dejados por los cristales. Este mineral registra reducción en el tamaño de grano, cambio en la forma del cristal y fracturamiento interno (**Figuras 6.13c**).

La biotita presenta pleocroísmo verde y café en cristales subhedrales a anhedrales, hábito hojoso y es frecuente encontrarla en agregados monocristalinos o en racimos (*clusters*) con dimensiones milimétricas a centimétricas (**Figuras 6.13d**).

La hornblenda varía desde euhedral a anhedral con cristales prismáticos largos y cortos en los que se identifica macla simple y en algunos casos forma esquelética. Es frecuente encontrarla formando agregados poliminerálicos con biotita, epidota y opacos. Presenta pleocroísmo verde pálido a verde y pardo-verdoso. Se altera a epidota, carbonatos y clorita.

La epidota se caracteriza por ser anhedral a subhedral, hábito granular y pleocroísmo débil a moderado en tonos de amarillo.

El zircón, granate y apatito aparecen como microcristales euhedrales a subhedrales, con hábitos prismáticos cortos y aciculares respectivamente. Los minerales opacos y el rutilo se presentan como cristales anhedrales, con hábitos granulares y tamaño de grano muy fino a fino.

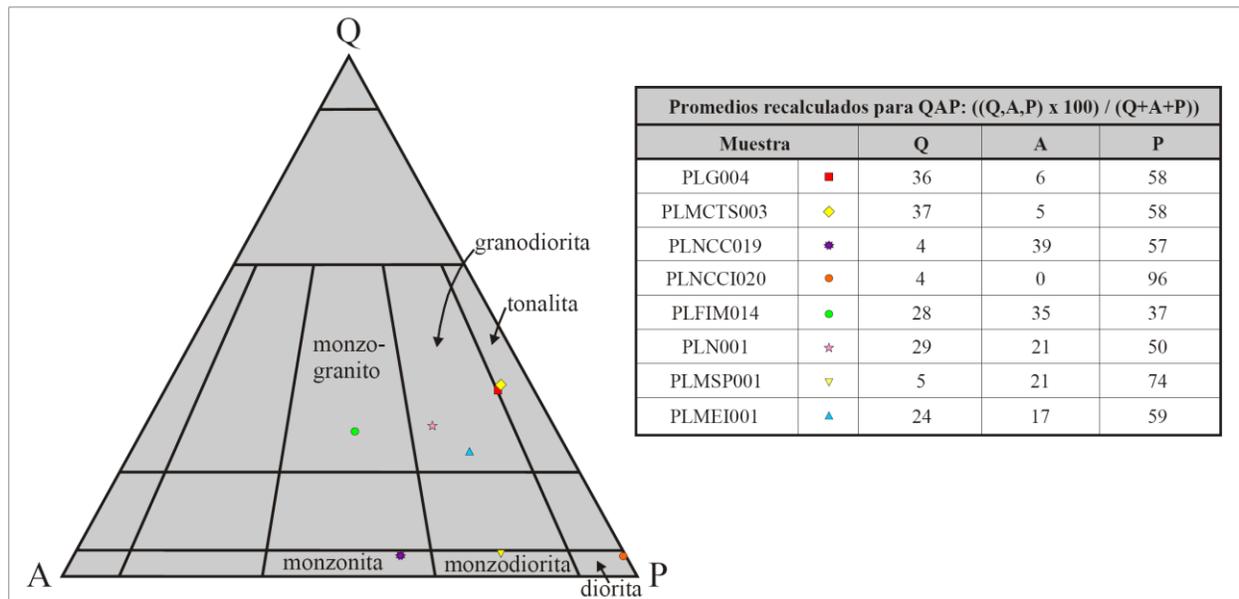


Figura A3.1. Promedios recalculados triángulo QAP (Streckeisen, 1976)

Tonalita Quelite (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa, en porfidoblastos, se presenta alterada generalmente a sericita; los cristales preservan maclas de deformación decrecientes bajo la ley de la albita y periclina, las que se presentan ligeramente combadas y dobladas (**Figura 6.16b**). Los cristales presentan extinción ondulante, recristalización dinámica, bandas de deformación y ocasional desarrollo de fracturas intragranulares de tipo II (Michibayashi, 1996), rellenas por biotita y cuarzo, al igual que la sobreimposición de estructuras de núcleo y manto (White, 1979) (**Figura 6.16c**).

El cuarzo presente en los dominios de la matriz presenta una forma subidioblástica a idioblástica, exhibe frecuentemente microestructuras de “window”, “dragging”, “pinning” y granos “left-over” (Jesell, 1987), contactos generalmente aserrados e irregulares, extinción ondulante, y



pequeños subgranos. De igual manera se observan porfidoblastos de cuarzo con formas pseudoglobulares, que presentan frecuentemente lamellas y bandas de deformación, extinción ondulante, subgranos (< 0.028 mm), estructuras de núcleo y manto (White, 1979) y fracturas intragranulares de tipo II (Michibayashi, 1996), llenas por biotita y cuarzo (**Figura 6.16c**).

La cordierita se presenta en cristales pseudohexagonales alterados a pinnita, presenta relaciones de crecimiento predeformación, reducción en el tamaño de grano, cambio en la forma del cristal y fracturamiento interno (**Figura 6.16c**).

La biotita presenta pleocroísmo verde – café en cristales subhedrales a anhedrales, hábito hojoso y es frecuente encontrarla en agregados cristalinos monocristalinos o en racimos (*clusters*) con dimensiones milimétricas a centimétricas que establecen arreglos en texturas decusadas (**Figura 6.16d**).

La hornblenda frecuentemente en porfidoblastos desarrolla microboudinage, normales a la foliación milonítica, y “gaps” de clorita y cuarzo.

Región central

Sector Nazas – Durango

Cerro de La Cruz, Nazas, Durango (clasificación ver Figura A3.1)

El cuarzo es anhedral con hábito granular, bordes irregulares sinuosos y en algunos cristales regulares rectos a levemente curvados. También se presenta masivo en cristales aislados hexagonales con extinción ondulante que sugieren una fase de cristalización primaria relicto en la unidad. Es común encontrarlo con desarrollo de fracturas y con bordes de reacción (**Figura 6.21d**).



La biotita presenta pleocroísmo verde oscuro–café en cristales subhedrales a anhedrales, hábito hojoso y alteración a clorita. Es común encontrar zircones incluidos que establecen una textura tipo poiquilítica.

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a anhedrales de hábitos tabulares con maclas tipo albita, albita – Carlsbad, Carlsbad y periclina; con formas rectangulares y zonamiento. Su composición generalmente oscila entre An_{40} – An_{20} (según el método de la macla albita–Carlsbad), correspondiendo principalmente a andesina con variaciones a oligoclasa; la alteración más común es sericita (**Figura 6.21 a, b y c**).

Cerro El Centinela, Nazas, Durango (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a subhedrales de hábitos tabulares con maclas tipo albita y albita–periclina; con formas rectangulares. Su composición generalmente oscila entre An_{50} – An_{80} (según el método de la macla de albita–Carlsbad), correspondiendo principalmente a labradorita con variaciones a bitownita; la alteración más común es saussurita (**Figura 6.22 b y d**).

La augita en cristales euhedrales a subhedrales de hábitos prismáticos cortos al igual que en agregados granulares, presenta color verde pálido, pleocroísmo débil, extinción oblicua (39° – 47°) y comúnmente una sola línea de exfoliación en las secciones longitudinales (**Figura 6.22 a y c**).

La biotita presenta pleocroísmo verde oscuro–café en cristales anhedrales, hábito hojoso y alteración a clorita.



Sector Zacatecas, Zacatecas

Sector Francisco I. Madero, Zacatecas (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales y anhedrales de hábitos tabulares con maclas tipo albita y albita–Carlsbad, con formas rectangulares. Su composición generalmente oscila entre An_{40} – An_{20} (según el método de la macla albita–Carlsbad), correspondiendo principalmente a andesina con variaciones a oligoclasa; la alteración más común es sericita (**Figura 6.26a**).

La microclina, se presenta maclada en cristales fracturados y recristalizados con cuarzo, con tamaño de grano fino (**Figura 6.26b**).

El cuarzo es anhedral y subhedral con hábito granular, bordes irregulares sinuosos y en algunos cristales levemente curvados con extinción ondulante. Es común encontrarlo en agregados cristalinos con la plagioclasa definiendo la matriz de la roca (**Figura 6.26b**).

La biotita presenta pleocroísmo verde oscuro–café en cristales subhedrales a anhedrales, hábito hojoso y alteración a clorita (**Figura 6.26 c y d**).

La hornblenda varía desde euhedral a anhedral con cristales de hábito prismáticos largos aciculares en los que se identifica macla simple. Es frecuente encontrarla formando agregados poliminerálicos con biotita y opacos. Presenta pleocroísmo verde pálido a verde y pardo–verdoso (**Figura 6.26 c y d**).

Sector Tesorera-Zacatón, Zacatecas (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a subhedrales de hábitos tabulares con maclas tipo albita, albita–Carlsbad y periclina; con formas rectangulares, formando agregados granulares con cuarzo y feldespato potásico (**Figura 6.28a**). Su composición generalmente oscila entre An_{40} – An_{20} (según el método de la macla albita–Carlsbad), correspondiendo principalmente a



andesina con variaciones a oligoclasa; la alteración más común es sericita, además algunos cristales desarrollan muscovita y epidota en los planos de exfoliación e intercrecimientos vermiculares con cuarzo (**Figura 6.28b**) y antipertitas con feldespato potásico (**Figura 6.28c**). Presenta zonación normal e inversa, oscilatoria, parchosa (Vance, 1965).

El feldespato potásico es principalmente ortoclasa y en algunos sectores producto de inversión microclina, aunque en algunos sectores se presentan cristales primarios de microclina. Los cristales son anhedrales de hábito masivo, encontrándose intersticial entre la plagioclasa y el cuarzo (**Figura 6.28 a y b**). El feldespato altera a caolín y es común encontrar en sus bordes intercrecimientos vermiculares de cuarzo y plagioclasa (**Figura 6.28d**) y mirmequitas frecuentemente intersticiales.

El cuarzo es anedral con hábito granular, bordes irregulares sinuosos y en algunos cristales regulares rectos a levemente curvados en agregados monocristalinos. De igual forma, se presenta masivo en cristales aislados con extinción ondulante a intersticiales entre los cristales de feldespato potásico y plagioclasa (**Figura 6.28 c y d**).

La hornblenda varía desde euhedral a anedral con cristales de hábito prismáticos largos en los que se identifica macla simple a cortos con forma hexagonal, donde se aprecian dos exfoliaciones 56° y 120° y en algunos casos esqueletales (**Figura 6.28d**). Es frecuente encontrarla formando agregados poliminerálicos con biotita, epidota y opacos. Presenta pleocroísmo pardo-verdoso y verde pálido a verde. Se altera a epidota, carbonatos y clorita.

La biotita presenta pleocroísmo verde-café en cristales subhedrales a anhedrales, hábito hojoso y es frecuente encontrarla en agregados monocristalinos o en racimos (*Clusters*) con dimensiones milimétricas a centimétricas asociada a hornblenda, opacos y epidota (**Figuras 6.28d**).



Región oriental

Sector distrito minero de Cerro San Pedro-San Luis Potosí (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa se presenta en cristales euhedrales a anhedrales de hábitos tabulares con maclas tipo albita y albita–Carlsbad; con formas rectangulares. Su composición generalmente oscila entre An_{40} – An_{20} (según el método de la macla albita–Carlsbad), correspondiendo principalmente a andesina con variaciones a oligoclasa; las alteraciones más comunes son la sericita y los carbonatos (**Figura 6.32a**).

El cuarzo es anhedral a subhedral con hábito granular, bordes irregulares sinuosos y en algunos cristales levemente curvados con extinción ondulante (**Figura 6.32b**). Es común encontrarlo en agregados cristalinos asociado a carbonatos como un producto de hidrotermalismo (**Figura 6.32c**).

La hornblenda varía desde euhedral a anhedral con cristales de hábito prismáticos largos y cortos hexagonales. Presenta pleocroísmo verde pálido a verde oscuro y alteración a clorita (**Figura 6.32 c y d**).

Sector distrito minero Encino Prieto, Hidalgo (clasificación ver Figura A3.1)

La plagioclasa, por término medio es oligoclasa, y en menor frecuencia la andesina, esta generalmente zonada de manera normal, tiene maclas de la albita y periclina en fenocristales subhedrales (**Figura 6.35 a y b**). Se presentan además fenocristales alterados a sericita y algunas inclusiones poiquilíticas de zircones y apatitos en microcristales bien formados.

El cuarzo es anhedral, inequigranular, en parte con carácter intersticial y parte en mosaicos con bordes suturados y extinción ondulante (**Figura 6.35 c y d**).

El feldespato potásico es la ortoclasa, con formas subhedrales a anhedrales, algunas variedades microperíticas (en parches), están generalmente presentes (**Figura 6.35c**).



El mineral máfico común es la biotita parda rojiza, en fenocristales de forma anhedral a subhedral, por lo general con un desarrollo cristalino más definido que la hornblenda. Presenta alteraciones a clorita y epidota (**Figura 6.35c**).

La hornblenda verde generalmente asociada a la biotita, se presenta en fenocristales subhedrales a euhedrales, hábito prismáticos largos, algunos con forma esqueletal y en menor frecuencia hexagonal con dos foliaciones 56° y 120° , pleocroísmo verde amarillo y verde oliva-verde oscuro. Algunos cristales contienen alteración a epidota e incipiente formación de biotita en los planos de clivaje (**Figura 6.35d**).



Anexo 4. Tablas resumen de datos geocronológicos

Tabla A4.1. Experimentos ^{40}Ar - ^{39}Ar de calentamiento en pasos láser VG5400.

Muestra	localidad	x	y	min	Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	Edad en Ma			% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$
My 05-2	Todos	2603382	586306	Bt	0.30	36.0909	0.0155	6.81 ± 2.29	41.39 ± 13.75	a	‡	4.68	310.01	0.063
	Santos				0.50	122.3480	0.0526	12.77 ± 0.28	76.85 ± 1.67	b	‡	45.88	546.05	0.039
	BCS				0.78	724.9104	0.3114	15.59 ± 0.06	93.41 ± 0.36	c		86.33	2161.25	0.004
					1.00	584.4520	0.2512	15.83 ± 0.06	94.80 ± 0.35	d		94.28	5169.98	0.021
					1.20	296.7560	0.1275	15.14 ± 0.06	90.78 ± 0.36	e		94.19	5082.94	0.017
					1.50	181.3280	0.0779	15.49 ± 0.11	92.82 ± 0.64	f		97.75	13157.10	0.030
					1.90	205.1730	0.0882	14.88 ± 0.14	89.25 ± 0.80	g		94.22	5112.80	0.032
					2.50	87.7079	0.0377	15.27 ± 0.14	91.52 ± 0.81	h		97.31	10999.27	0.055
					6.00	88.5256	0.0380	14.92 ± 0.31	89.48 ± 1.81	i		89.19	2732.87	0.188
Resultados integrados														
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_k$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_k$	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	J = 0.003408 ± 0.000016	‡ fracción ignorada en el cálculo de la edad de isócrona						
2327.0	15.20 ± 0.06	91.13 ± 0.53	78.09	1348.76	0.0261809									



Muestra	localidad	x	y	min	Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$F^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad en Ma			% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$
My 05-3	Todos	2603382	586306	Mus	0.40	9.93373	0.0018	15.92 ± 0.05	67.53 ± 12.05	a	‡	23.08	384.19	0.360
	Santos				0.90	131.66700	0.0239	14.53 ± 0.16	87.23 ± 0.961	b	‡	75.87	1224.42	<0.001
	BCS				1.40	869.13100	0.1577	16.41 ± 0.05	98.18 ± 0.28	c		95.03	5949.16	0.005
					1.90	1291.24000	0.2343	16.29 ± 0.04	97.50 ± 0.24	d		98.70	22696.10	0.004
					2.40	754.98400	0.1370	16.24 ± 0.05	97.21 ± 0.29	e		98.37	18148.20	0.004
					3.00	584.99800	0.1061	16.02 ± 0.05	95.89 ± 0.30	f	‡	96.34	8065.52	0.011
					3.50	655.62600	0.1189	16.17 ± 0.06	96.79 ± 0.35	g	‡	98.67	22158.59	0.009
					4.00	270.29400	0.0490	15.56 ± 0.09	93.25 ± 0.52	h	‡	98.66	22067.13	0.009
					8.00	944.06100	0.1713	11.19 ± 2.03	95.36 ±0.32	i	‡	99.45	53809.89	0.007
Resultados integrados														
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$J = 0.003408 \pm 0.000016$	‡ fracción ignorada en el cálculo de la edad de isócrona	La edad de meseta se calculó con el promedio ponderado de las fracciones c - e					
5512	16.11 ± 0.03	96.44 ± 0.52	96.90	9519.19	0.007	5512	tp = 97.61 ± 0.28 Ma, 52.9 % de ^{39}Ar liberado en 3 fracciones consecutivas, MSWD = 0.92							



Muestra	localidad	x	y	min	Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$F^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad en Ma			% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$
PLMCM-001	Mazatlán (Sinaloa)	2579524	355608	Mus	0.50	45.2940	0.0211	16.39 ± 2.75	99.68 ± 16.26	a	‡	25.81	398.28	0.185
					0.80	63.0466	0.0293	14.52 ± 0.44	88.56 ± 2.59	b	‡	90.32	3051.52	0.273
					1.00	68.6300	0.0319	14.77 ± 0.37	90.04 ± 2.20	c	‡	94.69	5566.63	0.115
					1.50	406.1200	0.1889	15.42 ± 0.08	93.92 ± 0.47	d		96.12	7611.56	0.247
					2.00	441.5910	0.2054	15.49 ± 0.07	94.35 ± 0.44	e		98.47	19337.11	0.208
					3.00	146.8440	0.0683	15.10 ± 0.17	92.02 ± 1.02	f	‡	99.33	44340.00	0.314
					4.00	306.9830	0.1428	15.29 ± 0.11	93.12 ± 0.64	g		98.46	19223.12	0.193
					7.00	671.2930	0.3123	15.53 ± 0.07	94.60 ± 0.44	h		98.23	16735.91	0.006
Resultados integrados														
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_r$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	J = 0.003466 ± 0.000013	‡ fracción ignorada en el cálculo de la edad de isócrona	La edad de meseta se calculó con el promedio ponderado de las fracciones c - h					
2005.0	16.39 ± 0.07	99.66 ± 0.57	98.17	16135.3 6	0.039		tp = 93.95 ± 0.36 Ma, 91.77 % de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD = 1.62							



Muestra	localidad	x	y	min	Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$F^{39}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad en Ma			% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$
PLMCTS-003	Mazatlán (Sinaloa)	2601230	344105	Hb	1.20	27.723	0.0150	5.49 ± 1.00	33.77 ± 6.12	a	‡	40.45	496.25	0.292
					1.55	26.360	0.0142	7.80 ± 0.67	47.78 ± 4.10	b	‡	53.58	636.55	1.316
					1.90	213.831	0.1154	13.26 ± 0.17	80.47 ± 1.01	c	‡	85.87	2091.01	3.608
					2.20	369.147	0.1992	13.45 ± 0.17	81.60 ± 0.99	d		89.73	2878.10	3.952
					2.67	470.557	0.2539	13.95 ± 0.20	84.53 ± 1.20	e		93.85	4805.26	4.311
					3.20	243.173	0.1312	13.51 ± 0.21	81.91 ± 1.26	f		91.31	3401.38	4.207
					4.00	255.867	0.1381	13.70 ± 0.23	83.05 ± 1.36	g		94.47	5339.24	3.295
					7.00	246.533	0.1330	13.74 ± 0.25	83.27 ± 1.47	h		91.86	3632.07	4.952
Resultados integrados														
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{Ca}/^{39}\text{Ar}_K$	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$J = 0.003439 \pm 0.000009$	‡ fracción ignorada en el cálculo de la edad de isócrona	La edad de meseta se calculó con el promedio ponderado de las fracciones d - h					
1853	13.44 ± 0.09	81.50 ± 0.56	90.27	3035.62	3.9		tp = 83.36 ± 0.57 Ma, 85.54 % de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones consecutivas, MSWD = 1.0							



Muestra	localidad	x	y	min	Pwr	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	F ^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ K	Edad en Ma		% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$	
PLMCTS-003	Mazatlán (Sinaloa)	2601230	344105	Bt	0.20	39.3421	0.0069	1.06 ± 0.83	6.54 ± 5.14	a	‡	2.34	302.58	0.077
					0.50	226.6850	0.0398	6.71 ± 0.17	41.14 ± 1.04	b	‡	38.78	482.68	0.021
					0.80	484.8050	0.0852	11.85 ± 0.11	72.06 ± 0.65	c	‡	75.91	1226.85	0.014
					1.10	871.4850	0.1531	13.51 ± 0.12	81.93 ± 0.69	d		91.46	3460.42	0.008
					1.70	1327.9300	0.2333	13.65 ± 0.14	82.74 ± 0.81	e		93.34	4436.92	0.014
					2.30	1175.2300	0.2065	13.32 ± 0.12	80.81 ± 0.74	f		92.89	4155.60	0.151
					2.70	567.4360	0.0997	13.04 ± 0.11	79.17 ± 0.67	g		93.57	4596.78	0.028
					3.40	387.1770	0.0680	13.00 ± 0.13	78.89 ± 0.77	h		93.65	4650.98	0.063
					9.00	611.7120	0.1075	13.31 ± 0.11	80.74 ± 0.65	i		94.79	5666.53	0.180
Resultados integrados														
$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ K	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_K$	$^{39}\text{Ar} \times 10^{-6}$	J = 0.003439 ± 0.000009	‡ fracción ignorada en el cálculo de la edad de isócrona	La edad de meseta se calculó con el promedio ponderado de las fracciones d - i					
5692.0	12.90 ± 0.05	78.32 ± 0.37	87.13	2296.16	0.0646		tp = 81.78 ± 0.53 Ma, 59.29 % de ^{39}Ar liberado en 6 fracciones consecutivas, MSWD = 1.47							



Tabla A4.2. Experimentos U/Pb ICP-MS ablación láser.

Análisis	RELACIONES ISOTÓPICAS CORREGIDAS										EIDADES CORREGIDAS (Ma)											
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{235}U	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/$ ^{238}U	$\pm 1\sigma$	$^{208}\text{Pb}/$ ^{232}Th	$\pm 1\sigma$	Rho	$^{208}\text{Pb}/^2$ ^{32}Th	± 1 σ	mejor Edad (Ma)	± 1 σ	$^{206}\text{Pb}/^2$ ^{38}U	± 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{23}$ ^5U	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/$ ^{206}Pb	$\pm 1\sigma$
PLMCN-002																						
Mazatlán – Sin.																						
Zr_40_054	495	266	0.49	0.0505	0.00086	0.1561	0.00293	0.02242	0.00018	0.00723	0.00012	0.42	146	2.0	143	1.0	143.0	1.0	147	3	219	37
Zr_24_035	410	220	0.49	0.0507	0.00111	0.1570	0.00375	0.02254	0.00021	0.00728	0.00012	0.40	147	2.0	144	1.0	144.0	1.0	148	3	226	48
Zr_18_028	415	200	0.44	0.0500	0.00080	0.1581	0.00289	0.02301	0.00020	0.00714	0.00011	0.48	144	2.0	147	1.0	147.0	1.0	149	3	195	35
Zr_33_046	236	101	0.39	0.0514	0.00113	0.1626	0.00383	0.02300	0.00020	0.00773	0.00013	0.36	156	3.0	147	1.0	147.0	1.0	153	3	259	48
Zr_6_014	885	778	0.80	0.0497	0.00070	0.1575	0.00251	0.02303	0.00018	0.00702	0.00009	0.47	141	2.0	147	1.0	147.0	1.0	149	2	180	30
Zr_22_033	924	811	0.80	0.0488	0.00058	0.1561	0.00223	0.02325	0.00018	0.00713	0.00009	0.55	144	2.0	148	1.0	148.0	1.0	147	2	136	26
Zr_36_050	886	611	0.63	0.0500	0.00070	0.1599	0.00259	0.02325	0.00019	0.00719	0.00009	0.50	145	2.0	148	1.0	148.0	1.0	151	2	196	31
Zr_38_052	291	153	0.48	0.0508	0.00107	0.1639	0.00373	0.02327	0.00020	0.00749	0.00015	0.38	151	3.0	148	1.0	148.0	1.0	154	3	232	46
Zr_48_064	279	122	0.40	0.0491	0.00079	0.1576	0.00287	0.02330	0.00020	0.00752	0.00014	0.47	151	3.0	148	1.0	148.0	1.0	149	3	152	36
Zr_49_065	945	732	0.70	0.0491	0.00059	0.1572	0.00222	0.02324	0.00017	0.00733	0.00010	0.53	148	2.0	148	1.0	148.0	1.0	148	2	153	27
Zr_12_021	393	246	0.57	0.0512	0.00097	0.1648	0.00344	0.02342	0.00020	0.00720	0.00011	0.42	145	2.0	149	1.0	149.0	1.0	155	3	248	45
Zr_35_048	1283	1002	0.71	0.0501	0.00065	0.1618	0.00247	0.02346	0.00019	0.00715	0.00009	0.53	144	2.0	149	1.0	149.0	1.0	152	2	201	28
Zr_52_069	407	101	0.23	0.0500	0.00105	0.1637	0.00367	0.02376	0.00019	0.00787	0.00013	0.35	158	3.0	151	1.0	151.0	1.0	154	3	196	46
Zr_17_027	342	173	0.46	0.0490	0.00098	0.1608	0.00349	0.02383	0.00020	0.00728	0.00011	0.39	147	2.0	152	1.0	152.0	1.0	151	3	149	44
Zr_19_029	402	286	0.64	0.0523	0.00099	0.1723	0.00357	0.02388	0.00020	0.00757	0.00011	0.41	152	2.0	152	1.0	152.0	1.0	161	3	299	41
Zr_37_051	484	228	0.43	0.0503	0.00115	0.1650	0.00464	0.02379	0.00022	0.00750	0.00006	0.44	151	1.0	152	1.0	152.0	1.0	155	4	209	50
Zr_5_012	172	87	0.46	0.0492	0.00128	0.1626	0.00453	0.02400	0.00024	0.00744	0.00016	0.36	150	3.0	153	2.0	153.0	2.0	153	4	159	57
Zr_4_011	152	72	0.43	0.0523	0.00131	0.1739	0.00461	0.02418	0.00021	0.00730	0.00014	0.33	147	3.0	154	1.0	154.0	1.0	163	4	300	54
Zr_8_016	277	113	0.37	0.0496	0.00099	0.1647	0.00357	0.02418	0.00020	0.00757	0.00012	0.39	152	2.0	154	1.0	154.0	1.0	155	3	178	42
Zr_13_022	155	59	0.35	0.0507	0.00132	0.1693	0.00466	0.02428	0.00022	0.00807	0.00016	0.33	162	3.0	155	1.0	155.0	1.0	159	4	229	62
Zr_28_040	305	147	0.44	0.0499	0.00100	0.1669	0.00362	0.02437	0.00020	0.00752	0.00011	0.38	151	2.0	155	1.0	155.0	1.0	157	3	189	44
Zr_11_020	257	95	0.33	0.0516	0.00135	0.1744	0.00534	0.02452	0.00022	0.00771	0.00007	0.41	155	1.0	156	1.0	156.0	1.0	163	5	267	62
Zr_14_023	406	284	0.63	0.0507	0.00112	0.1710	0.00400	0.02449	0.00019	0.00748	0.00010	0.33	151	2.0	156	1.0	156.0	1.0	160	3	228	52
Zr_21_032	336	221	0.60	0.0505	0.00086	0.1702	0.00322	0.02452	0.00020	0.00757	0.00012	0.44	152	2.0	156	1.0	156.0	1.0	160	3	218	37
Zr_26_038	448	226	0.46	0.0485	0.00087	0.1636	0.00322	0.02445	0.00020	0.00733	0.00010	0.41	148	2.0	156	1.0	156.0	1.0	154	3	124	40



Zr_41_056	231	143	0.56	0.0493	0.00099	0.1663	0.00360	0.02446	0.00020	0.00748	0.00011	0.38	151	2.0	156	1.0	156.0	1.0	156	3	164	44
Zr_51_068	261	127	0.44	0.0508	0.00096	0.1710	0.00350	0.02450	0.00019	0.00764	0.00011	0.38	154	2.0	156	1.0	156.0	1.0	160	3	231	41
Zr_1_008	232	123	0.48	0.0538	0.00113	0.1823	0.00409	0.02461	0.00019	0.00796	0.00014	0.35	160	3.0	157	1.0	157.0	1.0	170	4	361	49
Zr_23_034	348	155	0.40	0.0508	0.00086	0.1728	0.00330	0.02468	0.00021	0.00790	0.00014	0.46	159	3.0	157	1.0	157.0	1.0	162	3	232	37
Zr_25_036	226	115	0.46	0.0529	0.00122	0.1796	0.00441	0.02467	0.00021	0.00787	0.00013	0.34	158	3.0	157	1.0	157.0	1.0	168	4	326	49
Zr_31_044	365	200	0.50	0.0497	0.00109	0.1685	0.00395	0.02468	0.00020	0.00773	0.00011	0.35	156	2.0	157	1.0	157.0	1.0	158	3	180	48
Zr_44_059	220	99	0.41	0.0523	0.00110	0.1771	0.00399	0.02463	0.00020	0.00768	0.00015	0.36	155	3.0	157	1.0	157.0	1.0	166	3	299	45
Zr_46_062	325	198	0.55	0.0512	0.00092	0.1742	0.00351	0.02469	0.00022	0.00755	0.00012	0.45	152	2.0	157	1.0	157.0	1.0	163	3	248	39
Zr_3_010	359	186	0.47	0.0497	0.00094	0.1694	0.00349	0.02476	0.00020	0.00763	0.00011	0.40	154	2.0	158	1.0	158.0	1.0	159	3	181	42
Zr_39_053	316	150	0.43	0.0488	0.00093	0.1671	0.00342	0.02486	0.00019	0.00785	0.00013	0.36	158	3.0	158	1.0	158.0	1.0	157	3	137	42
Zr_42_057	305	132	0.39	0.0487	0.00088	0.1665	0.00331	0.02485	0.00021	0.00782	0.00013	0.42	157	3.0	158	1.0	158.0	1.0	156	3	131	40
Zr_43_058	174	74	0.39	0.0498	0.00110	0.1703	0.00402	0.02477	0.00021	0.00776	0.00015	0.36	156	3.0	158	1.0	158.0	1.0	160	3	188	49
Zr_27_039	401	204	0.46	0.0493	0.00094	0.1694	0.00350	0.02497	0.00020	0.00761	0.00011	0.38	153	2.0	159	1.0	159.0	1.0	159	3	160	42
Zr_54_071	329	186	0.51	0.0506	0.00091	0.1739	0.00343	0.02500	0.00020	0.00766	0.00012	0.41	154	2.0	159	1.0	159.0	1.0	163	3	222	37
Zr_9_017	253	137	0.49	0.0489	0.00098	0.1679	0.00367	0.02498	0.00022	0.00755	0.00013	0.40	152	3.0	159	1.0	159.0	1.0	158	3	141	42
Zr_20_030	448	249	0.50	0.0497	0.00074	0.1722	0.00296	0.02514	0.00021	0.00779	0.00012	0.50	157	2.0	160	1.0	160.0	1.0	161	3	179	33
Zr_32_045	655	476	0.66	0.0488	0.00068	0.1697	0.00270	0.02520	0.00019	0.00786	0.00010	0.48	158	2.0	160	1.0	160.0	1.0	159	2	138	31
Zr_34_047	275	118	0.39	0.0511	0.00123	0.1767	0.00492	0.02507	0.00019	0.00789	0.00005	0.40	159	1.0	160	1.0	160.0	1.0	165	4	246	52
Zr_56_073	270	175	0.59	0.0488	0.00098	0.1701	0.00364	0.02528	0.00019	0.00795	0.00013	0.35	160	3.0	161	1.0	161.0	1.0	159	3	139	42
Zr_15_024	413	181	0.40	0.0505	0.00086	0.1766	0.00338	0.02543	0.00022	0.00815	0.00013	0.46	164	3.0	162	1.0	162.0	1.0	165	3	218	37
Zr_53_070	376	205	0.49	0.0507	0.00096	0.1784	0.00362	0.02551	0.00018	0.00806	0.00011	0.36	162	2.0	162	1.0	162.0	1.0	167	3	227	41
Zr_45_060	247	127	0.47	0.0500	0.00115	0.1754	0.00434	0.02560	0.00023	0.00796	0.00014	0.37	160	3.0	163	1.0	163.0	1.0	164	4	195	51
Zr_47_063	1266	964	0.69	0.0488	0.00059	0.1721	0.00242	0.02562	0.00019	0.00788	0.00010	0.51	159	2.0	163	1.0	163.0	1.0	161	2	137	27
Zr_2_009	328	195	0.54	0.0518	0.00109	0.1837	0.00419	0.02576	0.00023	0.00803	0.00012	0.38	162	2.0	164	1.0	164.0	1.0	171	4	276	45
Zr_55_072	318	195	0.56	0.0483	0.00077	0.1735	0.00309	0.02608	0.00020	0.00818	0.00013	0.45	165	3.0	166	1.0	166.0	1.0	162	3	113	34

PLMCTS-003
Mazatlán - Sin.

Zr_4_011	383	167	0.39	0.0519	0.00189	0.1036	0.00418	0.01448	0.00014	0.00455	0.00004	0.31	92	0.9	93	0.9	92.7	0.9	100	4	279	91
Zr_5_012	970	411	0.38	0.0493	0.00079	0.0995	0.00179	0.01462	0.00012	0.00456	0.00007	0.46	92	1.0	94	0.8	93.6	0.8	96	2	164	35
Zr_44_059	110	80	0.66	0.0491	0.00216	0.0992	0.00450	0.01469	0.00016	0.00461	0.00010	0.24	93	2.0	94	1.0	94.0	1.0	96	4	151	95
Zr_17_027	219	161	0.66	0.0483	0.00121	0.0985	0.00264	0.01479	0.00014	0.00454	0.00008	0.36	92	2.0	95	0.9	94.6	0.9	95	2	113	55
Zr_31_044	70	47	0.60	0.0557	0.00312	0.1139	0.00730	0.01482	0.00026	0.00462	0.00008	0.29	93	2.0	95	2.0	95.0	2.0	110	7	441	136
Zr_50_066	139	105	0.68	0.0509	0.00204	0.1042	0.00482	0.01485	0.00017	0.00468	0.00005	0.32	94	1.0	95	1.0	95.0	1.0	101	4	235	87
Zr_7_015	93	52	0.51	0.0426	0.00311	0.0874	0.00645	0.01489	0.00016	0.00445	0.00016	0.14	90	3.0	95	1.0	95.0	1.0	85	6	-145	142

LÍMITES TEMPORALES DE LA DEFORMACIÓN CONTRACTIVA LARÁMIDE EN EL CENTRO DE MÉXICO



Zr_1_008	343	85	0.22	0.0484	0.00097	0.0992	0.00215	0.01486	0.00012	0.00477	0.00013	0.38	96	3.0	95	0.8	95.1	0.8	96	2	119	44
Zr_37_051	147	128	0.79	0.0523	0.00146	0.1073	0.00317	0.01486	0.00014	0.00465	0.00009	0.33	94	2.0	95	0.9	95.1	0.9	103	3	298	69
Zr_22_033	273	157	0.52	0.0498	0.00139	0.1019	0.00299	0.01488	0.00013	0.00465	0.00008	0.31	94	2.0	95	0.8	95.2	0.8	98	3	185	61
Zr_34_047	198	108	0.49	0.0522	0.00183	0.1071	0.00419	0.01487	0.00014	0.00467	0.00004	0.31	94	0.8	95	0.9	95.2	0.9	103	4	295	87
Zr_13_022	471	205	0.39	0.0504	0.00106	0.1036	0.00234	0.01492	0.00012	0.00462	0.00008	0.36	93	2.0	96	0.8	95.5	0.8	100	2	213	46
Zr_24_035	114	80	0.64	0.0571	0.00337	0.1182	0.00708	0.01492	0.00015	0.00483	0.00012	0.17	97	2.0	96	1.0	95.5	1.0	113	6	497	142
Zr_14_023	278	197	0.64	0.0522	0.00146	0.1079	0.00318	0.01499	0.00014	0.00474	0.00008	0.31	96	2.0	96	0.9	95.9	0.9	104	3	294	60
Zr_11_020	161	93	0.52	0.0496	0.00608	0.1030	0.01317	0.01506	0.00022	0.00476	0.00027	0.14	96	5.0	96	1.0	96.0	1.0	100	12	175	242
Zr_3_010	228	127	0.50	0.0553	0.00160	0.1145	0.00355	0.01504	0.00017	0.00480	0.00010	0.36	97	2.0	96	1.0	96.0	1.0	110	3	423	70
Zr_41_056	228	116	0.46	0.0496	0.00164	0.1031	0.00359	0.01506	0.00017	0.00477	0.00010	0.31	96	2.0	96	1.0	96.0	1.0	100	3	177	72
Zr_18_028	138	89	0.58	0.0476	0.00200	0.0993	0.00431	0.01522	0.00017	0.00449	0.00011	0.25	91	2.0	97	1.0	97.0	1.0	96	4	81	87
Zr_26_038	192	155	0.73	0.0517	0.00160	0.1081	0.00351	0.01516	0.00015	0.00464	0.00008	0.30	94	2.0	97	1.0	97.0	1.0	104	3	270	77
Zr_33_046	100	57	0.51	0.0530	0.00217	0.1103	0.00468	0.01513	0.00017	0.00447	0.00010	0.26	90	2.0	97	1.0	97.0	1.0	106	4	327	101
Zr_35_048	100	60	0.54	0.0573	0.00195	0.1205	0.00434	0.01520	0.00018	0.00486	0.00009	0.33	98	2.0	97	1.0	97.0	1.0	115	4	505	81
Zr_27_039	112	45	0.37	0.0510	0.00308	0.1064	0.00699	0.01513	0.00024	0.00476	0.00009	0.27	96	2.0	97	2.0	97.0	2.0	103	6	242	129
Zr_45_060	386	145	0.34	0.0475	0.00100	0.0991	0.00229	0.01519	0.00015	0.00479	0.00009	0.41	97	2.0	97	1.0	97.2	1.0	96	2	72	46
Zr_38_052	186	93	0.45	0.0466	0.00116	0.0978	0.00263	0.01521	0.00015	0.00444	0.00008	0.38	90	2.0	97	1.0	97.3	1.0	95	2	27	56
Zr_16_026	532	175	0.30	0.0467	0.00079	0.0985	0.00185	0.01528	0.00012	0.00468	0.00008	0.44	94	2.0	98	0.8	97.8	0.8	95	2	36	36
Zr_28_040	411	188	0.41	0.0495	0.00104	0.1048	0.00236	0.01530	0.00013	0.00480	0.00008	0.36	97	2.0	98	0.8	97.9	0.8	101	2	171	53
Zr_29_041	63	32	0.46	0.0604	0.00845	0.1282	0.01802	0.01532	0.00020	0.00440	0.00014	0.09	89	3.0	98	1.0	98.0	1.0	122	16	617	331
Zr_39_053	130	52	0.36	0.0515	0.00175	0.1086	0.00388	0.01529	0.00017	0.00502	0.00014	0.31	101	3.0	98	1.0	98.0	1.0	105	4	261	85
Zr_42_057	122	70	0.52	0.0490	0.00186	0.1034	0.00412	0.01534	0.00018	0.00444	0.00011	0.31	90	2.0	98	1.0	98.0	1.0	100	4	148	82
Zr_46_062	110	60	0.49	0.0527	0.00200	0.1100	0.00442	0.01524	0.00020	0.00482	0.00012	0.33	97	2.0	98	1.0	98.0	1.0	106	4	315	81
Zr_49_065	199	93	0.42	0.0508	0.00132	0.1074	0.00295	0.01535	0.00014	0.00488	0.00010	0.32	98	2.0	98	0.9	98.2	0.9	104	3	230	56
Zr_9_017	93	52	0.50	0.0500	0.00300	0.1062	0.00646	0.01543	0.00015	0.00472	0.00023	0.17	95	5.0	99	1.0	98.7	1.0	102	6	196	127
Zr_20_030	211	131	0.56	0.0514	0.00159	0.1091	0.00355	0.01544	0.00015	0.00482	0.00009	0.31	97	2.0	99	1.0	98.8	1.0	105	3	257	67
Zr_25_036	549	235	0.39	0.0478	0.00081	0.1020	0.00195	0.01547	0.00014	0.00480	0.00007	0.46	97	1.0	99	0.9	99.0	0.9	99	2	89	44
Zr_36_050	78	48	0.55	0.0468	0.00220	0.0996	0.00483	0.01553	0.00019	0.00473	0.00015	0.25	95	3.0	99	1.0	99.0	1.0	96	4	41	108
Zr_10_018	81	48	0.54	0.0571	0.00370	0.1214	0.00832	0.01542	0.00021	0.00479	0.00007	0.19	97	1.0	99	1.0	99.0	1.0	116	8	495	135
Zr_43_058	192	96	0.45	0.0467	0.00178	0.0999	0.00390	0.01553	0.00014	0.00472	0.00009	0.22	95	2.0	99	0.9	99.3	0.9	97	4	36	75
Zr_21_032	238	141	0.53	0.0527	0.00137	0.1133	0.00316	0.01564	0.00016	0.00467	0.00009	0.36	94	2.0	100	1.0	100.0	1.0	109	3	315	56
Zr_40_054	81	39	0.44	0.0514	0.00303	0.1105	0.00702	0.01558	0.00020	0.00490	0.00007	0.24	99	1.0	100	1.0	100.0	1.0	106	6	260	126
Zr_8_016	336	135	0.36	0.0466	0.00126	0.1003	0.00287	0.01565	0.00015	0.00475	0.00009	0.33	96	2.0	100	1.0	100.1	1.0	97	3	29	53
Zr_23_034	144	81	0.51	0.0499	0.00165	0.1084	0.00377	0.01581	0.00017	0.00466	0.00013	0.31	94	3.0	101	1.0	101.0	1.0	104	3	190	83



Zr_2_009	227	87	0.35	0.0541	0.00168	0.1186	0.00394	0.01587	0.00019	0.00468	0.00009	0.36	94	2.0	102	1.0	102.0	1.0	114	4	376	66
Zr_6_014	382	167	0.40	0.0474	0.00109	0.1056	0.00260	0.01620	0.00014	0.00488	0.00009	0.35	98	2.0	104	0.9	103.6	0.9	102	2	67	50
Zr_30_042	168	64	0.34	0.0519	0.00191	0.1185	0.00502	0.01656	0.00022	0.00520	0.00007	0.35	105	1.0	106	1.0	106.0	1.0	114	5	281	79
Zr_12_021	243	104	0.39	0.0530	0.00127	0.1221	0.00312	0.01673	0.00015	0.00484	0.00011	0.35	98	2.0	107	1.0	107.0	1.0	117	3	327	51

PLMG-004
Mazatlán – Sin.

Zr_1_008	790	525	0.61	0.0473	0.00076	0.0974	0.00176	0.01496	0.00012	0.00399	0.00006	0.46	80	1.0	96	0.8	95.7	0.8	94	2	66	36
Zr_10_018	281	121	0.39	0.0478	0.00129	0.1009	0.00285	0.01533	0.00013	0.00418	0.00008	0.29	84	2.0	98	0.8	98.1	0.8	98	3	87	59
Zr_7_015	970	206	0.19	0.0492	0.00064	0.1003	0.00158	0.01480	0.00013	0.00478	0.00008	0.56	96	2.0	95	0.8	94.7	0.8	97	1	156	27
Zr_15_024	281	103	0.33	0.0493	0.00133	0.1010	0.00286	0.01487	0.00013	0.00438	0.00009	0.31	88	2.0	95	0.8	95.2	0.8	98	3	164	60
Zr_37_051	717	492	0.63	0.0492	0.00079	0.1008	0.00181	0.01488	0.00012	0.00474	0.00007	0.45	96	1.0	95	0.8	95.2	0.8	98	2	158	35
Zr_13_022	1737	1322	0.70	0.0470	0.00061	0.0968	0.00145	0.01495	0.00011	0.00424	0.00005	0.50	86	1.0	96	0.7	95.7	0.7	94	1	47	29
Zr_19_029	249	154	0.57	0.0522	0.00167	0.1076	0.00361	0.01497	0.00015	0.00436	0.00008	0.30	88	2.0	96	1.0	95.8	1.0	104	3	295	70
Zr_45_060	349	240	0.63	0.0486	0.00151	0.1002	0.00363	0.01497	0.00013	0.00474	0.00004	0.34	96	0.8	96	0.8	95.8	0.8	97	3	126	65
Zr_39_053	247	195	0.72	0.0499	0.00120	0.1038	0.00266	0.01508	0.00014	0.00479	0.00008	0.35	97	2.0	97	0.9	96.5	0.9	100	2	190	52
Zr_8_016	1742	937	0.49	0.0471	0.00056	0.0979	0.00139	0.01508	0.00011	0.00424	0.00006	0.55	86	1.0	97	0.7	96.5	0.7	95	1	52	25
Zr_4_011	359	121	0.31	0.0491	0.00339	0.1024	0.00713	0.01513	0.00014	0.00419	0.00008	0.13	85	2.0	97	0.9	96.8	0.9	99	7	153	143
Zr_2_009	815	502	0.56	0.0476	0.00071	0.0991	0.00171	0.01515	0.00013	0.00414	0.00006	0.50	84	1.0	97	0.8	96.9	0.8	96	2	79	33
Zr_42_057	230	75	0.30	0.0506	0.00148	0.1056	0.00357	0.01515	0.00015	0.00477	0.00005	0.33	96	0.9	97	1.0	96.9	1.0	102	3	220	63
Zr_44_059	520	254	0.45	0.0488	0.00088	0.1018	0.00207	0.01515	0.00014	0.00488	0.00008	0.46	98	2.0	97	0.9	96.9	0.9	98	2	140	37
Zr_24_035	907	598	0.60	0.0482	0.00067	0.1009	0.00163	0.01521	0.00012	0.00453	0.00006	0.51	91	1.0	97	0.8	97.3	0.8	98	2	108	31
Zr_18_028	328	172	0.48	0.0491	0.00113	0.1025	0.00251	0.01524	0.00013	0.00433	0.00007	0.34	87	1.0	98	0.8	97.5	0.8	99	2	153	51
Zr_14_023	314	162	0.47	0.0497	0.00144	0.1045	0.00315	0.01526	0.00013	0.00442	0.00008	0.28	89	2.0	98	0.8	97.6	0.8	101	3	181	64
Zr_12_021	263	174	0.61	0.0529	0.00164	0.1119	0.00362	0.01529	0.00014	0.00434	0.00007	0.28	88	1.0	98	0.9	97.8	0.9	108	3	323	67
Zr_23_034	723	458	0.58	0.0492	0.00074	0.1037	0.00175	0.01530	0.00012	0.00456	0.00007	0.45	92	1.0	98	0.8	97.9	0.8	100	2	156	33
Zr_16_026	191	99	0.47	0.0533	0.00197	0.1114	0.00430	0.01524	0.00017	0.00457	0.00009	0.29	92	2.0	98	1.0	98.0	1.0	107	4	341	80
Zr_41_056	324	150	0.42	0.0505	0.00127	0.1062	0.00339	0.01525	0.00017	0.00481	0.00005	0.48	97	0.9	98	1.0	98.0	1.0	102	3	217	54
Zr_6_014	137	91	0.61	0.0507	0.00178	0.1067	0.00388	0.01532	0.00015	0.00431	0.00009	0.26	87	2.0	98	1.0	98.0	1.0	103	4	228	72
Zr_33_046	781	392	0.46	0.0474	0.00076	0.1002	0.00178	0.01533	0.00012	0.00497	0.00008	0.43	100	2.0	98	0.8	98.1	0.8	97	2	69	35
Zr_40_054	160	94	0.54	0.0521	0.00209	0.1098	0.00450	0.01538	0.00014	0.00527	0.00012	0.21	106	2.0	98	0.9	98.4	0.9	106	4	292	85
Zr_22_033	214	141	0.60	0.0493	0.00118	0.1052	0.00274	0.01551	0.00016	0.00464	0.00010	0.39	94	2.0	99	1.0	99.0	1.0	102	3	162	53
Zr_36_050	159	107	0.61	0.0504	0.00240	0.1077	0.00574	0.01550	0.00017	0.00489	0.00005	0.27	99	1.0	99	1.0	99.0	1.0	104	5	214	102
Zr_43_058	143	97	0.62	0.0527	0.00251	0.1126	0.00608	0.01548	0.00019	0.00486	0.00006	0.25	98	1.0	99	1.0	99.0	1.0	108	6	317	100



Zr_20_030	214	74	0.32	0.0535	0.00139	0.1149	0.00318	0.01554	0.00015	0.00489	0.00013	0.35	99	3.0	99	1.0	99.4	1.0	110	3	351	56
Zr_25_036	423	151	0.33	0.0497	0.00109	0.1065	0.00252	0.01558	0.00013	0.00478	0.00009	0.38	96	2.0	100	0.8	99.7	0.8	103	2	181	49
Zr_21_032	175	91	0.47	0.0501	0.00160	0.1084	0.00367	0.01567	0.00017	0.00445	0.00011	0.34	90	2.0	100	1.0	100.0	1.0	104	3	201	70
Zr_29_041	247	88	0.32	0.0545	0.00302	0.1174	0.00692	0.01563	0.00018	0.00488	0.00006	0.19	98	1.0	100	1.0	100.0	1.0	113	6	391	115
Zr_3_010	175	52	0.27	0.0539	0.00172	0.1159	0.00392	0.01557	0.00017	0.00434	0.00011	0.33	88	2.0	100	1.0	100.0	1.0	111	4	365	67
Zr_30_042	180	88	0.45	0.0494	0.00232	0.1059	0.00514	0.01569	0.00019	0.00428	0.00012	0.25	86	2.0	100	1.0	100.0	1.0	102	5	166	99
Zr_38_052	186	97	0.48	0.0519	0.00182	0.1111	0.00404	0.01561	0.00016	0.00507	0.00011	0.26	102	2.0	100	1.0	100.0	1.0	107	4	280	74
Zr_28_040	200	98	0.45	0.0492	0.00147	0.1062	0.00335	0.01577	0.00015	0.00477	0.00009	0.32	96	2.0	101	1.0	100.9	1.0	103	3	155	64
Zr_27_039	159	109	0.63	0.0548	0.00203	0.1184	0.00454	0.01573	0.00016	0.00492	0.00011	0.26	99	2.0	101	1.0	101.0	1.0	114	4	404	77
Zr_34_047	211	147	0.64	0.0506	0.00132	0.1102	0.00302	0.01581	0.00014	0.00493	0.00009	0.31	99	2.0	101	0.9	101.1	0.9	106	3	222	56
Zr_5_012	152	67	0.40	0.0493	0.00173	0.1087	0.00399	0.01599	0.00018	0.00444	0.00010	0.29	90	2.0	102	1.0	102.0	1.0	105	4	163	72
Zr_31_044	94	43	0.42	0.0544	0.00266	0.1191	0.00604	0.01604	0.00021	0.00439	0.00018	0.26	89	4.0	103	1.0	103.0	1.0	114	5	386	102

PLNCC-019

Nazas – Dur.

Zr_2_009	522	290	0.52	0.0453	0.00136	0.0468	0.00145	0.00752	0.00005	0.00222	0.00004	0.25	45	0.8	48	0.3	48.3	0.3	46	1	-3	53
Zr_6_014	489	99	0.19	0.0501	0.00138	0.0522	0.00152	0.00755	0.00005	0.00238	0.00002	0.24	48	0.3	49	0.3	48.5	0.3	52	1	200	59
Zr_23_034	509	240	0.44	0.0482	0.00140	0.0499	0.00149	0.00756	0.00005	0.00221	0.00004	0.23	45	0.8	49	0.3	48.6	0.3	49	1	107	61
Zr_19_029	427	165	0.36	0.0518	0.00187	0.0542	0.00215	0.00760	0.00007	0.00239	0.00002	0.29	48	0.5	49	0.5	48.8	0.5	54	2	276	75
Zr_17_027	532	142	0.25	0.0488	0.00122	0.0513	0.00132	0.00763	0.00005	0.00234	0.00005	0.24	47	1.0	49	0.3	49.0	0.3	51	1	137	53
Zr_39_053	512	220	0.40	0.0494	0.00133	0.0525	0.00146	0.00770	0.00005	0.00222	0.00004	0.25	45	0.8	49	0.3	49.4	0.3	52	1	168	58
Zr_28_040	423	321	0.71	0.0499	0.00145	0.0530	0.00160	0.00771	0.00006	0.00216	0.00004	0.27	44	0.8	50	0.4	49.5	0.4	52	2	189	62
Zr_35_048	492	238	0.45	0.0500	0.00145	0.0532	0.00163	0.00771	0.00008	0.00224	0.00004	0.32	45	0.8	50	0.5	49.5	0.5	53	2	195	62
Zr_18_028	477	181	0.35	0.0497	0.00139	0.0528	0.00151	0.00773	0.00005	0.00238	0.00005	0.21	48	1.0	50	0.3	49.6	0.3	52	1	179	59
Zr_30_042	560	280	0.47	0.0464	0.00125	0.0494	0.00139	0.00772	0.00006	0.00220	0.00006	0.29	44	1.0	50	0.4	49.6	0.4	49	1	18	51
Zr_20_030	496	207	0.39	0.0505	0.00136	0.0537	0.00149	0.00774	0.00005	0.00231	0.00005	0.24	47	1.0	50	0.3	49.7	0.3	53	1	217	57
Zr_22_033	494	101	0.19	0.0489	0.00171	0.0522	0.00187	0.00774	0.00005	0.00242	0.00007	0.21	49	1.0	50	0.3	49.7	0.3	52	2	142	74
Zr_12_021	421	136	0.30	0.0468	0.00126	0.0501	0.00150	0.00776	0.00006	0.00247	0.00005	0.29	50	1.0	50	0.4	49.8	0.4	50	1	41	54
Zr_3_010	579	235	0.38	0.0477	0.00129	0.0508	0.00143	0.00775	0.00006	0.00227	0.00004	0.27	46	0.8	50	0.4	49.8	0.4	50	1	82	57
Zr_7_015	391	130	0.31	0.0525	0.00168	0.0560	0.00183	0.00775	0.00005	0.00247	0.00008	0.21	50	2.0	50	0.3	49.8	0.3	55	2	309	68
Zr_8_016	488	190	0.36	0.0525	0.00121	0.0561	0.00136	0.00777	0.00006	0.00241	0.00005	0.31	49	1.0	50	0.4	49.9	0.4	55	1	306	49
Zr_21_032	372	178	0.44	0.0478	0.00144	0.0512	0.00157	0.00780	0.00005	0.00222	0.00006	0.19	45	1.0	50	0.3	50.1	0.3	51	2	91	63
Zr_4_011	391	133	0.32	0.0510	0.00128	0.0547	0.00144	0.00780	0.00006	0.00262	0.00009	0.30	53	2.0	50	0.4	50.1	0.4	54	1	242	54
Zr_40_054	392	144	0.34	0.0513	0.00287	0.0550	0.00311	0.00780	0.00007	0.00227	0.00006	0.15	46	1.0	50	0.4	50.1	0.4	54	3	254	118
Zr_5_012	482	121	0.23	0.0469	0.00145	0.0505	0.00160	0.00782	0.00005	0.00244	0.00008	0.21	49	2.0	50	0.3	50.2	0.3	50	2	42	62



Zr_27_039	604	327	0.50	0.0513	0.00133	0.0555	0.00149	0.00783	0.00005	0.00241	0.00004	0.26	49	0.8	50	0.3	50.3	0.3	55	1	254	54
Zr_36_050	449	171	0.35	0.0523	0.00126	0.0566	0.00143	0.00784	0.00006	0.00237	0.00005	0.31	48	1.0	50	0.4	50.3	0.4	56	1	300	51
Zr_38_052	452	172	0.35	0.0528	0.00153	0.0568	0.00172	0.00784	0.00007	0.00229	0.00005	0.29	46	1.0	50	0.4	50.3	0.4	56	2	321	61
Zr_34_047	397	128	0.30	0.0522	0.00170	0.0565	0.00193	0.00785	0.00005	0.00247	0.00002	0.20	50	0.3	50	0.3	50.4	0.3	56	2	295	69
Zr_9_017	448	146	0.30	0.0494	0.00123	0.0536	0.00139	0.00785	0.00006	0.00242	0.00006	0.28	49	1.0	50	0.4	50.4	0.4	53	1	165	54
Zr_11_020	488	95	0.18	0.0485	0.00136	0.0526	0.00156	0.00787	0.00006	0.00249	0.00003	0.25	50	0.6	51	0.4	50.5	0.4	52	2	123	61
Zr_25_036	414	141	0.32	0.0561	0.00146	0.0607	0.00162	0.00787	0.00005	0.00254	0.00006	0.22	51	1.0	51	0.3	50.5	0.3	60	2	456	53
Zr_14_023	495	157	0.29	0.0534	0.00144	0.0583	0.00172	0.00792	0.00006	0.00248	0.00002	0.29	50	0.4	51	0.4	50.9	0.4	58	2	344	56
Zr_32_045	515	218	0.39	0.0495	0.00129	0.0540	0.00146	0.00792	0.00006	0.00233	0.00004	0.27	47	0.8	51	0.4	50.9	0.4	53	1	173	56
Zr_33_046	343	165	0.45	0.0567	0.00176	0.0619	0.00198	0.00792	0.00006	0.00257	0.00010	0.24	52	2.0	51	0.4	50.9	0.4	61	2	478	64
Zr_31_044	422	152	0.34	0.0527	0.00147	0.0578	0.00171	0.00798	0.00008	0.00251	0.00007	0.33	51	1.0	51	0.5	51.2	0.5	57	2	314	58
Zr_37_051	366	125	0.32	0.0529	0.00169	0.0583	0.00191	0.00801	0.00006	0.00257	0.00008	0.22	52	2.0	51	0.4	51.4	0.4	58	2	323	67
Zr_26_038	279	137	0.46	0.0546	0.00191	0.0609	0.00218	0.00804	0.00006	0.00263	0.00008	0.22	53	2.0	52	0.4	51.6	0.4	60	2	395	71
Zr_24_035	305	94	0.29	0.0534	0.00225	0.0600	0.00266	0.00815	0.00006	0.00255	0.00002	0.20	52	0.4	52	0.4	52.3	0.4	59	3	346	87
Zr_29_041	245	77	0.29	0.0564	0.00261	0.0633	0.00313	0.00814	0.00008	0.00253	0.00003	0.26	51	0.5	52	0.5	52.3	0.5	62	3	469	93

PLFMI-014

Zacatecas – Zac.

Zr_10_018	1533	2698	1.62	0.0496	0.00074	0.0672	0.00107	0.00987	0.00005	0.00290	0.00003	0.35	59	0.6	63	0.3	63.3	0.3	66	1	174	32
Zr_8_016	1740	585	0.31	0.0479	0.00077	0.0662	0.00123	0.01001	0.00005	0.00318	0.00002	0.36	64	0.3	64	0.3	64.2	0.3	65	1	96	37
Zr_23_034	2660	6224	2.15	0.0488	0.00059	0.0697	0.00090	0.01039	0.00005	0.00317	0.00003	0.35	64	0.6	67	0.3	66.6	0.3	68	1	137	27
Zr_24_035	611	466	0.70	0.0513	0.00488	0.0737	0.00738	0.01043	0.00010	0.00328	0.00008	0.13	66	2.0	67	0.6	66.9	0.6	72	7	253	206
Zr_40_054	916	459	0.46	0.0497	0.00079	0.0713	0.00120	0.01045	0.00005	0.00336	0.00004	0.33	68	0.8	67	0.3	67.0	0.3	70	1	179	35
Zr_5_012	968	343	0.33	0.0489	0.00078	0.0705	0.00119	0.01048	0.00005	0.00330	0.00004	0.33	67	0.8	67	0.3	67.2	0.3	69	1	144	36
Zr_2_009	694	639	0.85	0.0500	0.00085	0.0726	0.00131	0.01057	0.00006	0.00319	0.00004	0.33	64	0.8	68	0.4	67.8	0.4	71	1	193	37
Zr_26_038	833	772	0.85	0.0536	0.00096	0.0780	0.00148	0.01059	0.00006	0.00337	0.00004	0.33	68	0.8	68	0.4	67.9	0.4	76	1	353	39
Zr_31_044	847	663	0.72	0.0508	0.00166	0.0744	0.00276	0.01061	0.00009	0.00334	0.00002	0.29	68	0.5	68	0.5	68.0	0.5	73	3	232	73
Zr_17_027	512	326	0.58	0.0517	0.00119	0.0753	0.00181	0.01062	0.00008	0.00344	0.00005	0.29	69	1.0	68	0.5	68.1	0.5	74	2	272	49
Zr_7_015	583	780	1.23	0.0510	0.00117	0.0747	0.00178	0.01068	0.00007	0.00324	0.00004	0.27	65	0.8	69	0.4	68.5	0.4	73	2	239	52
Zr_11_020	759	458	0.55	0.0507	0.00112	0.0749	0.00186	0.01072	0.00006	0.00338	0.00002	0.26	68	0.4	69	0.4	68.7	0.4	73	2	226	48
Zr_21_032	520	368	0.65	0.0490	0.00113	0.0722	0.00173	0.01071	0.00007	0.00334	0.00004	0.28	67	0.8	69	0.4	68.7	0.4	71	2	149	50
Zr_13_022	494	332	0.62	0.0519	0.00163	0.0768	0.00272	0.01074	0.00009	0.00338	0.00002	0.28	68	0.5	69	0.5	68.9	0.5	75	3	279	67
Zr_6_014	209	237	1.04	0.0543	0.00329	0.0804	0.00543	0.01075	0.00013	0.00336	0.00004	0.24	68	0.7	69	0.8	68.9	0.8	79	5	382	133
Zr_37_051	259	141	0.50	0.0527	0.00153	0.0781	0.00240	0.01079	0.00011	0.00319	0.00006	0.33	64	1.0	69	0.7	69.2	0.7	76	2	317	63
Zr_1_008	693	758	1.01	0.0513	0.00154	0.0771	0.00236	0.01085	0.00007	0.00344	0.00005	0.20	69	1.0	70	0.4	69.6	0.4	75	2	256	64



Zr_4_011	371	549	1.36	0.0556	0.00313	0.0834	0.00508	0.01086	0.00009	0.00339	0.00002	0.18	68	0.5	70	0.6	69.7	0.6	81	5	438	121
Zr_20_030	133	121	0.83	0.0504	0.00491	0.0759	0.00790	0.01093	0.00016	0.00345	0.00012	0.16	70	2.0	70	1.0	70.0	1.0	74	7	211	201
Zr_27_039	436	683	1.44	0.0504	0.00116	0.0758	0.00181	0.01093	0.00007	0.00321	0.00004	0.27	65	0.8	70	0.4	70.1	0.4	74	2	213	51
Zr_36_050	274	217	0.73	0.0515	0.00175	0.0775	0.00273	0.01098	0.00010	0.00340	0.00006	0.26	69	1.0	70	0.6	70.4	0.6	76	3	261	75
Zr_18_028	583	864	1.36	0.0518	0.00320	0.0785	0.00523	0.01100	0.00009	0.00346	0.00003	0.21	70	0.6	71	0.6	70.5	0.6	77	5	275	132
Zr_16_026	255	93	0.34	0.0532	0.00160	0.0810	0.00252	0.01105	0.00009	0.00345	0.00008	0.26	70	2.0	71	0.6	70.8	0.6	79	2	336	64
Zr_3_010	486	163	0.31	0.0500	0.00135	0.0767	0.00216	0.01117	0.00009	0.00351	0.00006	0.29	71	1.0	72	0.6	71.6	0.6	75	2	197	60
Zr_14_023	543	352	0.60	0.0482	0.00096	0.0744	0.00155	0.01127	0.00007	0.00351	0.00006	0.29	71	1.0	72	0.4	72.2	0.4	73	1	107	44
Zr_25_036	573	235	0.38	0.0478	0.00110	0.0746	0.00177	0.01135	0.00006	0.00359	0.00005	0.25	72	1.0	73	0.4	72.8	0.4	73	2	91	51
Zr_35_048	207	192	0.86	0.0517	0.00201	0.0865	0.00355	0.01215	0.00016	0.00332	0.00005	0.32	67	1.0	78	1.0	78.0	1.0	84	3	270	86
Zr_9_017	421	179	0.39	0.0521	0.00109	0.0882	0.00197	0.01233	0.00010	0.00393	0.00009	0.35	79	2.0	79	0.6	79.0	0.6	86	2	288	47
Zr_15_024	803	765	0.88	0.0504	0.00091	0.0916	0.00176	0.01327	0.00009	0.00380	0.00005	0.34	77	1.0	85	0.6	85.0	0.6	89	2	213	39
Zr_32_045	2910	1375	0.43	0.0512	0.00570	0.0956	0.01131	0.01355	0.00019	0.00426	0.00022	0.18	86	4.0	87	1.0	87.0	1.0	93	10	249	232

PLN-001

Zacatecas – Zac.

Zr_35_048	804	403	0.46	0.0504	0.00081	0.0775	0.00128	0.01114	0.00005	0.00345	0.00004	0.24	70	0.8	71	0.3	71.4	0.3	76	1	215	38
Zr_32_045	747	326	0.40	0.0496	0.00079	0.0767	0.00127	0.01123	0.00005	0.00345	0.00004	0.27	70	0.8	72	0.3	72.0	0.3	75	1	178	38
Zr_29_041	1093	735	0.61	0.0619	0.00173	0.0980	0.00288	0.01133	0.00010	0.00351	0.00013	0.31	71	3.0	73	0.6	72.6	0.6	95	3	670	58
Zr_17_027	708	197	0.25	0.0520	0.00139	0.0814	0.00233	0.01134	0.00007	0.00356	0.00002	0.26	72	0.5	73	0.5	72.7	0.5	79	2	286	57
Zr_40_054	629	259	0.38	0.0483	0.00087	0.0757	0.00143	0.01135	0.00006	0.00351	0.00005	0.30	71	1.0	73	0.4	72.8	0.4	74	1	115	41
Zr_5_012	779	376	0.44	0.0513	0.00077	0.0804	0.00128	0.01138	0.00006	0.00358	0.00004	0.33	72	0.8	73	0.4	72.9	0.4	79	1	254	34
Zr_14_023	577	210	0.33	0.0529	0.00121	0.0831	0.00203	0.01139	0.00006	0.00357	0.00002	0.21	72	0.4	73	0.4	73.0	0.4	81	2	325	49
Zr_37_051	722	243	0.31	0.0507	0.00087	0.0797	0.00152	0.01141	0.00006	0.00359	0.00002	0.29	73	0.4	73	0.4	73.1	0.4	78	1	227	40
Zr_33_046	726	227	0.29	0.0521	0.00073	0.0823	0.00121	0.01142	0.00005	0.00369	0.00006	0.30	74	1.0	73	0.3	73.2	0.3	80	1	289	32
Zr_2_009	678	376	0.51	0.0545	0.00113	0.0859	0.00199	0.01144	0.00006	0.00358	0.00002	0.26	72	0.4	73	0.4	73.4	0.4	84	2	390	44
Zr_13_022	578	187	0.29	0.0503	0.00101	0.0794	0.00164	0.01147	0.00006	0.00363	0.00006	0.24	73	1.0	74	0.4	73.5	0.4	78	2	210	44
Zr_23_034	653	242	0.34	0.0496	0.00104	0.0783	0.00170	0.01147	0.00006	0.00348	0.00005	0.26	70	1.0	74	0.4	73.5	0.4	77	2	176	50
Zr_1_008	571	249	0.40	0.0533	0.00096	0.0846	0.00158	0.01149	0.00006	0.00368	0.00005	0.27	74	1.0	74	0.4	73.6	0.4	82	1	343	38
Zr_19_029	637	257	0.37	0.0510	0.00077	0.0809	0.00132	0.01150	0.00007	0.00368	0.00005	0.38	74	1.0	74	0.4	73.7	0.4	79	1	242	33
Zr_20_030	615	215	0.32	0.0513	0.00118	0.0814	0.00205	0.01150	0.00006	0.00362	0.00002	0.30	73	0.4	74	0.4	73.7	0.4	79	2	255	50
Zr_31_044	757	361	0.44	0.0517	0.00119	0.0820	0.00212	0.01149	0.00007	0.00361	0.00002	0.34	73	0.4	74	0.4	73.7	0.4	80	2	274	53
Zr_34_047	491	137	0.25	0.0491	0.00108	0.0780	0.00177	0.01150	0.00007	0.00346	0.00007	0.25	70	1.0	74	0.4	73.7	0.4	76	2	154	52
Zr_30_042	604	198	0.30	0.0511	0.00082	0.0813	0.00137	0.01151	0.00006	0.00359	0.00005	0.31	72	1.0	74	0.4	73.8	0.4	79	1	247	37
Zr_11_020	618	254	0.37	0.0532	0.00144	0.0847	0.00235	0.01155	0.00008	0.00365	0.00005	0.22	74	1.0	74	0.5	74.0	0.5	83	2	337	58



Zr_25_036	529	174	0.30	0.0531	0.00101	0.0845	0.00169	0.01154	0.00007	0.00358	0.00006	0.31	72	1.0	74	0.4	74.0	0.4	82	2	333	44
Zr_16_026	576	211	0.33	0.0516	0.00083	0.0822	0.00139	0.01156	0.00006	0.00372	0.00005	0.31	75	1.0	74	0.4	74.1	0.4	80	1	270	35
Zr_18_028	624	275	0.40	0.0518	0.00156	0.0827	0.00277	0.01157	0.00008	0.00364	0.00003	0.34	73	0.5	74	0.5	74.1	0.5	81	3	278	65
Zr_6_014	521	159	0.28	0.0498	0.00110	0.0793	0.00181	0.01156	0.00007	0.00364	0.00005	0.25	73	1.0	74	0.4	74.1	0.4	78	2	186	50
Zr_10_018	490	130	0.24	0.0542	0.00255	0.0866	0.00441	0.01159	0.00011	0.00362	0.00004	0.32	73	0.9	74	0.7	74.3	0.7	84	4	379	100
Zr_22_033	580	229	0.36	0.0528	0.00111	0.0845	0.00183	0.01159	0.00006	0.00370	0.00006	0.24	75	1.0	74	0.4	74.3	0.4	82	2	321	48
Zr_8_016	584	239	0.37	0.0539	0.00215	0.0862	0.00349	0.01159	0.00005	0.00363	0.00002	0.12	73	0.5	74	0.3	74.3	0.3	84	3	368	88
Zr_24_035	438	157	0.33	0.0529	0.00111	0.0844	0.00184	0.01161	0.00007	0.00367	0.00005	0.27	74	1.0	74	0.4	74.4	0.4	82	2	322	48
Zr_39_053	607	232	0.35	0.0508	0.00110	0.0814	0.00195	0.01161	0.00007	0.00366	0.00002	0.32	74	0.4	74	0.5	74.4	0.5	79	2	233	49
Zr_3_010	462	160	0.31	0.0524	0.00105	0.0844	0.00175	0.01167	0.00006	0.00356	0.00006	0.26	72	1.0	75	0.4	74.8	0.4	82	2	302	46
Zr_36_050	562	197	0.32	0.0513	0.00097	0.0826	0.00174	0.01167	0.00006	0.00367	0.00002	0.32	74	0.4	75	0.4	74.8	0.4	81	2	255	44
Zr_4_011	584	251	0.39	0.0525	0.00104	0.0846	0.00186	0.01167	0.00007	0.00366	0.00002	0.28	74	0.4	75	0.5	74.8	0.5	82	2	309	44
Zr_15_024	635	342	0.49	0.0486	0.00097	0.0784	0.00168	0.01173	0.00009	0.00389	0.00004	0.37	79	0.8	75	0.6	75.2	0.6	77	2	130	44
Zr_27_039	453	169	0.34	0.0516	0.00119	0.0836	0.00212	0.01175	0.00007	0.00370	0.00002	0.27	75	0.4	75	0.4	75.3	0.4	82	2	268	54
Zr_26_038	457	167	0.33	0.0506	0.00144	0.0824	0.00251	0.01182	0.00007	0.00373	0.00002	0.25	75	0.5	76	0.4	75.8	0.4	80	2	221	67
Zr_38_052	569	218	0.35	0.0481	0.00094	0.0784	0.00169	0.01182	0.00006	0.00375	0.00002	0.28	76	0.4	76	0.4	75.8	0.4	77	2	105	45
Zr_28_040	544	219	0.37	0.0477	0.00095	0.0779	0.00164	0.01187	0.00008	0.00358	0.00005	0.32	72	1.0	76	0.5	76.1	0.5	76	2	84	47
Zr_9_017	642	243	0.35	0.0586	0.00215	0.0965	0.00380	0.01194	0.00009	0.00370	0.00004	0.32	75	0.8	77	0.6	76.5	0.6	94	4	552	79
Zr_7_015	809	242	0.27	0.0501	0.00100	0.0838	0.00187	0.01213	0.00008	0.00383	0.00003	0.34	77	0.5	78	0.5	77.7	0.5	82	2	198	45
Zr_12_021	719	199	0.25	0.0496	0.00094	0.0842	0.00171	0.01227	0.00009	0.00375	0.00006	0.36	76	1.0	79	0.6	78.6	0.6	82	2	177	41

PLMSP-001

San Luis Potosí – SLP

Zr_28_040	935	235	0.24	0.0507	0.00116	0.0645	0.00173	0.00922	0.00008	0.00290	0.00002	0.38	59	0.5	59	0.5	59.1	0.5	63	2	229	52
Zr_17_027	599	117	0.19	0.0512	0.00133	0.0653	0.00182	0.00928	0.00009	0.00308	0.00008	0.37	62	2.0	60	0.6	59.5	0.6	64	2	250	56
Zr_18_028	774	127	0.16	0.0542	0.00171	0.0694	0.00246	0.00928	0.00009	0.00290	0.00003	0.40	59	0.6	60	0.6	59.5	0.6	68	2	380	66
Zr_7_015	1246	319	0.24	0.0495	0.00089	0.0632	0.00126	0.00927	0.00008	0.00284	0.00006	0.43	57	1.0	60	0.5	59.5	0.5	62	1	170	42
Zr_1_008	694	103	0.14	0.0525	0.00159	0.0674	0.00228	0.00932	0.00008	0.00292	0.00003	0.36	59	0.5	60	0.5	59.8	0.5	66	2	307	67
Zr_3_010	561	93	0.16	0.0531	0.00237	0.0688	0.00325	0.00940	0.00009	0.00294	0.00003	0.22	59	0.6	60	0.6	60.3	0.6	68	3	332	101
Zr_2_009	1302	562	0.41	0.0534	0.00107	0.0696	0.00159	0.00944	0.00010	0.00297	0.00006	0.48	60	1.0	61	0.6	60.6	0.6	68	2	344	42
Zr_6_014	637	120	0.18	0.0526	0.00207	0.0685	0.00301	0.00944	0.00010	0.00296	0.00004	0.39	60	0.8	61	0.6	60.6	0.6	67	3	313	89
Zr_5_012	759	158	0.20	0.0500	0.00105	0.0655	0.00148	0.00953	0.00008	0.00284	0.00009	0.37	57	2.0	61	0.5	61.1	0.5	64	1	194	48
Zr_15_024	508	90	0.17	0.0487	0.00156	0.0640	0.00219	0.00959	0.00012	0.00268	0.00010	0.35	54	2.0	62	0.8	61.5	0.8	63	2	135	69
Zr_16_026	765	161	0.20	0.0492	0.00093	0.0650	0.00135	0.00958	0.00008	0.00305	0.00008	0.41	62	2.0	62	0.5	61.5	0.5	64	1	156	41
Zr_11_020	542	179	0.31	0.0461	0.00158	0.0612	0.00233	0.00962	0.00010	0.00311	0.00015	0.38	63	3.0	62	0.6	61.7	0.6	60	2	3	72



Zr_24_035	587	76	0.12	0.0487	0.00153	0.0647	0.00225	0.00963	0.00009	0.00305	0.00004	0.37	62	0.8	62	0.6	61.8	0.6	64	2	134	68
Zr_12_021	566	81	0.14	0.0512	0.00143	0.0679	0.00200	0.00967	0.00009	0.00331	0.00015	0.32	67	3.0	62	0.6	62.0	0.6	67	2	248	63
Zr_13_022	620	89	0.14	0.0498	0.00146	0.0663	0.00217	0.00966	0.00008	0.00305	0.00003	0.36	62	0.6	62	0.5	62.0	0.5	65	2	187	66
Zr_14_023	747	119	0.15	0.0508	0.00184	0.0682	0.00276	0.00973	0.00010	0.00307	0.00003	0.41	62	0.6	62	0.6	62.4	0.6	67	3	234	78
Zr_9_017	427	64	0.14	0.0510	0.00178	0.0684	0.00258	0.00973	0.00009	0.00306	0.00003	0.28	62	0.7	62	0.6	62.4	0.6	67	2	239	84
Zr_26_038	755	164	0.21	0.0506	0.00116	0.0680	0.00169	0.00974	0.00009	0.00319	0.00008	0.39	64	2.0	63	0.6	62.5	0.6	67	2	223	53
Zr_21_032	400	56	0.13	0.0548	0.00204	0.0738	0.00304	0.00976	0.00011	0.00305	0.00004	0.35	62	0.7	63	0.7	62.6	0.7	72	3	404	77
Zr_20_030	352	46	0.13	0.0510	0.00199	0.0687	0.00292	0.00978	0.00010	0.00308	0.00004	0.32	62	0.7	63	0.7	62.7	0.7	67	3	239	84
Zr_22_033	466	100	0.20	0.0553	0.00189	0.0746	0.00285	0.00979	0.00011	0.00305	0.00003	0.32	62	0.6	63	0.7	62.8	0.7	73	3	424	71
Zr_8_016	603	111	0.17	0.0492	0.00138	0.0665	0.00210	0.00981	0.00009	0.00310	0.00003	0.36	63	0.7	63	0.6	62.9	0.6	65	2	156	68
Zr_30_042	326	81	0.24	0.0431	0.00177	0.0585	0.00250	0.00990	0.00012	0.00264	0.00012	0.27	53	2.0	64	0.8	63.5	0.8	58	2	-119	91
Zr_27_039	346	46	0.13	0.0521	0.00200	0.0715	0.00295	0.00996	0.00009	0.00313	0.00003	0.26	63	0.6	64	0.6	63.9	0.6	70	3	288	87
Zr_23_034	371	52	0.13	0.0521	0.00220	0.0717	0.00336	0.00998	0.00012	0.00314	0.00004	0.36	63	0.8	64	0.8	64.0	0.8	70	3	289	90
Zr_10_018	499	78	0.15	0.0535	0.00211	0.0742	0.00317	0.01006	0.00009	0.00315	0.00003	0.29	64	0.6	65	0.6	64.5	0.6	73	3	351	87
Zr_25_036	745	175	0.22	0.0618	0.00111	0.1062	0.00219	0.01255	0.00013	0.00636	0.00013	0.49	128	3.0	80	0.8	80.4	0.8	102	2	665	36
Zr_4_011	713	147	0.20	0.0548	0.00132	0.0969	0.00251	0.01288	0.00013	0.00687	0.00016	0.37	138	3.0	83	0.8	82.5	0.8	94	2	405	53

PLLTP-001

Hidalgo – Hid.

Zr_13_022	2751	1146	0.40	0.0485	0.00154	0.1068	0.00422	0.01596	0.00021	0.00506	0.00006	0.71	55	2.0	60	0.8	59.9	0.8	67	4	345	134
Zr_14_023	335	264	0.75	0.0544	0.00147	0.1949	0.00555	0.02589	0.00024	0.00785	0.00015	0.32	60	1.0	89	0.7	89.0	0.7	102	2	434	43
Zr_15_024	732	533	0.69	0.0513	0.00072	0.1883	0.00290	0.02659	0.00017	0.00819	0.00012	0.41	102	1.0	102	1.0	102.0	1.0	103	4	125	70
Zr_17_027	734	584	0.76	0.0559	0.00095	0.1966	0.00388	0.02544	0.00025	0.00803	0.00012	0.51	100	2.0	119	1.0	119.0	1.0	123	2	184	39
Zr_18_028	619	342	0.53	0.0516	0.00077	0.1835	0.00303	0.02581	0.00018	0.00805	0.00013	0.43	132	2.0	140	0.8	140.2	0.8	141	2	148	25
Zr_19_029	1543	887	0.55	0.0532	0.00074	0.1284	0.00199	0.01755	0.00012	0.00651	0.00010	0.44	133	3.0	153	2.0	153.0	2.0	198	5	774	47
Zr_2_009	534	602	1.08	0.0556	0.00111	0.1061	0.00228	0.01390	0.00011	0.00299	0.00006	0.37	157	3.0	154	1.0	154.0	1.0	174	5	460	61
Zr_21_032	156	95	0.58	0.0534	0.00223	0.1869	0.00862	0.02536	0.00022	0.00794	0.00006	0.25	156	1.0	157	1.0	157.0	1.0	167	6	300	71
Zr_22_033	243	211	0.83	0.0610	0.00361	0.0758	0.00502	0.00901	0.00011	0.00278	0.00003	0.30	151	2.0	159	1.0	159.0	1.0	166	3	277	34
Zr_24_035	383	307	0.76	0.0562	0.00157	0.1869	0.00542	0.02415	0.00018	0.00779	0.00017	0.27	160	1.0	161	1.0	161.0	1.0	174	7	347	93
Zr_26_038	691	442	0.61	0.0498	0.00085	0.1283	0.00250	0.01864	0.00018	0.00494	0.00009	0.48	148	2.0	161	1.0	161.0	1.0	172	3	319	38
Zr_28_040	405	451	1.06	0.0587	0.00274	0.0698	0.00382	0.00862	0.00010	0.00267	0.00002	0.38	155	2.0	162	1.0	162.0	1.0	164	2	193	33
Zr_29_041	533	666	1.19	0.0668	0.00127	0.2276	0.00489	0.02470	0.00025	0.00775	0.00023	0.47	162	2.0	162	2.0	162.0	2.0	182	3	448	36
Zr_3_010	1022	1011	0.94	0.0518	0.00078	0.1782	0.00305	0.02495	0.00021	0.00750	0.00011	0.48	159	1.0	162	1.0	162.0	1.0	183	5	462	61
Zr_30_042	401	198	0.47	0.0523	0.00166	0.1783	0.00643	0.02471	0.00020	0.00776	0.00006	0.34	162	3.0	164	1.0	164.0	1.0	171	3	266	33
Zr_5_012	325	211	0.62	0.0562	0.00159	0.1971	0.00634	0.02542	0.00018	0.00791	0.00005	0.32	158	3.0	165	2.0	165.0	2.0	181	5	388	58



Zr_6_014	580	443	0.73	0.0528	0.00090	0.1844	0.00337	0.02530	0.00017	0.00735	0.00012	0.36	153	3.0	169	1.0	169.0	1.0	169	3	166	45
Zr_7_015	183	72	0.38	0.0535	0.00128	0.2141	0.00542	0.02903	0.00024	0.00904	0.00024	0.33	165	2.0	169	1.0	169.0	1.0	175	2	253	31
Zr_8_016	143	111	0.74	0.0534	0.00326	0.0684	0.00428	0.00933	0.00013	0.00271	0.00008	0.22	137	2.0	169	2.0	169.0	2.0	174	3	237	29
Zr_9_017	608	887	1.39	0.0533	0.00096	0.1995	0.00383	0.02701	0.00018	0.00819	0.00016	0.35	165	3.0	172	1.0	172.0	1.0	185	3	343	39
Zr_4_011	442	990	2.14	0.0664	0.00120	0.2367	0.00555	0.02525	0.00038	0.00739	0.00026	0.64	182	5.0	184	2.0	184.0	2.0	197	5	349	53

PLEMEI-001
Hidalgo – Hid.

Zr_8	39	29	0.82	0.0660	0.00858	0.0668	0.00885	0.00755	0.00019	0.00143	0.00014	0.19	38	0.8	38	0.5	38.1	0.5	42	1	260	45
Zr_11_020	197	130	0.73	0.0646	0.00562	0.0606	0.00615	0.00680	0.00016	0.00208	0.00004	0.43	40	1.0	41	1.0	41.0	1.0	56	12	760	402
Zr_12_021	68	54	0.87	0.0744	0.00395	0.0783	0.00489	0.00792	0.00026	0.00189	0.00006	0.53	40	0.4	41	0.5	41.4	0.5	54	4	649	151
Zr_13_022	345	318	1.02	0.0643	0.00612	0.0587	0.00616	0.00662	0.00011	0.00203	0.00003	0.27	40	0.7	41	0.9	41.4	0.9	56	6	738	200
Zr_14_023	279	198	0.79	0.0642	0.00238	0.0585	0.00232	0.00654	0.00009	0.00200	0.00006	0.36	40	0.6	42	0.8	41.5	0.8	62	6	938	155
Zr_15_024	317	361	1.26	0.0703	0.00551	0.0626	0.00579	0.00645	0.00013	0.00196	0.00003	0.43	41	0.9	42	0.9	41.9	0.9	49	7	435	284
Zr_17_027	205	305	1.65	0.1003	0.01670	0.1028	0.01910	0.00744	0.00022	0.00217	0.00006	0.41	40	1.0	42	0.6	42.0	0.6	58	2	750	75
Zr_18_028	407	331	0.90	0.0588	0.00241	0.0535	0.00227	0.00662	0.00007	0.00193	0.00005	0.26	42	0.7	42	0.7	42.3	0.7	43	2	98	100
Zr_2_009	39	24	0.67	0.1008	0.00817	0.1023	0.00877	0.00770	0.00022	0.00181	0.00015	0.33	45	3.0	42	0.5	42.3	0.5	42	2	2	108
Zr_23_034	131	99	0.83	0.0667	0.00380	0.0641	0.00378	0.00703	0.00011	0.00204	0.00006	0.26	41	0.6	43	0.7	42.5	0.7	58	6	753	195
Zr_24_035	245	317	1.43	0.0461	0.01628	0.0425	0.01622	0.00669	0.00018	0.00225	0.00027	0.63	39	1.0	43	0.4	42.5	0.4	53	2	560	88
Zr_25_036	1311	298	0.25	0.0514	0.00103	0.0422	0.00101	0.00592	0.00008	0.00188	0.00004	0.55	41	0.8	43	0.6	42.7	0.6	55	2	655	83
Zr_26_038	51	43	0.93	0.0902	0.00595	0.0961	0.00663	0.00794	0.00016	0.00208	0.00010	0.29	46	5.0	43	0.7	42.9	0.7	42	7	1	280
Zr_27_039	150	130	0.95	0.0745	0.00298	0.0776	0.00337	0.00755	0.00013	0.00224	0.00006	0.39	46	5.0	43	1.0	43.0	1.0	42	16	1	545
Zr_28_040	159	140	0.97	0.0673	0.00431	0.0657	0.00433	0.00710	0.00011	0.00225	0.00006	0.24	42	0.5	44	0.6	43.7	0.6	59	6	736	193
Zr_29_041	76	69	1.00	0.0732	0.00491	0.0726	0.00500	0.00720	0.00012	0.00203	0.00006	0.23	42	0.9	44	1.0	44.0	1.0	60	6	763	177
Zr_3_010	127	108	0.94	0.0694	0.00389	0.0686	0.00403	0.00712	0.00013	0.00196	0.00006	0.30	43	5.0	44	1.0	44.0	1.0	48	15	248	513
Zr_30_042	379	393	1.15	0.0613	0.00430	0.0544	0.00426	0.00644	0.00008	0.00198	0.00002	0.28	43	1.0	45	0.8	45.1	0.8	62	8	777	273
Zr_31_044	440	551	1.38	0.0556	0.00722	0.0499	0.00729	0.00652	0.00014	0.00203	0.00004	0.35	41	1.0	45	0.7	45.2	0.7	63	4	829	118
Zr_32_045	239	269	1.24	0.0638	0.00575	0.0599	0.00594	0.00680	0.00010	0.00209	0.00003	0.27	41	2.0	45	0.7	45.4	0.7	74	5	1113	130
Zr_33_046	229	172	0.83	0.0682	0.00266	0.0675	0.00282	0.00720	0.00011	0.00214	0.00006	0.36	45	1.0	46	0.7	45.6	0.7	65	4	847	133
Zr_34_047	237	235	1.09	0.0512	0.01503	0.0481	0.01551	0.00682	0.00023	0.00215	0.00025	0.27	40	1.0	46	0.8	45.7	0.8	67	4	912	115
Zr_35_048	651	468	0.79	0.0480	0.00214	0.0435	0.00244	0.00658	0.00011	0.00209	0.00004	0.51	41	1.0	46	0.8	46.2	0.8	71	5	1020	135
Zr_36_050	394	632	1.77	0.0646	0.01216	0.0571	0.01200	0.00642	0.00020	0.00197	0.00005	0.31	43	1.0	46	0.7	46.2	0.7	66	3	873	80
Zr_37_051	257	221	0.95	0.0461	0.00233	0.0418	0.00225	0.00658	0.00008	0.00223	0.00012	0.37	29	3.0	48	1.0	48.0	1.0	66	8	806	268
Zr_38_052	249	276	1.22	0.0461	0.00711	0.0424	0.00713	0.00668	0.00010	0.00229	0.00023	0.27	44	1.0	48	1.0	48.0	1.0	99	18	1629	329
Zr_39_053	351	538	1.69	0.0615	0.00234	0.0561	0.00227	0.00665	0.00009	0.00204	0.00004	0.34	37	2.0	48	1.0	48.0	1.0	82	6	1264	144



Zr_40_054	192	174	1.00	0.2589	0.00803	0.3331	0.01162	0.00924	0.00015	0.00753	0.00026	0.46	45	1.0	49	0.8	48.5	0.8	76	3	1056	79
Zr_5_012	49	40	0.90	0.0828	0.00596	0.0840	0.00632	0.00747	0.00016	0.00183	0.00012	0.29	37	3.0	49	1.0	49.0	1.0	99	8	1639	151
Zr_8_016	188	211	1.24	0.0767	0.00491	0.0757	0.00498	0.00706	0.00011	0.00201	0.00008	0.23	37	3.0	49	1.0	49.0	1.0	81	9	1265	222
Zr_9_017	40	27	0.75	0.0828	0.00911	0.0825	0.00937	0.00769	0.00022	0.00181	0.00014	0.25	40	2.0	49	1.0	49.0	1.0	79	9	1166	226
Zr_19_029	252	333	1.46	0.0639	0.00586	0.0567	0.00595	0.00644	0.00014	0.00197	0.00003	0.27	38	1.0	51	2.0	51.0	2.0	77	5	1053	102
Zr_21_032	227	123	0.60	0.0651	0.00812	0.0631	0.00839	0.00703	0.00012	0.00215	0.00006	0.35	42	2.0	51	1.0	51.0	1.0	93	6	1430	125
Zr_4_011	67	60	0.98	0.0788	0.00866	0.0812	0.00922	0.00757	0.00021	0.00198	0.00011	0.25	52	2.0	69	2.0	69.0	2.0	82	8	516	215