

Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México

**Mario Andrés Cuéllar-Cárdenas^{1,2,*}, Ángel Francisco Nieto-Samaniego¹,
Gilles Levresse¹, Susana Alicia Alaniz-Álvarez¹, Luigi Solari¹,
Carlos Ortega-Obregón¹ y Margarita López-Martínez³**

¹ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México,
Apartado Postal 1-742, 76001 Querétaro, Qro., México.

² Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México,
Apartado Postal 1-742, 76001 Querétaro, Qro., México.

³ Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada,
Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas, 22860 Ensenada, Baja California, México.

* marioandres_cuellar@geociencias.unam.mx

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 Laramide. Se hace alusión a esta orogénesis al referirse a las secuencias sedimentarias del centro, oriente y sur del país, ya que la “deformación Laramide” es el evento de acortamiento más joven, y sobrepuesta a esta deformación solo 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 Laramide para el centro de México, con base en datos geocronológicos (U/Pb, en circón) y (⁴⁰Ar/³⁹Ar en biotita y muscovita) de unidades que se originaron antes, durante y después de la deformación. Adicionalmente se determinaron los niveles estructurales y las facies metamórficas en las regiones estudiadas. Los efectos principales de la deformación Laramide fueron deformación contractiva, levantamiento y metamorfismo, colapso gravitacional y exhumación. El evento inició entre ca. 105 Ma en el poniente y culmina a ca. 55 Ma en el oriente. De igual manera, se documenta la variación en la duración del evento deformativo que fue de ca. 20 m.a. en el poniente y ca. 4 m.a. en el oriente, donde actualmente se registra el límite de la zona afectada por el acortamiento.

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

ABSTRACT

In central and northern Mexico, sets of rocks deformed by shortening between the Late Cretaceous and early Cenozoic have been considered the result of the Laramide orogeny. This orogeny is mentioned when reference is made to the sedimentary sequences of central, eastern and southern Mexico. The “Laramide 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 Laramide orogeny in central Mexico, on the basis of geochronological data (U/Pb in zircon) and (⁴⁰Ar/³⁹Ar in biotite and muscovite).

from pre-, syn-, and post-deformation units. Additionally, structural levels and metamorphic facies were determined in the study regions. The main effects of the Laramide deformation are shortening, uplift and 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 m.y. in the west, and ca. 4 m.y. in the east is documented, in the zone where the shortening was established.

Key words: Laramide orogeny, shortening deformation, uplift and metamorphism, gravitational collapse, tectonic exhumation.

INTRODUCCIÓN

El término orogenia Laramide se aplica a un evento de deformación por acortamiento que afecta una franja muy amplia de la región occidental de Norteamérica, sobre el cual hay una vasta literatura (*e.g.*, Spieker, 1946; Berg, 1962; Damon *et al.*, 1962; Coney, 1972; Tweto, 1975; Huntoon y Sears, 1975; Coney, 1976; Davis, 1978; Schmidt y Perry, 1988; Dickinson *et al.*, 1988; Hamilton, 1988; Brown, 1993; Erslev, 1993; Bird, 1998; English *et al.*, 2003; English y Johnston, 2004). 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).

Gran parte de los estudios geológicos realizados en México se han enfocado en las estructuras de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Laramide, la estratigrafía mesozoica y la migración del arco magmático durante ese período. Otros estudios han tratado las estructuras extensionales relacionadas con la formación de la provincia de Cuencas y Sierras de México (Henry y Aranda-Gómez, 1992) y el volcanismo del Oligoceno de la Sierra Madre Occidental (SMOc). En contraste, poco es conocido sobre los límites temporales de la deformación Laramide y su transición hasta el establecimiento del régimen extensional.

Los límites sugeridos en la literatura integran relaciones de tipo estratigráfico, sedimentológico y de metamorfismo, al igual que edades isotópicas K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U/Pb de unidades ígneas, metamórficas y rocas producto de la actividad de las fallas. Para la Mesa Central, se ha propuesto que el *hiatus* en el depósito de unidades litoestratigráficas, que abarca un período que va entre el Cretácico Superior y el Paleoceno en la parte occidental, y entre el Paleoceno y el

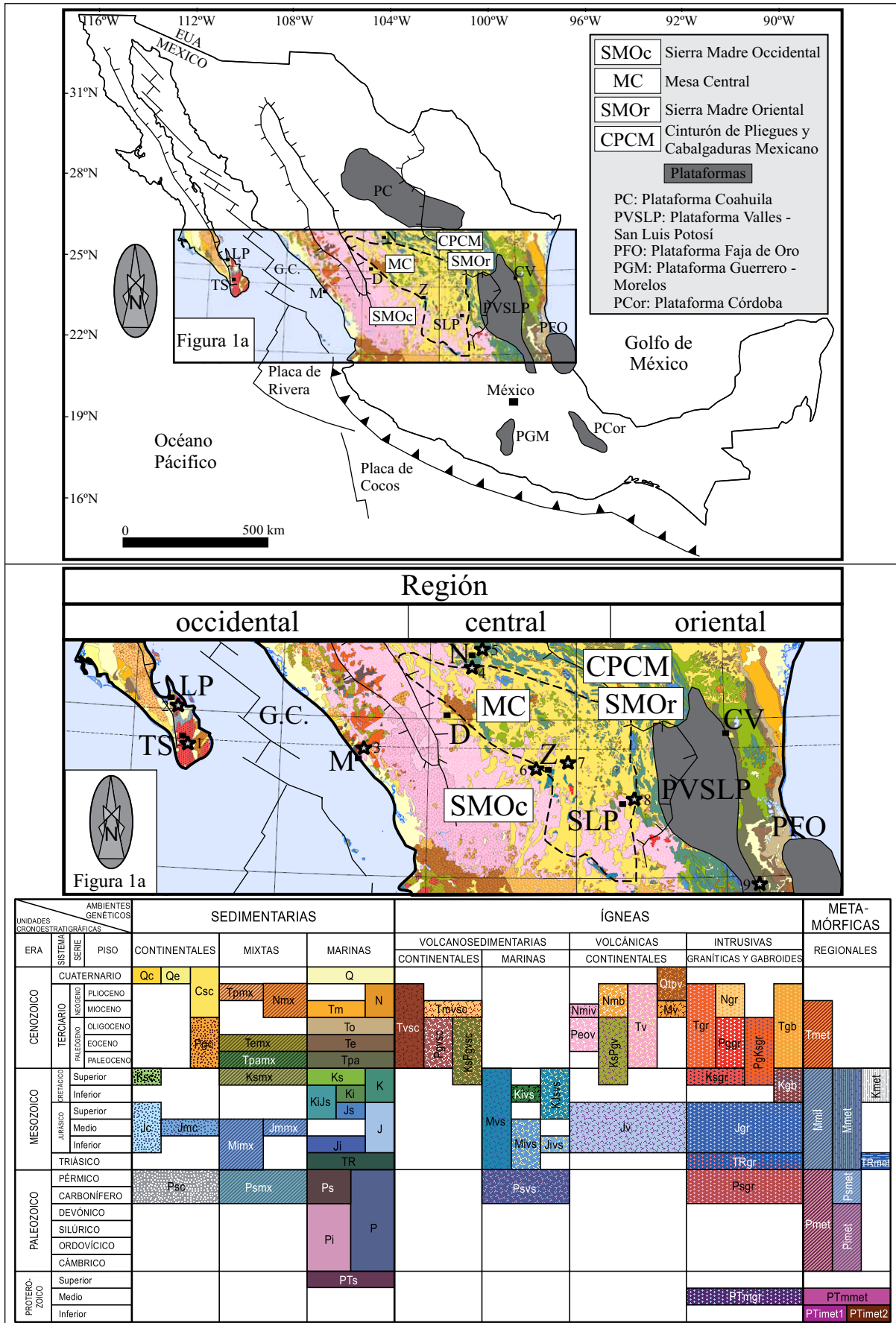
Eoceno medio en la región de Guanajuato-San Luis Potosí, representa el lapso de actividad de la orogenia Laramide (Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a). Aunque la migración hacia el este de la deformación Laramide ha sido propuesta por varios autores (de Cserna, 1956; Eguiluz de Antuñano y Aranda-García, 1984; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Cerca-Martínez, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005a; Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2009, 2010; Ferrari *et al.*, 2010), la edad y el tiempo de duración de la fase deformativa es prácticamente desconocida en el centro de México. En este trabajo abordamos estas interrogantes, 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 que se originaron antes, durante y después de la deformación. Nuestro objetivo es establecer la evolución temporal de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Laramide, dando énfasis a la descripción de la deformación contractiva, el levantamiento y metamorfismo y, el colapso gravitacional y exhumación, que migraron de poniente a oriente.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

A continuación se describe la geología de un transecto del centro de México, que hemos dividido en regiones occidental, central y oriental (Figura 1). 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 Laramide, en esa parte del país.

La región occidental del área de estudio comprende el tramo sur 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-diorítico del Jurásico y una secuencia metapelítica (filitas y esquistos)

Figura 1. Marco geológico para el centro de México y localización de la región estudiada: parte sur de la península de Baja California, Sierra Madre Occidental (SMOc), Mesa Central (MC), Sierra Madre Oriental (SMOr), Cinturón Mexicano de Pliegues y Cabalgaduras (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. a) Estrellas negras: sitios muestreados para este trabajo. 1. TS, 2. LP, 3. M, 4-5. N, 6-7. Z, 8. SLP, 9. Hidalgo. Carta Geológica de la República Mexicana (Ferrari-Pedraglio *et al.*, 2007) escala 1:2,000,000 (explicación en el texto).



del Jurásico-Cretácico que presentan de manera general una foliación de rumbo NE a E-W, y con echados de ángulo alto hacia el NW. El plegamiento que presenta tiene líneas de charnela orientadas E-NE (Henry y Fredrikson, 1987). 2) Un Complejo Ígneo Máfico de gabro bandeado con edades K/Ar de 139 a 134 Ma (Henry *et al.*, 2003). 3) Las unidades ígneas originadas antes de y durante la deformación más reciente varían en edades K/Ar de 115 Ma (Hausback, 1984), U/Pb de 101 Ma 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 sincrónicas con la deformación, están débilmente foliadas y han sido recrystalizadas dinámicamente a temperaturas entre 300 °C y 400 °C (Henry y Fredrikson, 1987). Las intrusiones posteriores a la deformación, son más máficas (minerales máficos 25–28%), tienen un menor contenido de feldespatos potásicos (microclina) y muestran evidencias de deformación durante o después de 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 Anfíbolita (T: 450–650 °C, P: <450 MPa) registrando un metamorfismo regional tipo Buchan de baja presión y alta temperatura (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 posteriores a la deformación 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). La única fecha U/Pb en circón, representativa de la edad de cristalización de un cuerpo ígneo posterior a la deformación 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 hasta el Cretácico. La edad mínima de la deformación está establecida por una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de gas total que resultó en 79.23 Ma, o una edad de isócrona de 78.6 ± 2.06 Ma de roca total de una filita aflorante al oeste de Concordia del Oro y el espectro altamente disturbado 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 posteriores a la deformación, 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 hasta el 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 bajo ángulo. 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.

DESCRIPCIÓN DE LAS ZONAS DE MUESTREO Y GEOCRONOLOGÍA REALIZADA EN ESTE ESTUDIO

Para el transecto de estudio, se seleccionaron muestras de las unidades ígneas intrusivas y metamórficas más jóvenes con evidencias de deformación, con el fin de establecer un carácter previo y sincrónico con la deformación. De la misma manera, se eligieron las rocas más antiguas de la zona sin deformar para establecer la edad mínima de la deformación. Se analizaron por el método espectrometría de masas con plasma inductivamente acoplado y ablación láser (LA-ICPMS, por sus siglas en inglés) nueve concentrados de circón, ocho de rocas ígneas intrusivas y uno de un ortogneis (Tabla 1 y Tabla A2 suplemento electrónico), así como cinco concentrados minerales: dos de muscovita, dos de biotita y uno de hornblenda por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por calentamiento en pasos; de estos concentrados, tres proceden de rocas metamórficas y dos de una roca ígnea intrusiva (Tabla 1 y Tabla A1 suplemento electrónico).

Región occidental

Sector Todos Santos, B. C. S.

Al noreste de la población de Todos Santos, Baja California Sur, las unidades previas y sincrónicas con la deformación incluyen de manera general rocas volcanosedimentarias metamorfizadas y cuerpos ígneos del Cretácico. Hay un cinturón milonítico que presenta un rumbo aproximado NNE, buzante hacia el E y SE, con ángulos de

Tabla 1. Resumen de las edades isotópicas U/Pb y ^{40}Ar - ^{39}Ar obtenidas para el centro de México.

Resultados U/Pb por el método de ablación láser con ICP Masas (LA-ICP-MS)												
Muestra	Roca	Localidad	min	Este	Norte	Edad promedio ponderada ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (Ma)			Confiability %	Grupo coherente	MSWD	
PLMCN-002	Ortogneis	Mazatlán	Zr	2601973	364014 13Q	157.13 ^{+0.61} / _{-1.17}			97.7	24	3.6	
PLMCTS-003	Tonalita	Mazatlán	Zr	2601230	344105 13Q	97.13 ^{+0.2} / _{-1.5}			95.0	27	3.2	
PLMG-004	Tonalita	Mazatlán	Zr	2584931	372707 13Q	98 ^{+1.0} / _{-0.14}			95.0	27	1.6	
PLNCC-019	Monzonita	Nazas	Zr	2789864	590124 13R	50 ^{+0.3} / _{-0.3}			95.7	25	1.7	
PLFMI-014	Monzonita porfírica	Zacatecas	Zr	2523329	733602 13Q	68.7 ^{+0.5} / _{-0.3}			94.3	14	2.0	
PLN-001	Granodiorita	Zacatecas	Zr	2520093	796107 13Q	73.3 ^{+0.3} / _{-0.3}			95.7	25	3.7	
PLMSP -001	Pórfido Monzodiorítico	San Luis Potosí	Zr	2458360	314476 14Q	62 ^{+0.6} / _{-0.5}			95.1	17	2.5	
PLLPT -001	Pórfido Monzodiorítico	Hidalgo	Zr	2309970	501500 14Q	60			----	----	5.8	
PLMEI -001	Granodiorita	Hidalgo	Zr	2316894	481845 14Q	42 ^{+0.6} / _{-0.9}			97.9	16	4.4	
Resultados experimentos ⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar de calentamiento en pasos láser VG5400												
Muestra	Roca	Localidad	min	Este	Norte	t _i (Ma)	t _p (Ma)	% ³⁹ Ar	MSWD / n	t _c (Ma)	(⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar) _i	MSWD / n
MY 05-2	Milonita de gneis	Todos Santos	Bt	2603382	586306 12Q	91.13 ± 0.53	----	----	----	91.49 ± 1.6	346.7 ± 52	16.36 / 7
MY 05-3	Gneis milonítico	Todos Santos	Mus	2603382	586306 12Q	96.44 ± 0.52	97.61 ± 0.28	51	0.92 / 3	97.11 ± 0.5	357.9 ± 24	0.93 / 3
PLMCM-001	Esquisto	Mazatlán	Mus	2579524	355608 13Q	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 13Q	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 13Q	78.32 ± 0.37	81.78 ± 0.53	59.29	1.47 / 6	80.14 ± 1.69	366 ± 73	3.44/ 12

inclinación intermedios que corta en amplias zonas a ese conjunto de unidades, el cual fue 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 diestra seguida por cizallamiento dúctil con cinemática siniestra, posiblemente transpresiva. En esta zona, las unidades posteriores a la deformación son depósitos volcánogénicos del Mioceno.

De manera generalizada las milonitas 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 2a). 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 2b). Petrográficamente, las rocas presentan porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con maclas dobladas, “peces” de mica y una foliación milonítica con estructuras *S-C* (Figura 2c). Los listones de cuarzo y feldespato potásico, así como los “peces” de mica, indican para la unidad de ortogneis miloníticos

leucocráticos (MY-05-3) un alto grado de deformación, que permite considerarlos gneises bandeados o *striped gneisses* (Figura 2d). Las estructuras dentro del cinturón milonítico indican que ha sido reactivado en múltiples ocasiones. 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. Las unidades que ahora están en superficie, están sobrepuestas por condiciones frágiles típicas de la corteza superior de la serie cataclástica.

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 cual 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 valor para la media cuadrática de las desviaciones ponderadas (*mean square of weighted deviates*, MSWD) de 0.92 (Figura 3, Tabla 1), que interpretamos como la edad de deformación dúctil en la región. Este evento no pudo ser establecido por medio de una edad meseta para la muestra MY-05-2, aunque sí se pudo obtener una edad isócrona de 91.49 ± 1.6 Ma en biotita, aceptable dentro del margen de error calculado y que interpretamos que marcaría condiciones de metamorfismo retrógrado, propias de las zonas de milonitización.

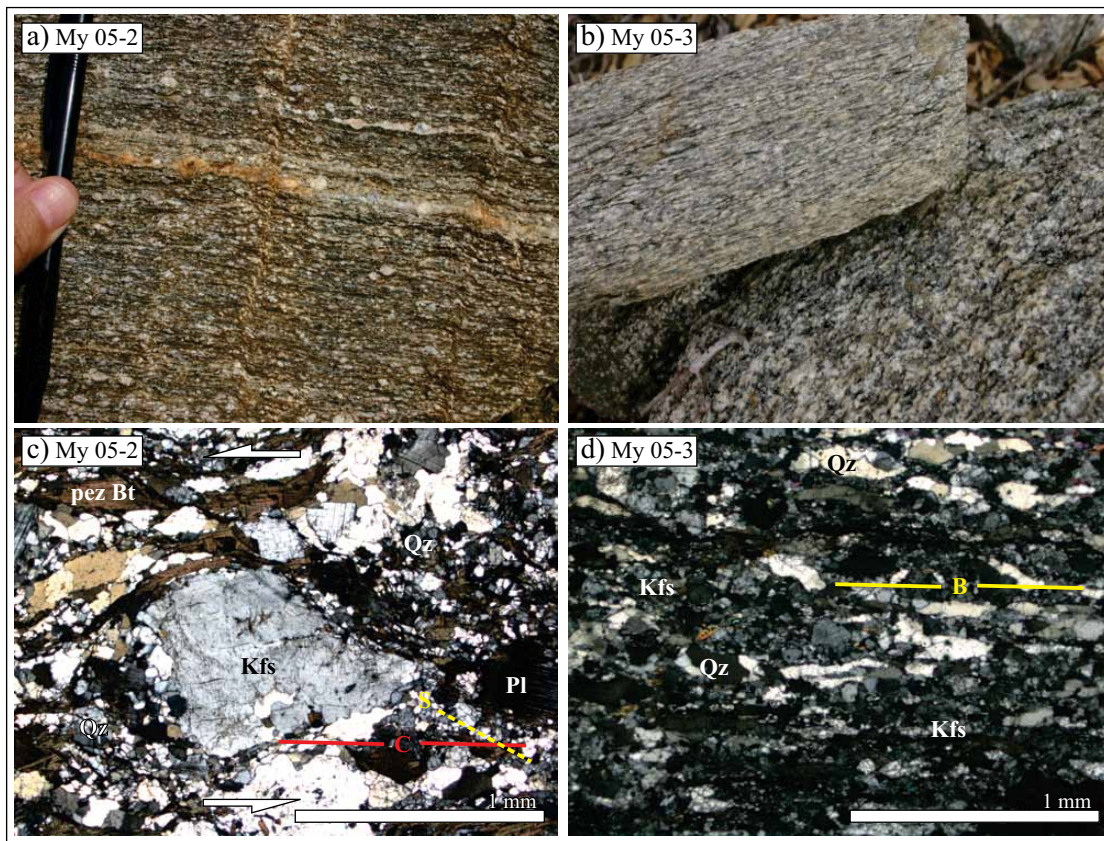


Figura 2. a) Milonita de gneis mesocrático de grano medio a grueso con bandeamiento centimétrico de cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita. b) Gneis milonítico, leucocrático de grano medio, con bandeamiento centimétrico a milimétrico de cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita. c) Indicadores cinemáticos: porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa con maclas dobladas, “peces” de mica en una foliación S-C. d) Listones de cuarzo y feldespato potásico. Qz: cuarzo, Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Bt: biotita, B: Bandeamiento; S y C indican la orientación de la estructura tipo S-C. Las flechas indican el sentido de la cizalla.

Sector Mazatlán, Sinaloa

Al noreste de la población de Mazatlán (Sinaloa), las unidades previas 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 E-W y echados de ángulo alto al NW (Henry y Fredrikson, 1987). En esta zona, las unidades posteriores a la deformación, 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 Plioceno-Cuaternario.

La secuencia de ortogneises corresponde a rocas de composición diorítica y granítica. Las unidades son holocristalinas, faneríticas, de grano medio a grueso, mesocráticas a leucocráticas, con bandeamiento centimétrico dado por la orientación preferencial de bandas claras de cuarzo y feldespato, y bandas oscuras de hornblenda y óxidos (Figura 4 a y b). Petrográficamente, las rocas presentan variaciones texturales desde granoblástica constituida por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, hasta nematoblástica de hornblenda acentuada por óxidos que en conjunto establecen el bandeamiento de la unidad. Las rocas presentan recr-

talización dinámica extensiva y desarrollo de mirmequitas a lo largo de las superficies de los cristales, paralelas al bandeamiento (Figura 4c). Para la muestra PLMCN-002, se realizaron 52 análisis puntuales en 42 cristales de circón, la gran mayoría en sus bordes, para determinar la edad del evento magmático. Veinticuatro 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, $n = 24$, Figura 4d, Tabla 1) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo. Algunos bordes externos en los cristales de circón revelan edades casi concordantes de 110 Ma y 94 Ma, interpretadas como pérdida de plomo.

La secuencia metapelítica corresponde 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 con un rumbo NE a E-W y buzamiento al NW con ángulos de inclinación intermedios (Figuras 5 a y b). Petrográficamente, la roca 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 trama sedimentaria

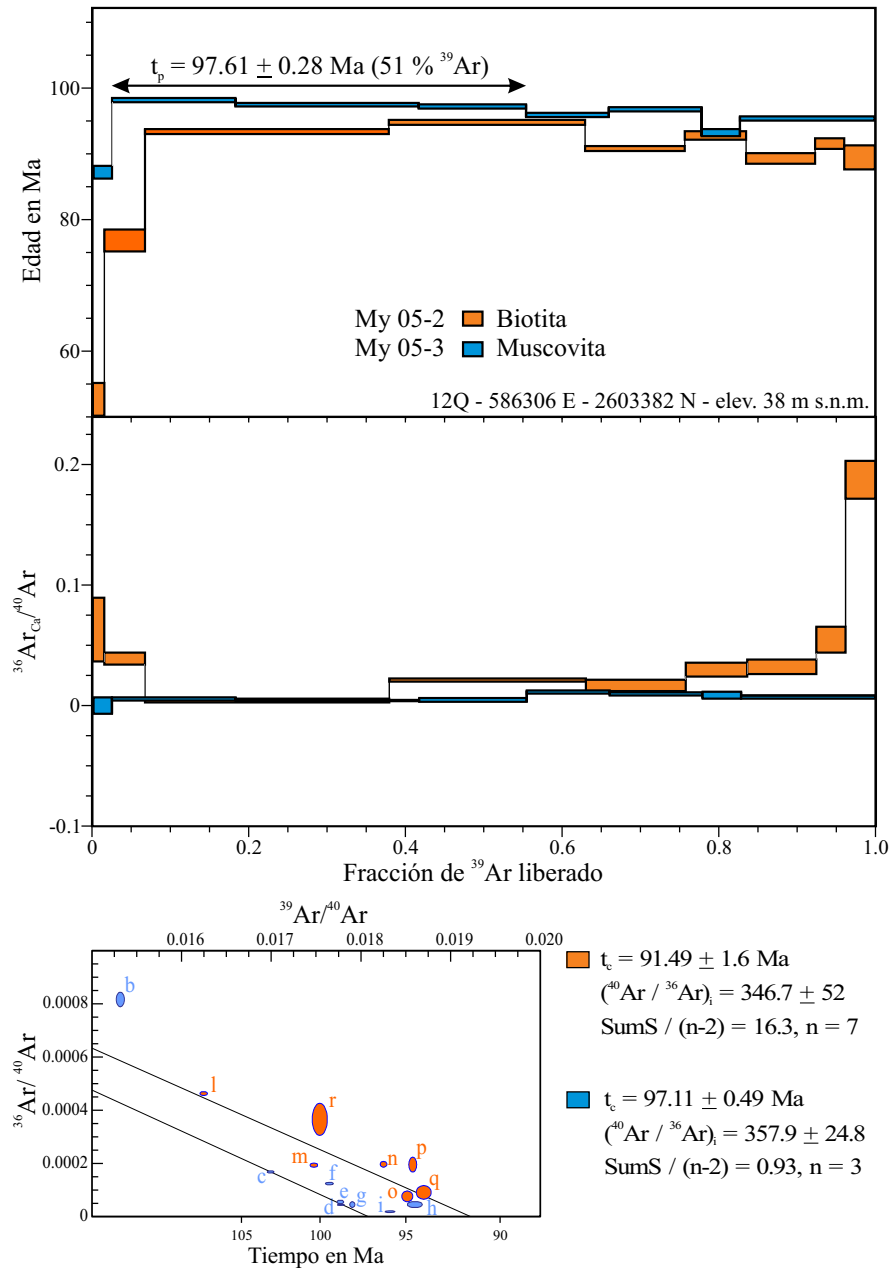


Figura 3. Espectro de edades y diagramas de correlación para los análisis radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de biotita de la muestra My-05-2 y de muscovita de la muestra My-05-3.

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 y sillimanita, a conjuntos escasos de epidota, estaurilita, granate, óxidos y materia orgánica. La orientación preferencial de los minerales en texturas idioblásticas de micas y estaurilita, 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. La andalucita constituye un 5–10% de la roca; se presenta en cristales tabulares, como agregados columnares, internamente fracturados, exhibe una variación en el tamaño de grano de 0.5 a 2.5 mm, relaciones de crecimiento previos y sincrónicos a la deformación, con reducción en el tamaño de grano y cambio en la forma del cristal (Figura 5c) y posteriores a la deformación, generalmente asociada con agregados de muscovita, biotita y estaurilita que se superponen a la foliación (Figura 5d). Algunos cristales de andalucita se

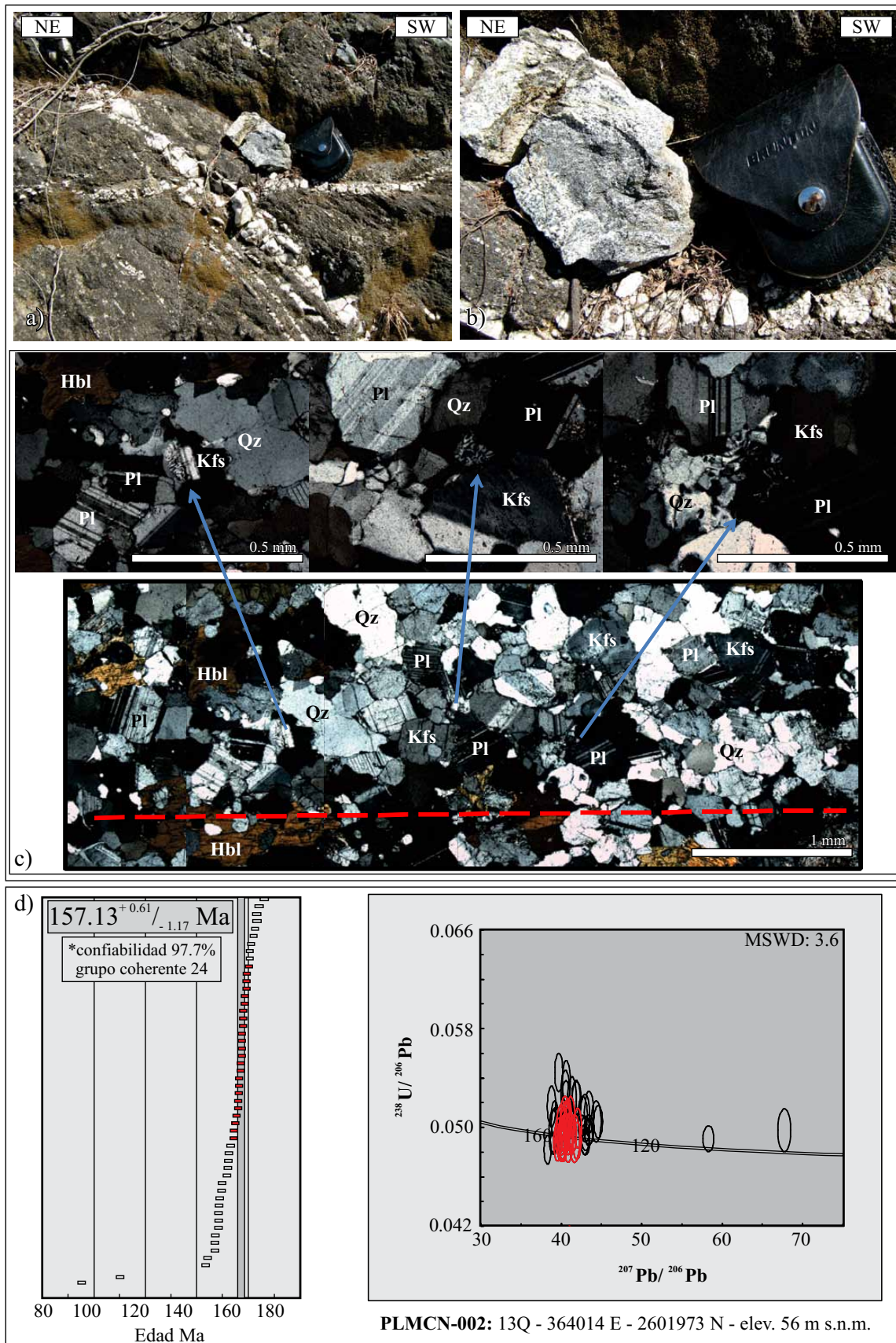


Figura 4. a) Secuencia de ortogneises; b) Detalle de composición diorítica a granítica; c) mirmequitas a lo largo de las superficies del cristal paralelas a la foliación; d) Edades U/Pb en círculo y diagrama de concordia. La línea roja discontinua indica la orientación del bandeamiento composicional. MSWD: *Mean square of weighted deviates*.

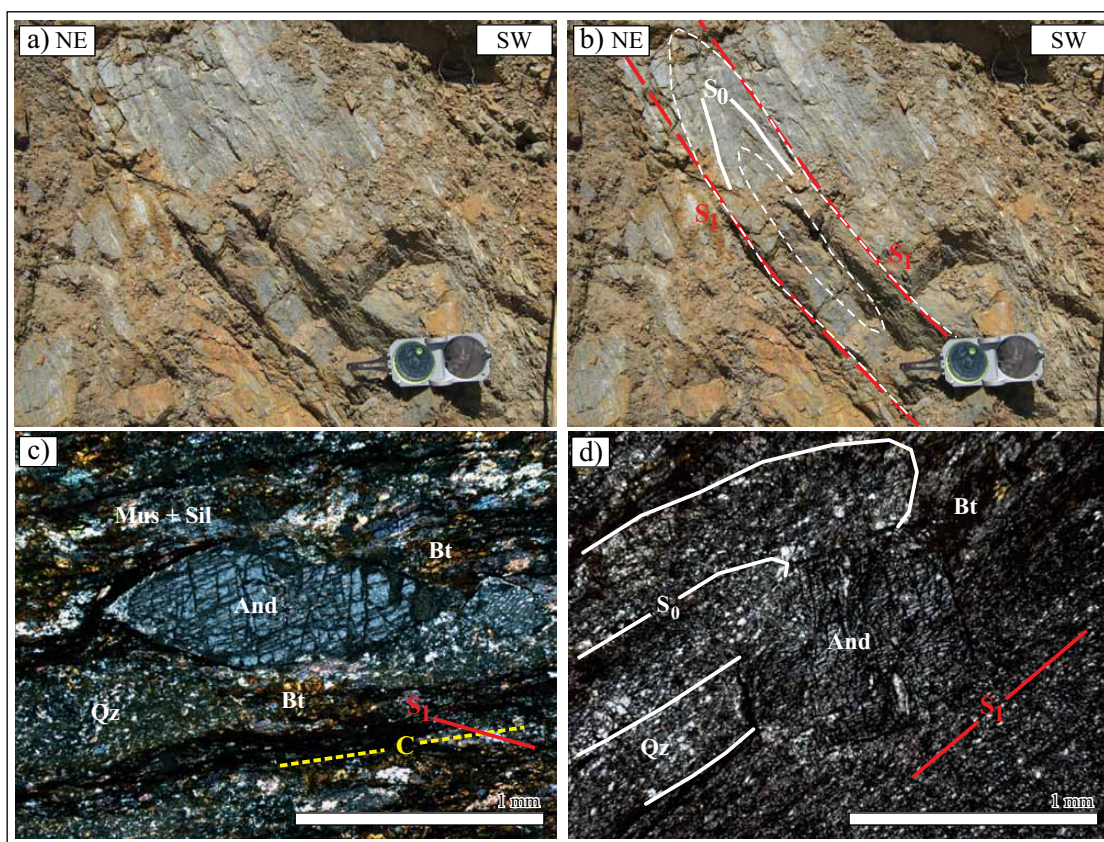


Figura 5. a) Secuencia metapelítica con plegamiento isoclinal apretado de las capas sedimentarias S_0 y desarrollo de foliación. b) Mismo afloramiento con interpretación. c) Fotomicrografía de un cristal de andalucita con relaciones de crecimiento previas y sincrónicas a la deformación y d) posteriores a la deformación. And: andalucita, Bt: biotita, Sil: sillimanita, Mus: muscovita, Qtz: cuarzo, S_0 : estratificación, S_1 : Foliación, S_2 -C: arreglos foliación-cizallamiento. Las flechas indican el sentido del cizallamiento.

presentan alterados a sillimanita. 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, Tabla 1), que interpretamos como la edad de deformación dúctil en la región.

Las tonalitas El Recodo (PLMG-004) y Quelite (PLMCTS-003) están propuestas como cuerpos sintectónicos según Henry *et al.* (2003). 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 con la deformación, que comparte la deformación registrada por el basamento (ortogneis y metapelitas). Macroscópicamente, la muestra PLMCTS-003 presenta un bandeamiento acentuado por la orientación preferencial de los minerales máficos y félsicos (Figura 7a), mientras que la muestra PLMG-004 preserva aún las tramas ígneas, mostrando una textura holocristalina fanerítica, de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, mesocrática,

formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita parda, feldespato potásico y hornblenda. Petrográficamente, en ambas rocas se aprecia deformación, aunque en las rocas localizadas en el borde del cuerpo las variaciones texturales son más acentuadas. Se destacan texturas granoblásticas constituidas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, nematoblásticas de hornblenda e idioblásticas de biotita. La reducción en el tamaño de grano y la deformación plástica de los minerales, junto con los aspectos texturales de la unidad, destacan que las bandas milimétricas a centimétricas de deformación que generan el bandeamiento de la unidad, corresponden al agrupamiento de estructuras S - C (Figura 7b). La cordierita constituye un 5–15% de la roca, se presenta en cristales pseudohexagonales alterados a pinnita, con una variación en el tamaño de grano de 0.8 a 1.5 mm en las rocas muestreadas en el núcleo y de 0.2 a 0.4 mm en las de los bordes, presenta relaciones de crecimiento previas a la deformación, reducción en el tamaño de grano, cambio en la forma del cristal y fracturamiento interno (Figura 7c). Se aprecian microestructuras indicativas de las condiciones de grado medio de metamorfismo (400–500 °C) tales como maclas de deformación decrecientes, maclas dobladas, extinción ondulante y bandas de deformación (Pryer, 1993;

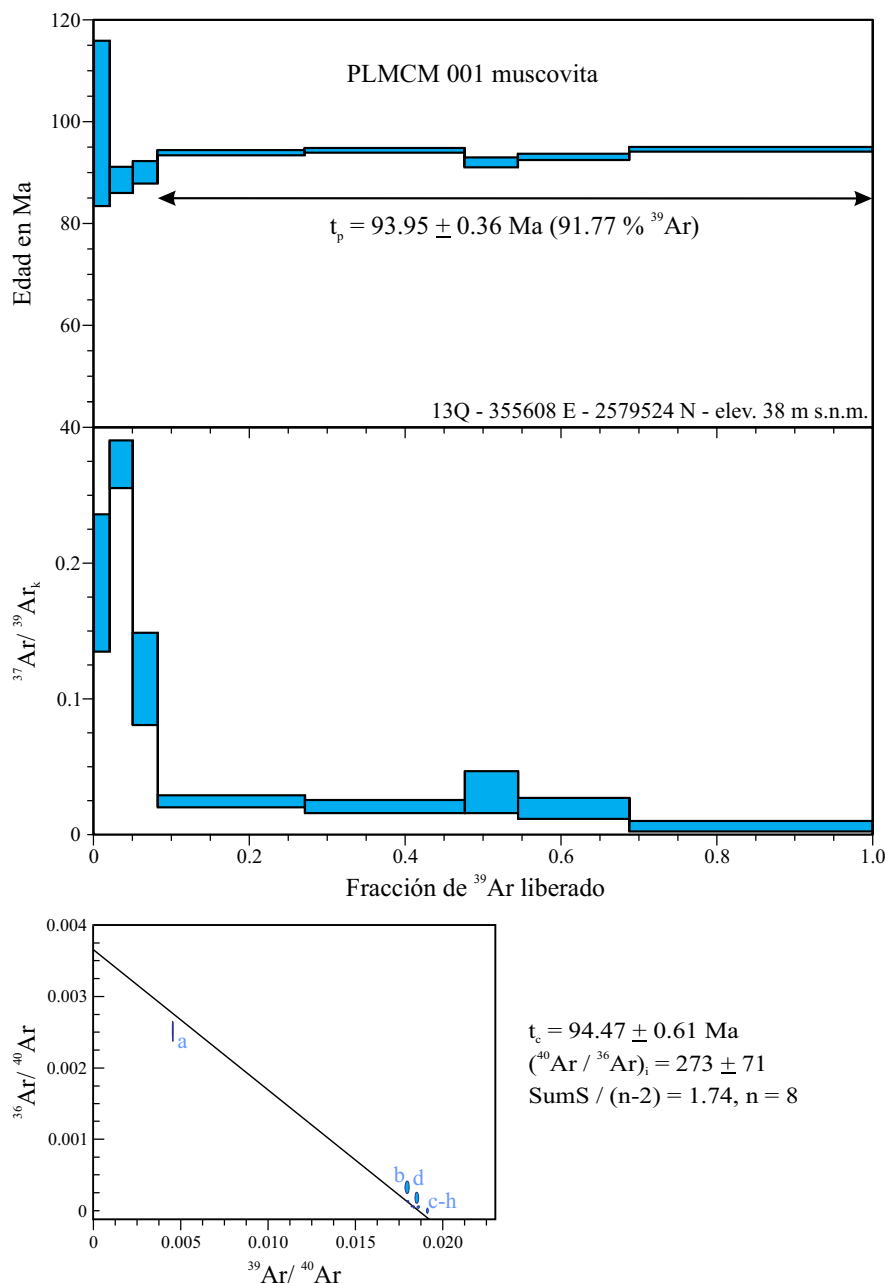


Figura 6. Espectro de edad y diagrama de correlación para el análisis radiométrico $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de muscovita de la muestra PLMCM-001.

Ji, 1998a, 1998b) (Figura 7d). Los fechamientos U/Pb en circones de las muestras PLMCTS-003 y PLMG-004 permiten establecer edades de $97^{+0.2}_{-1.5} \text{ Ma}$ (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% confiabilidad, $n=27$) y de $98^{+1}_{-0.4} \text{ Ma}$ (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 95% confiabilidad, $n=27$) (Figuras 8 a y b; Tabla 1), que se interpretan como edades de cristalización del borde y núcleo, respectivamente, de un cuerpo intrusivo sincrónico con la deformación, que corresponde a las tonalitas Quelite y El Recodo, descritas por Henry *et al.* (2003). 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 de la muestra PLMCTS-003. Se obtuvo un espectro relativamente plano del que se calculó una edad meseta de $83.36 \pm 0.57 \text{ Ma}$ en hornblenda para cinco fracciones, con un 85.54 % de ^{39}Ar liberado y con un MSWD de 1.0; de igual forma, se obtuvo un espectro relativamente plano del que se calculó una edad meseta de $81.78 \pm 0.53 \text{ Ma}$ en biotita para seis fracciones con un 59.29 % de ^{39}Ar liberado y con un MSWD de 1.47 (Figura 9, Tabla 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

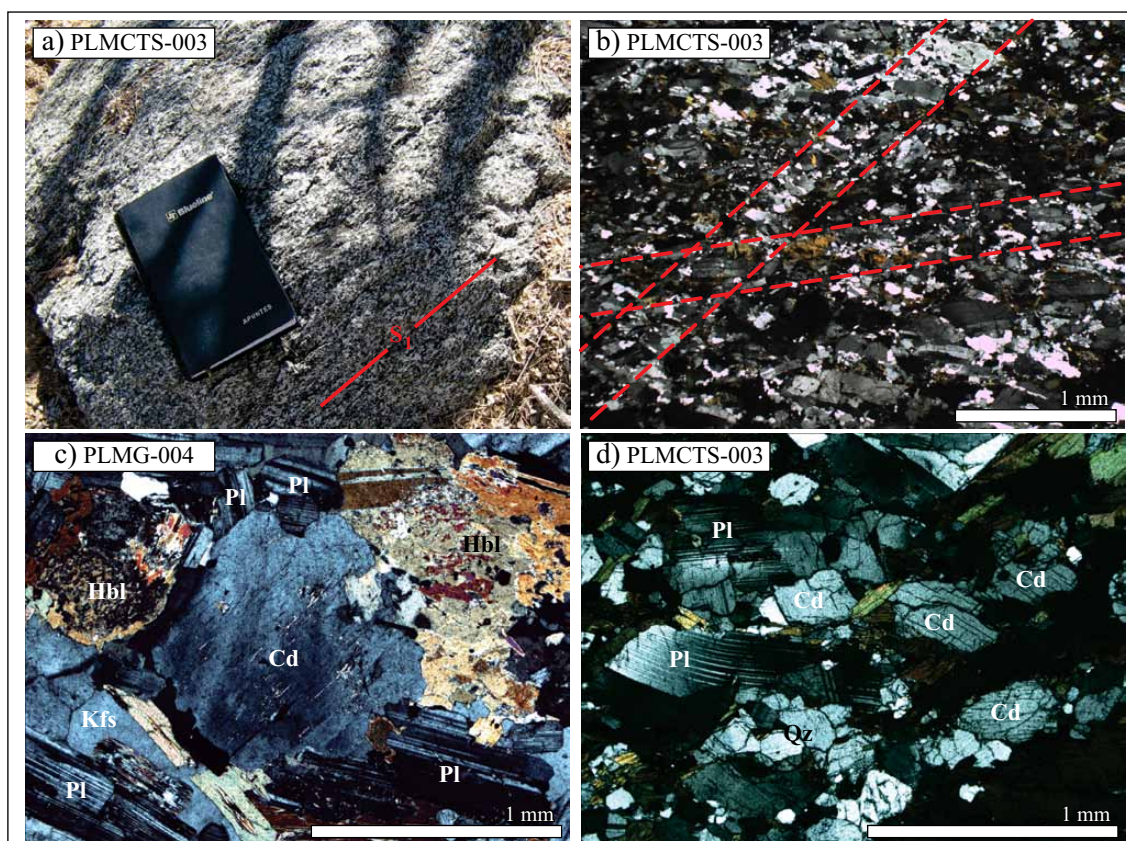


Figura 7. a) Cuerpo ígneo tonalítico con orientación preferencial de minerales que desarrolla una foliación S_1 en la unidad. b) Fotomicrografía de bandas milimétricas a centimétricas de deformación. Fotomicrografías de un cristal de cordierita con relaciones de crecimiento previo a la deformación, en rocas muestreadas: c) En el núcleo y d) En los bordes de la unidad. Cd: cordierita, Hbl: hornblenda, Pl: plagioclasa, Kfs: Feldespato potásico, Qz: cuarzo.

cercana al final de ella. Se ha considerado ya 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.

Región central

Sector Nazas, Durango

En las inmediaciones de la población de Nazas, las unidades previas 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 posteriores a la deformación incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcanogénicos y rocas sedimentarias, principalmente del Cretácico-Terciario tardío (sic) (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

Zona cerro de La Cruz Nazas, Durango

Adyacente al cerro de La Cruz, afloran cuerpos ígneos no deformados de composición monzonítica, que intrusio-

nan estratos de areniscas y lutitas apizarradas, plegados y afectados por fallas inversas de bajo ángulo de las formaciones Indidura y Caracol (Turoniano-Santoniano; De La Vega, 1963). Estos cuerpos ígneos tienen textura porfírica, con fenocristales de grano fino a medio, matriz afanítica y un índice de color mesocrático. Petrográficamente presentan texturas porfíricas con fenocristales de cuarzo, biotita, hornblenda, microclina y plagioclasa con zonación, en una matriz afanítica, criptocrystalina, alterada a carbonatos y clorita (Figuras 10 a y b). Para la muestra PLNCC-004, se realizaron 35 análisis puntuales en 30 cristales de circón, la gran mayoría, en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. Veinticinco 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, $n=25$, Figura 10c, Tabla 1) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo.

Sector Zacatecas, Zacatecas

En el estado de Zacatecas, las unidades previas 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 defor-

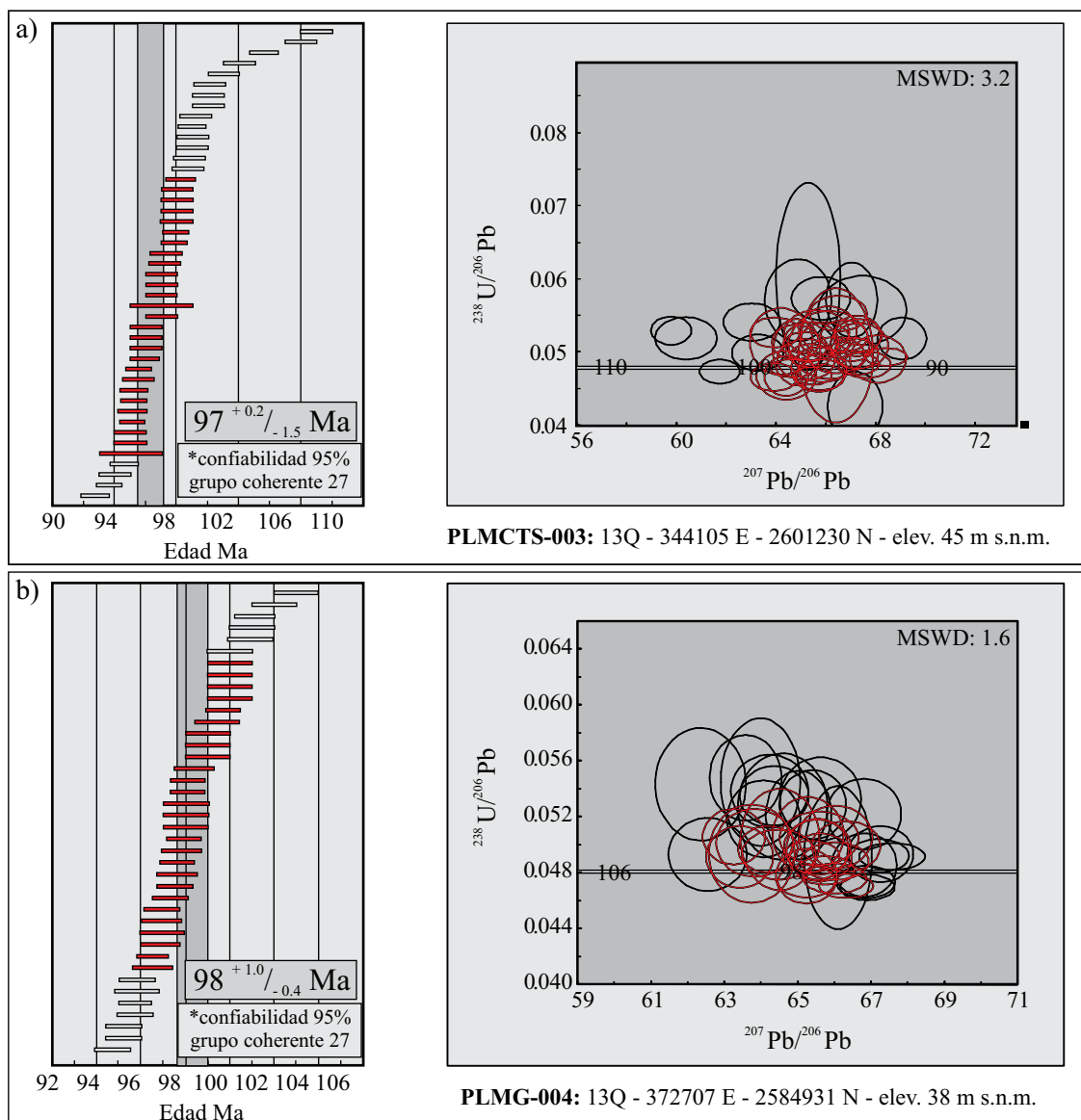


Figura 8. Edades U/Pb en circón y diagrama de concordia, en rocas muestreadas: a) En el borde y b) En el núcleo de la unidad. MSWD: Mean square of weighted deviates.

mación, y condiciones de metamorfismo durante el período Cretácico Tardío (Iriondo *et al.*, 2003). Evidencias de esta deformación son 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, la cual pudo ser interpretada por sigmoides en las zonas de milonitas (Figuras 11 a, b y c). Las unidades posteriores a la deformación identificadas en el estado de Zacatecas, incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcanogénicos y rocas sedimentarias, principalmente del Paleógeno-Neógeno (Escalona-Alcázar *et al.*, 2009; Escalona-Alcázar, 2010) y volcánicas del Plioceno-Cuaternario.

Zona Francisco I. Madero, Zacatecas

En esta zona se obtuvo la muestra PLFMI-014, correspondiente a un cuerpo intrusivo de composición monzonítica no deformado que intrusión a un conjunto formado por esquistos verdes, lutitas, pizarras y calizas, plegadas y afectadas por fallas inversas de bajo ángulo. Macroscópicamente corresponde a un cuerpo subvolcánico, holocristalino, inequigranular porfirítico con fenocristales de grano fino a medio en una matriz afanítica, mesocrático, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita parda y hornblenda. Petrográficamente la roca presenta relaciones texturales microporfidicas con fenocristales de cuarzo, biotita, hornblenda, feldespato potásico con maclas de microclina y plagioclasa con texturas en desmezcla y alteración a sericita, en una matriz

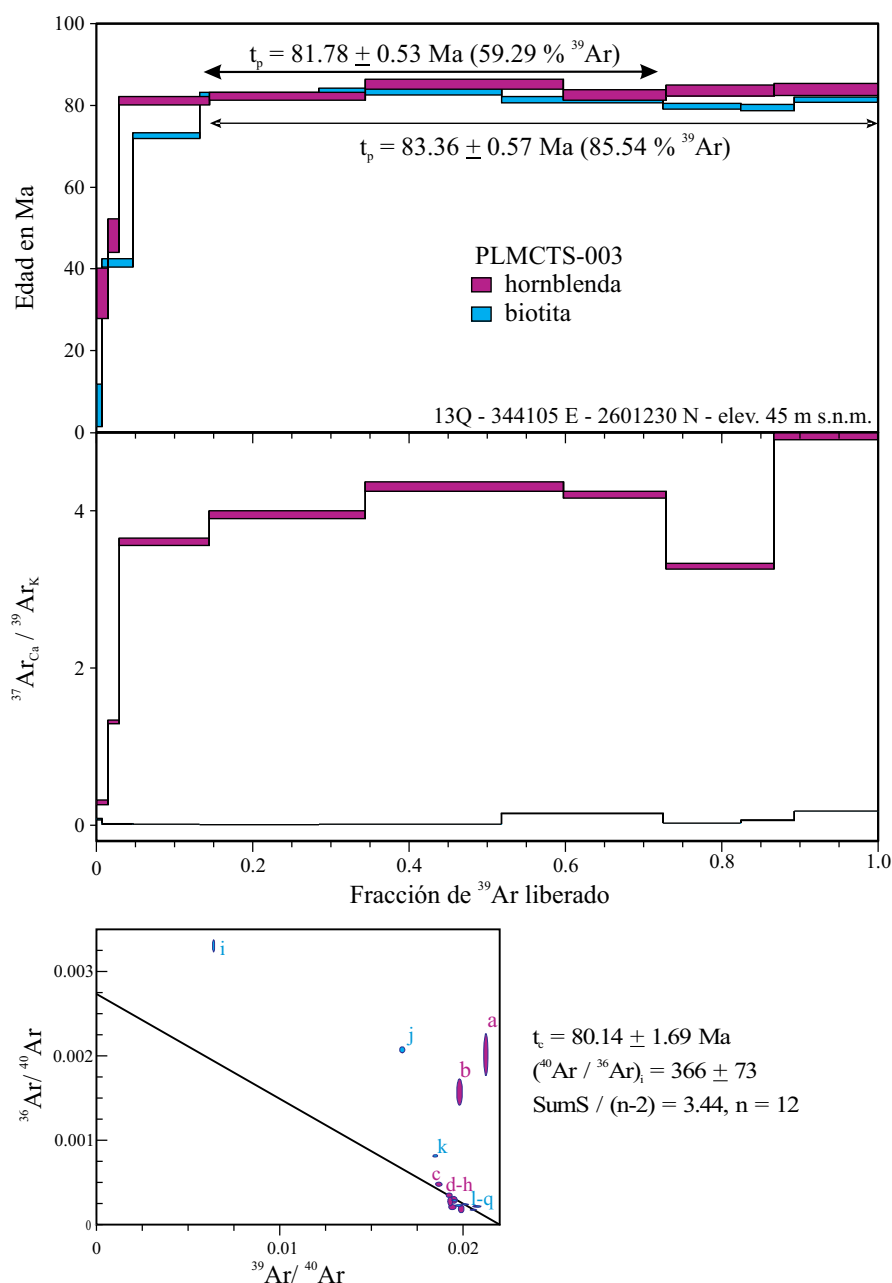


Figura 9. Espectro de edades y diagramas de correlación para los análisis radiométricos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en concentrados de hornblenda y biotita de la muestra PLMCTS-003.

afanítica criptocristalina de cuarzo y plagioclasa alterada a clorita (Figuras 12 a y b). Para la muestra PLFMI-014, se realizaron 30 análisis puntuales en 26 cristales de circon, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. Catorce análisis arrojaron edades concordantes, definiendo una edad media ponderada de 68.7 ± 0.5 Ma (promedio de edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, 94.3% confiabilidad, $n=14$, Figura 12c, Tabla 1) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo.

Zona Tesorera-Zacatón, Zacatecas

En la localidad de Noria del Cerro se obtuvo la muestra

PLN-001 de un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica. El cuerpo ígneo no se presenta deformado e intrusión a unidades volcanosedimentarias, lutita apizarrada y calizas, plegadas y afectadas por fallas inversas de bajo ángulo. Macroscópicamente, corresponde a una roca holocristalina fanerítica, de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita parda, feldespato potásico y hornblenda. Petrográficamente, la roca presenta relaciones texturales intergranulares de cristales subhedrales de cuarzo, plagioclasa con maclas de albita-periclina, zonación e intercrecimientos antipertíticos, feldespato potásico con maclas de microclina, hornblenda,

biotita y augita-egirina (Figuras 13 a y b). Para la muestra PLN-001, se realizaron 39 análisis puntuales en 35 cristales de circón, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. Veinticinco 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, $n=25$, Figura 13c, Tabla 1) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo.

Región oriental

Sector San Luis Potosí, S. L. P.

Al noroeste de la ciudad de San Luis Potosí, S. L. P., las unidades previas y sincrónicas con la deformación incluyen 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 posteriores a la deformación incluyen depósitos volcanogénicos, principalmente del Terciario (Petersen y Montiel Méndez, 2009).

Zona distrito minero de cerro San Pedro, S. L. P.

Al este de la ciudad de San Luis Potosí, en el distrito minero de cerro San Pedro, se obtuvo la muestra PLMSP-001, un pórfido monzodiorítico. El cuerpo ígneo intrusiona unidades sedimentarias de la Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano; De La Vega, 1963) que presentan plegamiento *chevron* y paralelo, cortadas por fallas inversas de bajo ángulo 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 previa a la deformación para éste (Figuras 14 a y b). Macroscópicamente es un cuerpo subvolcánico, hipocristalino, inequigranular, porfirítico con cristales de grano fino a medio en una matriz afanítica, mesocrático, con cristales de cuarzo, plagioclasa y hornblenda. Petrográficamente, la roca tiene textura microporfídica con fenocristales de cuarzo, hornblenda y plagioclasa con alteración a sericita, en una matriz criptocrystalina alterada a clorita y carbonatos (Figuras 14 c y d). Para la muestra PLMSP-001, se realizaron 28 análisis puntuales en 25 cristales de circón,

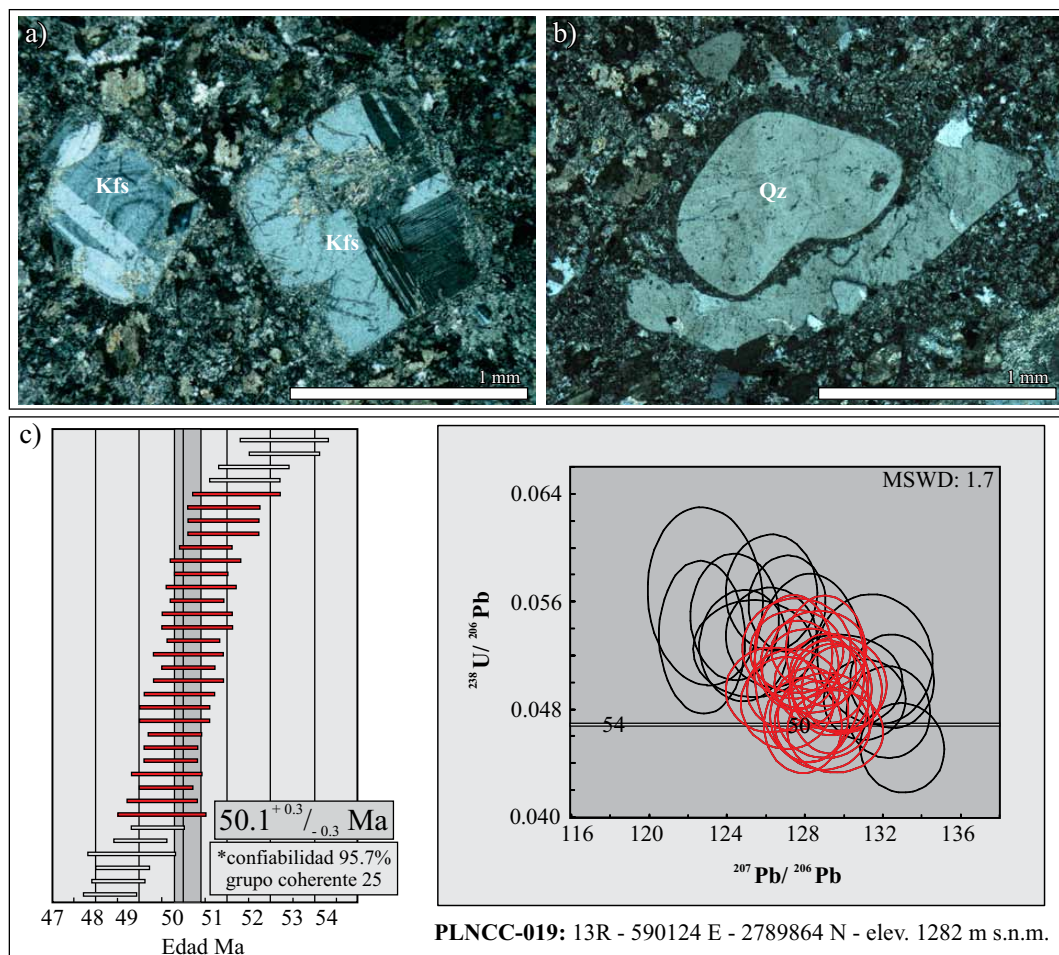


Figura 10. Cuerpo porfirítico subvolcánico de composición monzónica. a) Feldespato potásico con maclas de microclina y plagioclasa con zonación. b) Fenocristal de cuarzo en matriz afanítica criptocrystalina alterada a carbonatos y clorita. c) Edad U/Pb en circón y diagrama de concordia. MSWD: *Mean square of weighted deviates*. Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo.

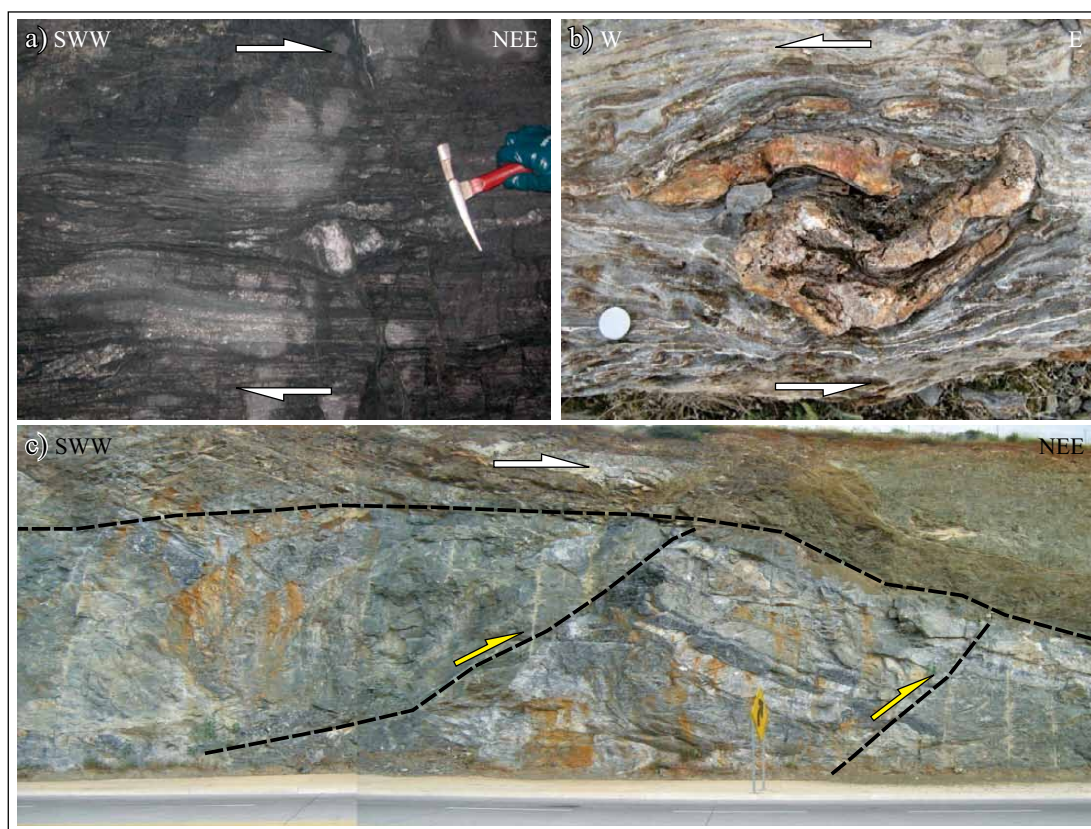


Figura 11. Evidencias de la deformación contractiva en el estado de Zacatecas. a) Sigmoide en una zona de milonitas en la mina Francisco I. Madero. b) Pliegue incluido en sigmoide en el rumbo de una estructura lateral con cinemática siniestral en el área de la Tesorera. c) Fallas inversas de bajo ángulo con dirección de transporte este-noreste; afloramiento en la vía que conduce desde la ciudad de Zacatecas a Fresnillo. Las flechas blancas indican el sentido de la cizalla. Las flechas amarillas indican el sentido del cabalgamiento.

la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. Diecisiete 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, $n=17$, Figura 14e, Tabla 1) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo intrusivo.

Sector Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP)

En este sector, las unidades previas y sincrónicas con la deformación incluyen 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). Las unidades posteriores a la deformación incluyen cuerpos ígneos, depósitos volcánogénicos, principalmente del Terciario.

Zona cerro del Águila

Al este de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, adyacente al cerro del Águila, afloran conjuntos sedimentarios deformados de areniscas, lutitas apizarradas y limolitas del Cretácico Superior. Esas rocas son intrusionadas por diques métricos porfiríticos en los que no se aprecia deformación (Figura 15 a y b). De éstos se obtuvo la muestra PLLPT-001,

un pórfido de composición monzodiorítica muy meteorizado. Se realizaron 21 análisis puntuales en 16 cristales de circon, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. El fechamiento realizado muestra un conjunto principal de circones de edad jurásica, circones individuales con edades Cretácico Temprano y un circon de 60 Ma. 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 15c, Tabla 1).

Zona Agua Fría Chica, distrito minero Encino Prieto, Hidalgo

En esta zona 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*. De este cuerpo se obtuvo la muestra PLMEI-001, una roca holocristalina fanerítica, de grano fino a medio, inequigranular e hipidiomórfica, formada por cristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico y hornblenda. Petrográficamente, presenta cristales subhedrales a anhedrales de cuarzo, plagioclasa con maclas de albita-periclina, zonación e intercrecimientos peritéticos, feldespato

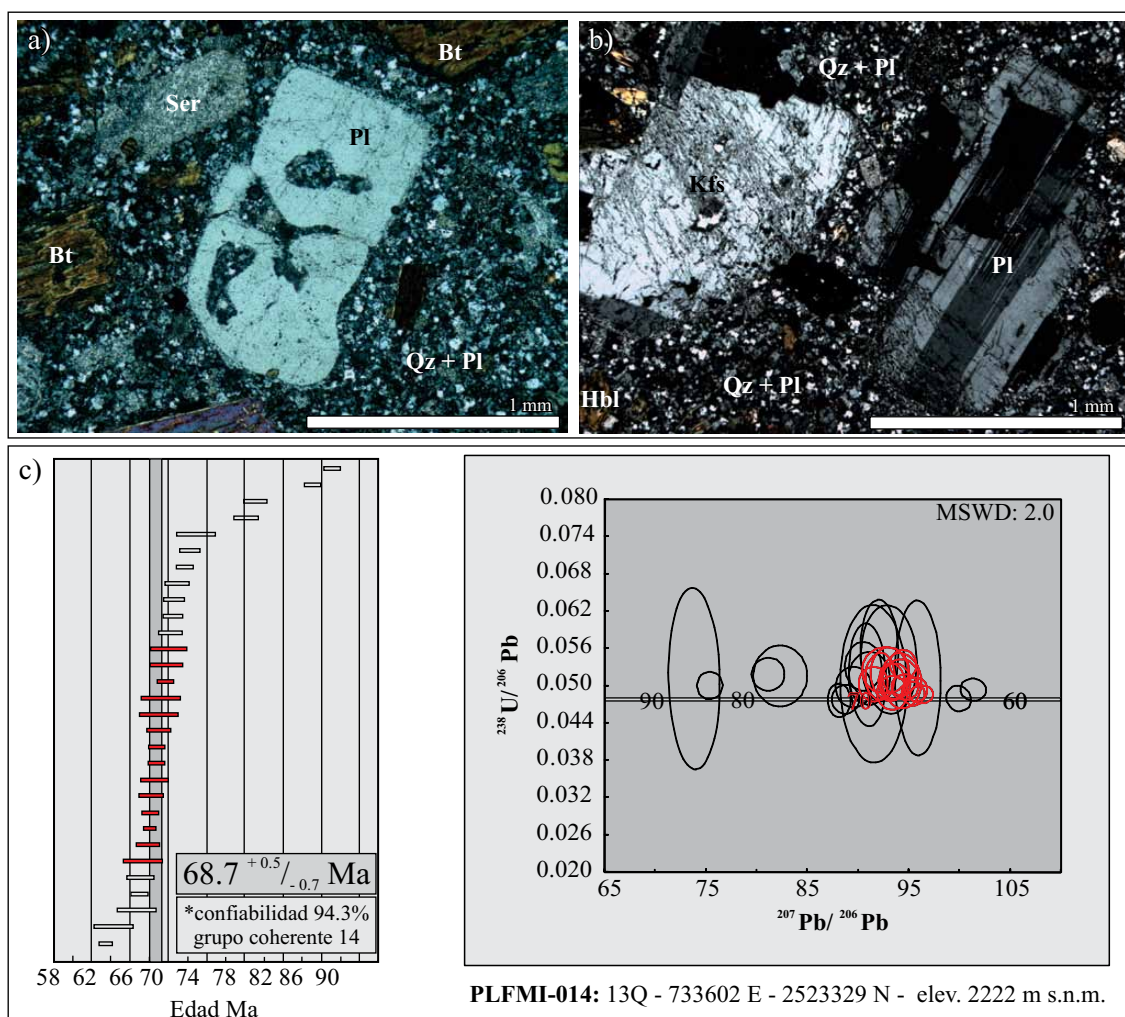


Figura 12. Cuerpo porfírico subvolcánico de composición monzonítica. a) Fenocristal de plagioclasa con texturas de desmezcla. b) Fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa en matriz criptocristalina de cuarzo y plagioclasa alterada a clorita. c) Edad U/Pb en círculo y diagrama de concordia. MSWD: *Mean square of weighted deviates*. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Bt: biotita, Hbl: hornblenda.

potásico, biotita y hornblenda (Figuras 16 a y b). Para la muestra PLMEI-001, se realizaron 34 análisis puntuales en 30 cristales de circon, la gran mayoría en sus bordes para determinar la edad del evento magmático. Dieciséis granos 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, $n=16$, Figura 16c, Tabla 1) interpretada como la edad de cristalización del cuerpo ígneo.

INTERPRETACIÓN DE LAS EDADES ISOTÓPICAS Y NIVELES ESTRUCTURALES DE LA DEFORMACIÓN

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 oriental del Pacífico ocurrida entre 115 y 108 Ma (Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.*, 2002) y, por otros, como el cierre de las cuencas de antearco adyacentes al continente a los 105 Ma (Busby *et al.*, 2006). En la región occidental de la región estudiada en este trabajo, no existen aún 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 de las milonitas, gneises, esquistos, cuerpos ígneos sintectónicos y pseudotaquilitas aflorantes en la zona. Las rocas más antiguas corresponden al ortogneis del Jurásico, que aflora cerca de Mazatlán, Sin., cuyo protolito cristalizó hace *ca.* 157 Ma (muestra PLMCN-002, Figura 4, Tabla 1). Sugerimos que esa roca fue deformada y metamorfozada en un gneis bandedado 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.

Interpretamos que la fecha de *ca.* 94 Ma indica la edad de metamorfismo, o de enfriamiento a *ca.* 400 °C (Figura 6, Tabla 1). Proponemos que la deformación fue sincrónica con el emplazamiento de cuerpos ígneos intrusivos, que tienen edades de cristalización *ca.* 98 Ma y con la formación de milonitas al noreste de la población de Todos Santos (Figura 3, Tabla 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 con 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 interpretamos como evidencias de deformación continua desde el estado magmático hasta el 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 con la

mineralogía de los cristales neoformados en metapelitas con arreglos paragenéticos de andalucita + sillimanita + estaurolita + granate, indican temperaturas mayores a 500–600 °C (Simpson, 1985; Simpson y Wintsch, 1989). 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 progresivo a través de la transición estaurolita-andalucita-sillimanita y puede ser claramente identificado por la presencia de porfiroblastos 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, Sin., dicha descomposición es sugerida por la presencia de estaurolita con bordes corroídos, dentro de los porfiroblastos de andalucita

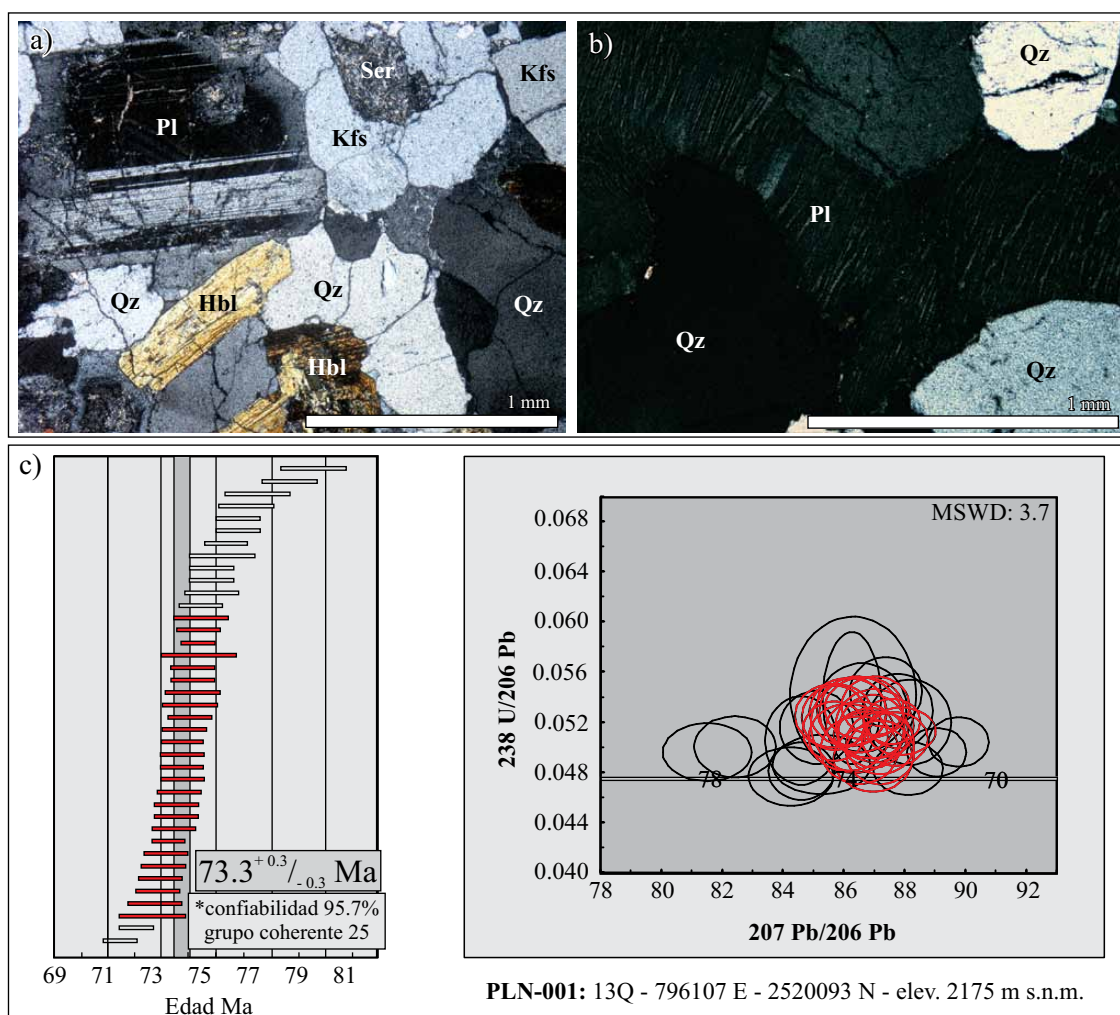


Figura 13. a) Texturas intergranulares de cristales subhedrales de cuarzo, hornblenda, plagioclasa con maclas de albita-periclina, feldespato potásico con maclas de microclina. b) Intercrecimientos antipértiticos en plagioclasa. c) Edad U/Pb en círculo y diagrama de concordia. MSWD: *Mean square of weighted deviates*. Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Hbl: hornblenda.

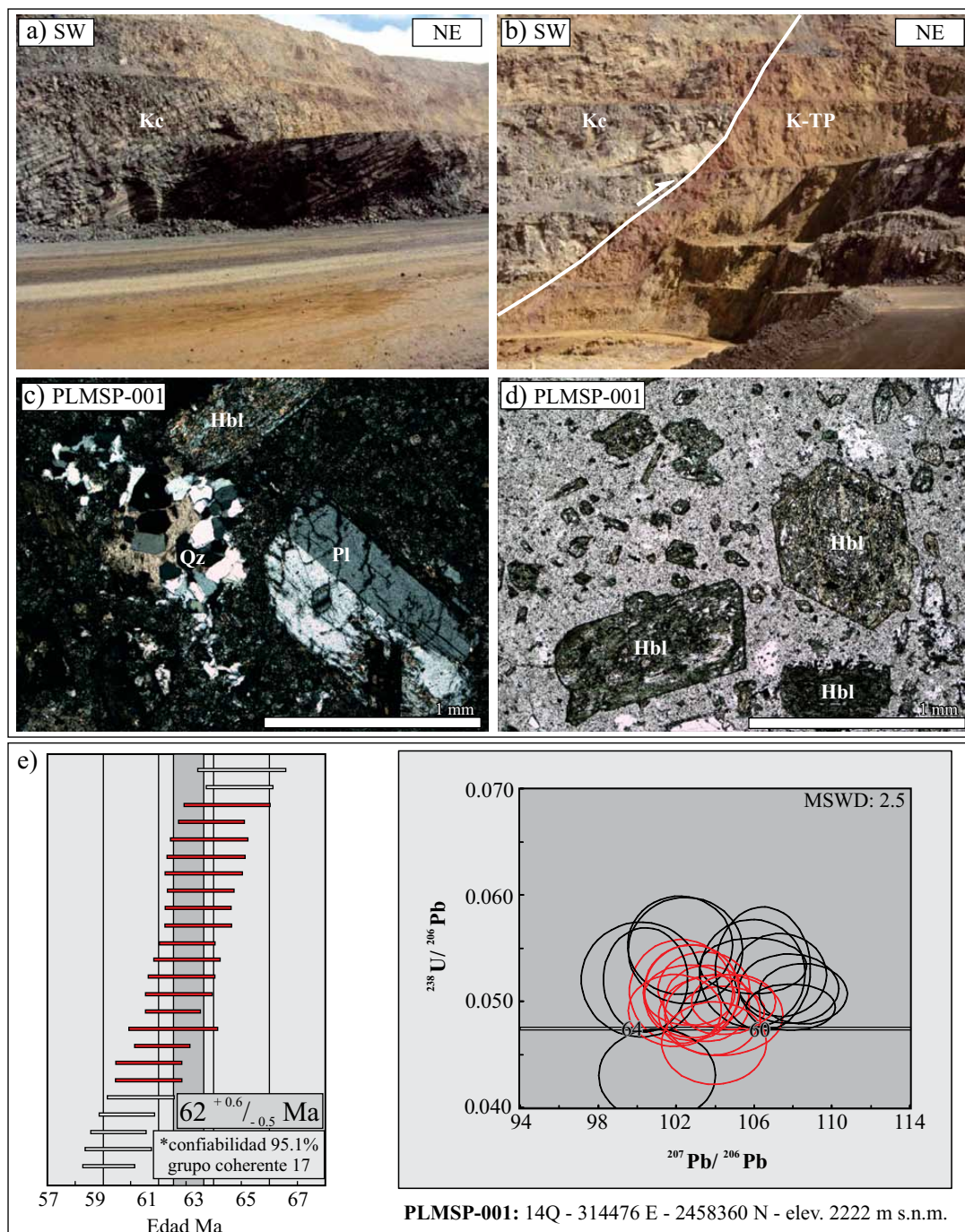


Figura 14. a) Plegamiento tipo *chevron* en rocas sedimentarias de la Formación Cuesta del Cura (Kc). b) Fallas inversas de bajo ángulo que generan estructuras en abanicos imbricados de escala métrica a kilométrica (K-TP: pórfido monzodiorítico de San Pedro). Texturas microporfídicas con fenocristales de: c) Cuarzo y plagioclasa con alteración a sericita y d) Hornblenda en una matriz criptocristalina alterada a clorita y carbonatos. e) Edad U/Pb en círculo y diagrama de concordia. MSWD: *Mean square of weighted deviates*. Pl: plagioclasa, Qz: cuarzo, Ser: sericita, Hbl: hornblenda, Kc: Cretácico - Formación Cuesta del Cura, K-TP: Cretácico-Terciario-Pórfido.

y biotita. Lo cual sugiere las condiciones máximas de temperatura de metamorfismo progresivo experimentadas por esas rocas durante el evento. Las paragénesis estables durante la fase progresiva de metamorfismo registradas en las metapelitas en la región occidental son: cuarzo + mica blanca + biotita + granate; cuarzo + mica blanca + biotita;

estauroлита + mica blanca + biotita; cuarzo + mica blanca + plagioclasa; estauroлита + andalucita + biotita y estauroлита + andalucita + sillimanita.

Se dedujeron presiones confinantes bajas <375 MPa, por la presencia de porfiroblastos de andalucita (Holdaway y Mukhopadhyay, 1993; Tommasi *et al.*, 1994) generados

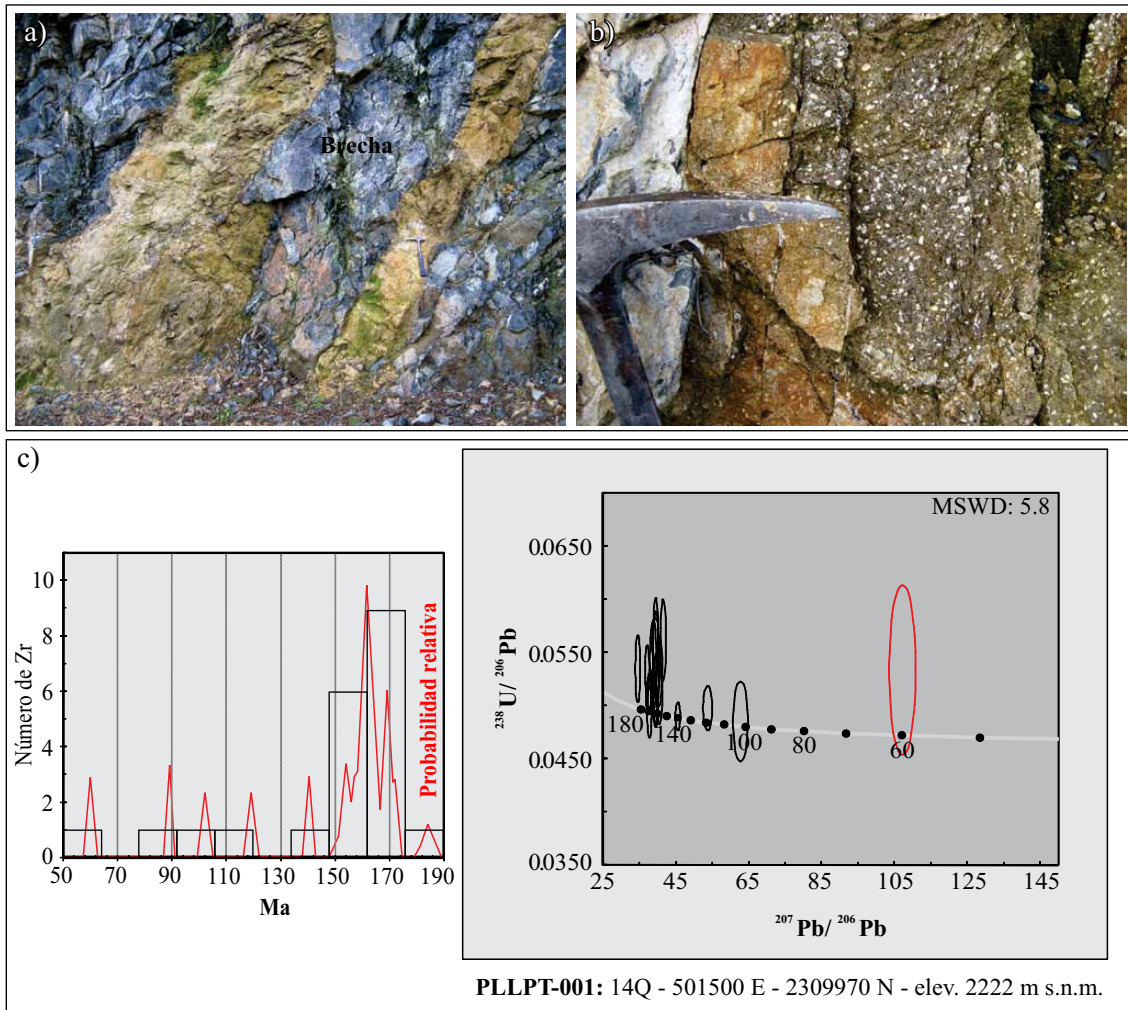


Figura 15. a) Diques métricos que intrusionan brechas de lulita apizarrada y limolita. b) Roca ígnea porfírica con fenocristales de plagioclasa. c) Histograma de población relativa de edades U/Pb en circón y diagrama de concordia para la muestra PLLPT-001. MSWD: Mean square of weighted deviates.

durante el proceso metamórfico, lo cual sugiere niveles corticales entre 10 y 15 km de profundidad para el emplazamiento de los intrusivos. Inferimos que las condiciones de deformación son compatibles con el dominio dúctil de la parte baja de las facies Anfibolita, de las series de metamorfismo regional de temperatura alta y presión baja tipo Buchan. La deformación y el metamorfismo están limitados cronológicamente por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades de cristalización U/Pb de ca. 66 Ma, reportadas por Henry y Fredrikson (1987).

Región central

Las rocas más recientes reportadas con deformación corresponden a milonitas y filitas de ca. 79 Ma reportadas por Iriondo *et al.* (2003) y a unidades de rocas de las formaciones Indidura y 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 con el dominio dúctil-frágil, en la zona de transición del régimen frágil de la corteza, y en las facies metamórficas de Esquistos Verdes, posiblemente a profundidades entre los 8 y 11 km. La deformación por acortamiento es progresiva entre los 94 y 79 Ma y está limitada cronológicamente por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades U/Pb de cristalización de ca. 74 Ma.

Región oriental

La unidad más reciente en el borde occidental de la SMO_r con deformación por acortamiento corresponde a un cuerpo ígneo previo a la deformación con edad de cristalización ca. 62 Ma, localizado al oriente de San Luis

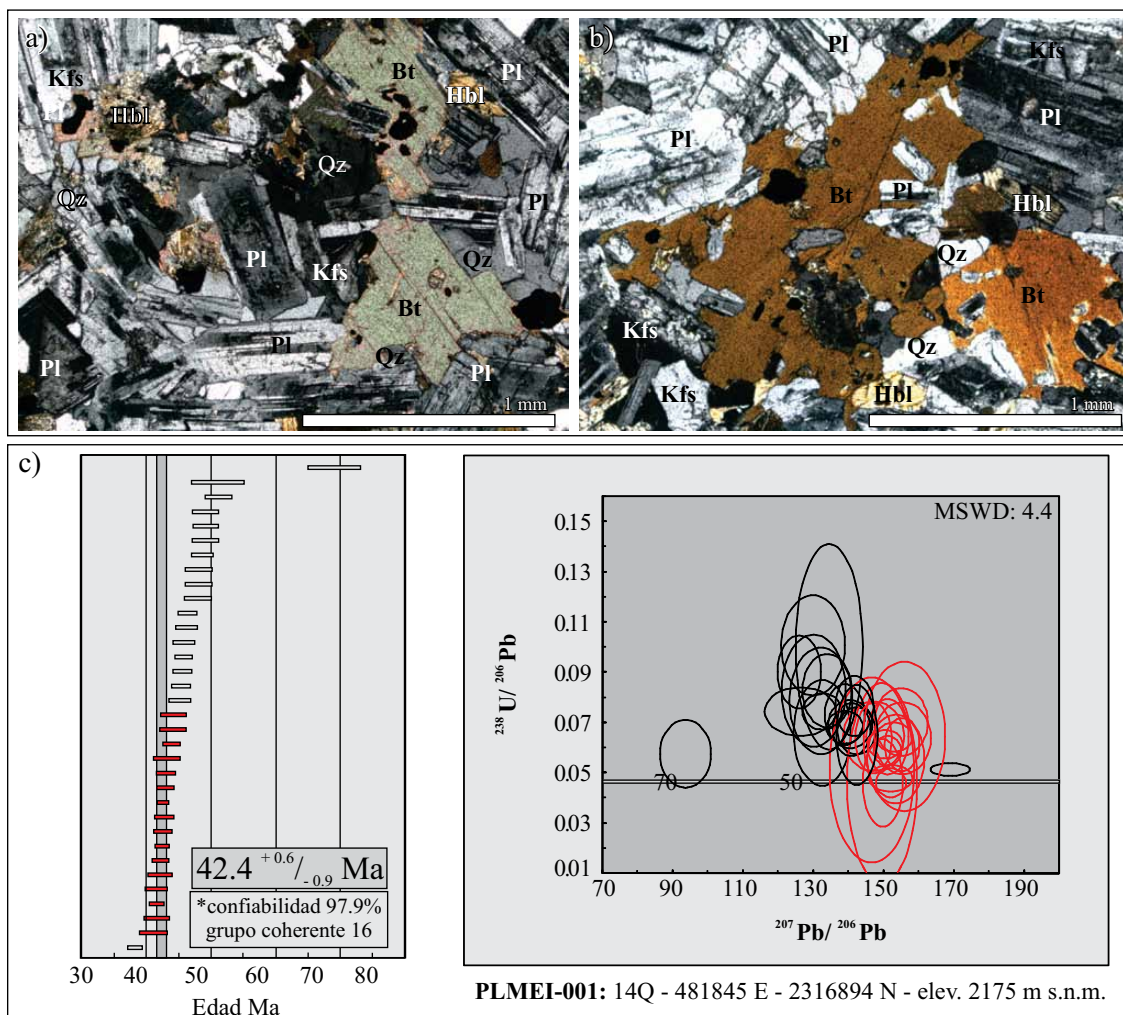


Figura 16. Relaciones texturales intergranulares de cristales subhedrales a anhedrales de: a) Cuarzo, plagioclasa con maclas de albita-periclina, zonación e intercrecimientos peritéticos y b) Feldespato potásico con maclas de Carlsbad-microclina, biotita y hornblenda. c) Edad U/Pb en círculo y diagrama de concordia. MSWD: *Mean square of weighted deviates*. Pl: plagioclasa, Kfs: feldespato potásico, Hbl: hornblenda, Bt: biotita, Qz: cuarzo.

Potosí, el cual está afectado por fallas inversas con dirección de transporte al NE (Figura 14). En las estribaciones orientales de la SMOr las rocas más recientes 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 con el dominio frágil de la corteza, por debajo de la facies metamórfica de Esquistos Verdes, a profundidades menores o cercanas a los 5 km y que son sugeridas 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 está limitada cronológicamente por cuerpos ígneos intrusivos no deformados con edades de cristalización *ca.* 42 Ma (Figura 16).

DISCUSIÓN

Habiendo determinado la edad del evento de acortamiento más joven a lo largo de todo el transecto W-E estudiado, a continuación se discute la evolución temporal de la deformación por acortamiento relacionada con la orogenia Laramide para el centro de México, considerando los niveles estructurales y las facies metamórficas en las regiones estudiadas. Las características principales del evento Laramide en el borde poniente de México indican que el proceso de contracción en su etapa inicial fue inducido 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 450 MPa) 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), 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 sintectónicos cuyas edades de cristalización son *ca.* 98 Ma en circón, y en los que se ha determinado edades de enfriamiento en hornblenda y biotita de *ca.* 83–82 Ma, en Mazatlán, Sinaloa (este trabajo) de 30 °C/m.a. (entre 900 y 550 °C) y de 250 °C/m.a. (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, entonces se puede considerar al colapso gravitacional como un mecanismo posible para buena parte de la exhumación de las rocas aflorantes, explicándose la presencia de fallas con cinemática normal y edades de *ca.* 85 Ma en las pseudotaquilitas contenidas en dichas fallas (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 ocurrieron entre 8 y 11 km de profundidad. La zona oriental presenta pliegues paralelos, pliegues *chevron* y fallas inversas con desarrollo de brechas y *gouge* que unido a la información estratigráfica de la cobertura sedimentaria indica deformación en un dominio frágil, que de manera burda consideramos tuvo lugar a menos de 5 km de profundidad. De esta información sugerimos eventos de sedimentación y deformación de manera progresiva hacia el oriente. Así, están deformadas las secuencias sedimentarias con edades Turoniano-Santoniano (*e.g.*, formaciones Indidura y 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, proponemos que el evento orogénico se desarrolló incluyendo deformación contractiva, levantamiento y metamorfismo y colapso gravitacional y exhumación. Para el inicio de la deformación en el poniente, proponemos un escenario donde un arco magmático es afectado por deformación contractiva. Durante este proceso, continuamente asistido por magmatismo, se establece un

evento de carácter dinámico-termal. 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. 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 °C–650 °C; 450 MPa) ocurrieron antes de los 97.61 ± 0.28 Ma en la Paz (B.C.S.) y 93.95 ± 0.36 Ma en Mazatlán (Sinaloa), dado que esas edades representan las temperaturas de cierre de la muscovita (temperatura de enfriamiento) que consideramos 400 °C (Reiners *et al.*, 2005). Sugerimos que esta temperatura de 400 °C indica profundidades cercanas a 10 km, de lo cual se desprende que la exhumación de las rocas fechadas ocurrió posteriormente, siendo aun la exhumación parte activa del evento orogénico descrito (franja azul de la Figura 17). Existen evidencias de que en La Paz (B.S.C.) la exhumación estuvo activa a los 85.44 ± 0.46 Ma (Nieto-Samaniego, 2005b), que es la edad de pseudotaquilitas en fallas normales.

El término del evento orogénico, migró de ~85 Ma en el poniente, a ~55 Ma (Eoceno) en el oriente, documentando una variación en la duración del evento de *ca.* 20 m.a. en el poniente a *ca.* 4 m.a. en el oriente (Figura 17).

CONCLUSIONES

La deformación contractiva en la región occidental (La Paz y Todos Santos, B.C.S.-Mazatlán, Sinaloa) es progresiva, ocurrió a *ca.* 105 Ma y posteriormente a *ca.* 85 Ma, y es evidenciada por los datos obtenidos en milonitas, gneises bandeados, esquistos, cuerpos ígneos sintectónicos y pseudotaquilitas aflorantes en esta zona. La paragénesis de andalucita + sillimanita + estauroлита + 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 450 MPa), tipo Buchan.

Las edades para el proceso metamórfico identificado son de *ca.* 97 y 94 Ma.

Las paragénesis estables durante la fase progresiva de metamorfismo registradas en las metapelitas son: cuarzo + mica blanca + biotita + granate; cuarzo + mica blanca + biotita estauroлита + mica blanca + biotita; cuarzo + mica blanca + plagioclase; estauroлита + andalucita + biotita y estauroлита + andalucita + sillimanita.

A partir de las edades de enfriamiento obtenidas en hornblenda y biotita en cuerpos ígneos intrusivos sintectónicos, cuya edad de cristalización es *ca.* 98 Ma en circón, se estimaron tasas de enfriamiento para la región occidental

de 30 °C/m.a. (entre 900 y 550 °C) y de 250 °C/m.a. (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 la 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 de tipo *chevron* y fallas 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, por debajo de la facies metamórfica de Esquistos Verdes, a profundidades menores a los 5 km.

La deformación está limitada cronológicamente 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.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto CONACYT 80142. Se agradece 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), por todo el apoyo económico y técnico-científico para el desarrollo de esta investigación. De igual forma, se extiende un especial agradecimiento a los Drs. Luca Ferrari Pedraglio, Alexander Iriondo, Jorge Aranda, Roberto Molina, Bodo Weber y a la Dra. 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 del artículo, que permitieron el fortalecimiento de las ideas planteadas en esta investigación. Al Ing. Fernando Piñero y a la empresa Industrias Peñoles, S.A. de C.V., por el apoyo logístico y permitirnos el muestreo del Distrito Minero de Francisco I. Madero y Peñasquito, Zac.. Al Ing. Dhio Montiel y a la empresa New Gold, Inc., Minera San Xavier, por el apoyo logístico y permitirnos el muestreo del Distrito Minero Cerro San Pedro, San Luis Potosí. Por el apoyo de tipo técnico agradecemos a la Dra. Marina Vega, al M. en C. Aldo Izaguirre Pompa, a los Ingenieros José Solorio, Emilio Nava Alarrote, a la Ing. Mónica Alejandra Enríquez, a Juan Tomás Vázquez Ramírez, Juan Manuel López, Jesús Silva Corona, Manuel Albarrán, Ángela Susana Rosas Montoya, Luz Selene Lino Escobedo, Víctor Pérez Arroyo, Miguel Ángel García García y Gabriel Rendón Márquez. Por el acompañamiento en los trabajos de campo se expresa el más sincero agradecimiento a Javier Antonio Báez López, Estefanny Dávalos Elizondo, Adolfo Pacheco Castro y Candy Cornejo Jiménez.

SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

En la página web <<http://rmcg.unam.mx/>>, dentro de la tabla de contenido de este número, se puede consultar el resumen de datos geocronológicos (suplemento electrónico 29-1-03).

REFERENCIAS

- 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.
- 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.
- Bird, P., 1998, Kinematic history of the Laramide orogeny in latitudes 35° - 49° N, western United States: *Tectonics*, 17, 780-801.

Figura 17. Interpretación de resultados en la región estudiada. 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 recientes 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 reciente reportada en la literatura por Fitz-Díaz (2010) y Ortega-Flores (2011). En la parte inferior, se puede observar los límites previos, sincrónicos y posteriores a la deformación contractiva asociada con la orogenia Laramide 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 Laramide. Área en amarillo: Transición de la orogenia Laramide al régimen extensional (no discutido en este trabajo). Números dentro de corchetes indican método geocronológico y mineral fechado. La edad U/Pb de 157.13 $^{+0.61}_{-1.17}$ Ma que aparece en la Tabla 1, no se incluyó en la figura.

- 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>>, p. 35.
- Brown, W.G., 1993, Structural style of Laramide basement-cored uplifts and associated folds, *en* Snoke, A.W., Steidtmann, J.R., Roberts, S.M. (eds.), *Geology of Wyoming: Geological Survey of Wyoming Memoir 5*, 312-371.
- 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.
- 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.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a subduction zone: *Geological Society of America Special Paper 436*, 279-308.
- Cerca-Martínez, L.M., 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío-Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de doctorado, 193 pp.
- 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 Laramide Orogeny: *New Mexico Geological Society Special Publication 6*, 5-10.
- 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.
- Davis, G.H., 1978, Monocline fold pattern of the Colorado Plateau, *en* Matthews, V., III (ed.), *Laramide folding associated with basement block faulting in the western United States: Geological Society of America Memoir 151*, 215-233.
- de Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: *en* XX Congreso Geológico Internacional: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 60 pp.
- de Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, 50, 595-605.
- 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, *en* 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 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.
- Dewey, F.J., 1988, Extensional Collapse of Orogens: *Tectonics*, 7(6), 1123-1139.
- 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 Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1023-1039.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., 1984, Economic possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the southern margin of the Coahuila Island, *en* Wilson, J.L., Ward, W., and Finneman, J.M. (eds.), *A Field Guide to upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Platform and Basin Systems Monterrey-Saltito areas northern Mexico: San Antonio, Texas, 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.
- English, J.M., Johnston, S.T., 2004, The Laramide Orogeny: What Were the Driving Forces?: *International Geology Review*, 46, 833-838.
- English, J., Johnston, S.T., Wang, K., 2003, Thermal modelling of the Laramide orogeny: testing the flat slab subduction hypothesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 214, 619-632.
- Erslev, E.A., 1993, Thrusts, backthrusts and detachment of Laramide foreland arches, *en* Schmidt, C. J., Chase, R., Erslev, E. A. (eds.), *Laramide 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: Ensenada, Baja California, Centro de Investigación y de Estudios Superiores de Ensenada, tesis doctoral, 239 pp.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., Valencia, V.A., Ortiz-Acevedo, O., 2009, Kinematics and U/Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 48-64.
- Ferrari, L., Martini, M., Cerca-Martínez, M., López-Martínez, M., 2010, ¿Existe una orogenia Laramide 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: <<http://www.geociencias.unam.mx/geosimposios/geos/2010/geolaramide>>, p. 13.
- Ferrari-Pedraglio, L., Morán-Zenteno, D., González-Torres, E., 2007, Actualización del mapa geológico de México, escala 1:4,000,000, *en* Nuevo Atlas Nacional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 1 mapa.
- Fitz-Díaz, E., 2010, Progressive deformation, fluid flow and water-rock interaction in the Mexican Fold-Thrust Belt, Central México: Minneapolis, Minnesota, 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: Laramide or Sevier? (resumen), *en* Simposio GeoLaramide, Hermosillo, Son: <<http://www.geociencias.unam.mx/geosimposios/geos/2010/geolaramide>>, p. 6.
- Gamper, M.A., 1977, Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico-Misantla basada en los foraminíferos planctónicos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, 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-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico, *en* 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.
- Guzmán, J.E., 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, Laramide crustal shortening, *en* Perry, W. J., Schmidt, C. J. (eds.), *Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust belt: Geological Society of America Memoir 171*, 27-39.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur Mexico, *en* Frizzell Jr, V.A. (ed.), *Geology of Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, 39, 219-236.
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, 20, 701-704.
- 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 series, MCH 063, 1 mapa, 14 pp.
- 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.
- 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 Mineralogist, 78, 298-315.
- Huntoon, P.W., Sears, J.W., 1975, Bright Angel and Eminence faults, eastern Grand Canyon, Arizona: Geological Society of America Bulletin, 86, 465-472.
- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., Consejo de Recursos Minerales, 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 pp.
- 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 pp.
- Ji, S., 1998a, Deformation microstructure of natural plagioclase, in Snoke A, Tullis, J., Todd, V.R. (eds.), Fault related rocks – a photographic atlas: New Jersey, Princeton University Press, 276-277.
- Ji, S., 1998b, Kink bands and recrystallization in plagioclase, in Snoke, A., Tullis, J., Todd, V.R. (eds.), Fault related rocks – a photographic atlas: New Jersey, Princeton University Press, 278-279.
- 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.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Duran, L., 2009, Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide 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.
- Mattern, F., Pérez-Venzor, J.A., Pérez-Espinoza, J.E., Hiraes-Rochin, J., 2010, Cretaceous to Cenozoic sequential kinematics in the forearc–arc transition: effects of changing oblique plate convergence and the San Andreas system with implications for the La Paz fault (southern Baja California, Mexico): International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), 99, 83–99. DOI 10.1007/s00531-008-0384-2
- 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., 1994, Metamorphic Petrology: New York, Oxford University Press, 404 pp.
- Mújica-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 pp.
- 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., Iriondo, 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 de la Unión Geofísica Mexicana, Geos, 25(1), 103-104.
- 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 pp.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996, Microtectonics: Berlin, Springer, 304 pp.
- Petersen, M.A., Montiel-Méndez, D., 2009, Geología del Cerro San Pedro distrito minero de metales base y preciosos San Luis Potosí, México, en Clark, K.F., Salas-Pizá, G. and Cubillas-Estrada, R. (eds.) Geología Económica de México, 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.
- Pryer, L.L., 1993, Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada: Journal Structural Geology, 15, 21-36.
- 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
- Schmidt, C.A., Perry, W.J.Jr., 1988, Preface, en C.A. Schmidt, W.J. Jr Perry, (eds.), Interaction of the Rocky Mountain foreland and the Cordilleran thrust front: Geological Society of America Memoir 171, ix-xi.
- 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
- 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.
- Spieker, E.M., 1946, Late Mesozoic Early Cenozoic history of central Utah: U.S. Geological Survey Professional Paper 205-D, 117-161.
- Suter, M., 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, 95, 1387-1397.
- Tardy, M., 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 445 pp.
- 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.
- Tweto, O., 1975, Laramide (Late Cretaceous-Early Tertiary) orogeny in the southern Rocky Mountains: Geological Society of America Memoir 144, 1-44.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., 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.
- Winkler, H.G.F., 1978, Petrogénesis de Rocas Metamórficas: Berlin - New York, Springer-Verlag, 2nd. edition, 346 pp.
- 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.

Manuscrito recibido: Junio 22, 2011

Manuscrito corregido recibido: Octubre 11, 2011

Manuscrito aceptado: Octubre 24, 2011