

Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío

Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^{1*}, Marisol Polet Pinzon-Sotelo², Gabriel Chávez-Cabello³, Ariel Ramírez-Díaz², Margarita Martínez-Paco², Fernando Velasco-Tapia³, Martín Guerrero-Suastegui⁴ y José Rafael Barboza-Gudiño⁵

¹ Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis de Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 8, Zona Universitaria, San Luis, Potosí, C.P., 78290, México.

² Grupo de Geología Exógena y del Sedimentario, Valle de la Hiedra 113B, Fracc. Valle de Santiago, Soledad de Graciano Sánchez, San Luis Potosí, C.P. 78433, México.

³ Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), Hacienda de Guadalupe, Carretera a Cerro Prieto, km 8, C.P. 67700 Linares, Nuevo León, México.

⁴ Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, Ex-Hacienda de San Juan Bautista, S/N, Taxco el Viejo, Guerrero, México.

⁵ Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Manuel Nava # 5, Zona Universitaria, San Luis Potosí, S.L.P., México.

* *magonegro_2000@hotmail.com*

RESUMEN

Se propone formal y localmente a la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol), como una unidad clave para comprender la evolución geológica de la Cuenca Mesozoica del Centro de México. Su localidad tipo se encuentra en la barranca Tierras Blancas II al noreste de Mazapil, Zacatecas. La Formación Concepción del Oro está compuesta por los Miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo. El Miembro Tierras Blancas consiste de sucesiones con estratos cuyo espesor aumenta hacia la cima, al igual que el tamaño del grano, compuestas por una alternancia rítmica de lutita y arenisca, con la presencia abundante de impresiones de *Inoceramus labiatus* que permiten asignarle una edad del Turoniano tardío al Coniaciano temprano. El Miembro Rancho Viejo se caracteriza por intercalaciones de lutita y arenisca, dispuestas en sucesiones que aumentan tanto el tamaño del grano como el espesor de las capas hacia la cima para después disminuir, con abundantes impresiones de amonites del género *Texanites*, que permite asignarle una edad del Coniaciano tardío al Campaniano temprano. El espesor estimado de toda la unidad es de 1200 metros aproximadamente. Las características estratigráficas y sedimentológicas descritas en este trabajo difieren de las características que la Formación Caracol exhibe, por tal motivo, se propone emplear de manera local el nombre de Formación Concepción del Oro, en la región de Concepción del Oro, Zacatecas.

El análisis modal y geoquímico de roca total indica que las areniscas de la Formación Concepción del Oro derivan de una mezcla de fuentes

de arco compuesto de clastos félsicos (Miembro Tierras Blancas) a máficos (Miembro Rancho Viejo), con aporte de rocas metamórficas de bajo y alto grado, y fuentes sedimentarias y plutónicas en menor proporción. Las modas detríticas marcan una evolución de orógeno reciclado (Miembro Tierras Blancas: Q₄₃F₁₇L₄₀) a arco transicional (Miembro Rancho Viejo: Q₃₅F₁₄L₅₁), en donde predominaron condiciones de meteorización química moderadas.

Las características estratigráficas, petrográficas y geoquímicas que presenta la Formación Concepción del Oro, permiten establecer dos fases de desarrollo del sistema antepaís en el centro de México. La fase 1 (Turoniano temprano al Coniaciano temprano) representa el inicio del sistema antepaís que se desarrolla por la estrecha relación entre la clausura de la cuenca de Arperos y la acreción/amalgamación de los terrenos Guanajuato y Zihuatanejo/Guerrero, posiblemente durante el Aptiano al Cenomaniano tardío. La subducción oblicua hacia el oeste, controló estos movimientos tectónicos, desarrollándose sistemas antepaís de tipo "proto" con depozonas de tipo antefosa (*foredeep*). La fase 2 (Coniaciano tardío al Campaniano temprano), representa una subducción de la placa de Farallón hacia el este, que generó cuñas de empuje de doble vergencia, en donde se desarrollaron sistemas de antepaís de tipo "retro". Dentro de este sistema los depósitos de antefosa (*foredeep*) antiguos documentados en el Miembro Tierras Blancas, migraron como depósitos *piggy-back* dentro de la depozona en la cima de la cuña cabalgante (*wedge-top*), mientras que las sucesiones del Miembro Rancho Viejo se depositaron dentro de la depozona de la antefosa (*foredeep*).

Palabras clave: Formación Concepción del Oro; cuenca antepaís; Sierra Madre Oriental; procedencia; petrología sedimentaria; geoquímica de rocas clásticas.

ABSTRACT

*The Upper Cretaceous clastic successions cropping out around Concepción del Oro, traditionally recognized as Caracol Formation, are redefined in this work and formally named as Concepción del Oro Formation. This unit is key to understanding the geological evolution of the Mesozoic Basin of Central Mexico. Its type locality is in Tierras Blancas II canyon, northwest of Concepción del Oro, Zacatecas. The Concepción del Oro Formation is composed of the Tierras Blancas and Rancho Viejo members. The Tierras Blancas Member consists of a normal graded succession composed of rhythmically interbedded shale and sandstone; *Innoceramus labiatus* impressions indicate a late Turonian to early Coniacian age. The Rancho Viejo Member is characterized by both, a normal and inverse graded succession of shale and sandstone; ammonite impressions (*Texanites* genus) indicate a late Coniacian to early Campanian age. A total thickness of 1200 m was estimated including both members of Concepción del Oro Formation. The stratigraphic and sedimentological characteristics described in this study are different from the original characteristics of the Caracol Formation; therefore, the name, Concepción del Oro Formation, is proposed for locally use in the vicinity of Concepción del Oro, Zacatecas.*

Modal and geochemical whole rock analysis suggest arc sources for the Concepción del Oro Formation, changing from felsic (MTB) to mafic (MRV), and a contribution of low- to high-grade metamorphic rocks; sedimentary and plutonic sources were subordinate. The detrital modes indicate an evolution from recycled orogen (MTB: Q₄₃F₁₇L₄₀) to transitional arc (MRV: Q₃₅F₁₄L₅₁), with moderate chemical weathering conditions.

Stratigraphic, petrographic and geochemical characteristics recognized for the Concepción del Oro Formation were used to define two stages of foreland system development in central Mexico. Stage 1: During early Turonian-early Coniacian occurred a west-facing subduction, and the foreland-basin system began to form, related to Arperos basin closure and accretion-amalgamation of Guanajuato and Zihuatanejo/Guerrero terrains, as early as Aptian to late Cenomanian. Tectonically, this process could have been controlled by westward oblique subduction with development of a "proto" type foreland system with foredeep type depozones.

Stage 2: During late Coniacian to early Campanian, east facing subduction, and ending of the foreland system in the Concepción del Oro area. The late stage represents eastward subduction of the Farallon plate which controlled double vergent thrust wedges, where a retro-type foreland system was developed. Within this system the former foredeep deposits documented in the Tierras Blancas Member migrated as piggy-back deposits within a wedge-top depozone, while Rancho Viejo Member successions were deposited within a foredeep depozone.

Key words: Concepción del Oro Formation; foreland basin; Sierra Madre Oriental; provenance analysis; sedimentary petrology; geochemistry of clastic rocks.

INTRODUCCIÓN

Las cuencas de antepaís son sistemas de depósito alargadas, formadas en la corteza continental, como hundimientos alabeados asociados con el engrosamiento, contracción y deformación de cinturones plegados y cabalgados (CPC) y el cratón adyacente (Price, 1973; Dickinson,

1974; DeCelles y Giles, 1996; DeCelles, 2012). Estas cuencas están íntimamente relacionadas con el acoplamiento del soporte flexible de la topografía montañosa –equivalente al cinturón plegado y cabalgado– que desarrolla a las cuencas antepaís y la redistribución de masas por medio de la erosión y sedimentación (Sinclair, 2012). La topografía del CPC, la complejidad de las cuencas antepaís y el aporte de sedimentos, son controlados por las características geológicas que muestre la cuña orogénica (e.g., naturaleza del nivel de *detachment* y tamaño), velocidad de la placa que subduce y carga vertical. La cuña de empuje está delimitada en su parte inferior, por la superficie de *detachment*, la cual separa a las rocas que no participan en la deformación de las que están siendo deformadas y transportadas sobre la superficie de *detachment* (Dahlen et al., 1984; Dahlen, 1990). La composición de la cuña de empuje –material fuerte vs. débil– es el factor principal que controla la complejidad de los sistemas de cuencas antepaís. Por ejemplo, si el nivel de *detachment* de una cuña de empuje es relativamente resistente, las cuencas antepaís desarrolladas serán relativamente simples, mientras que un *detachment* de composición anómala, favorecerá el desarrollo de cuencas antepaís complejas (Simpson, 2010). La deformación dentro de la cuña de empuje no requiere de un incremento en la topografía del CPC, y simplemente necesita de la subsidencia desarrollada dentro de la cuenca antepaís. La velocidad de la placa que subduce, controla la migración del CPC y la propagación de las cuñas de empuje hacia el frente del CPC (Sinclair, 2012). Cuando los tiempos de convergencia son bajos o estables, los CPC pasan por un estado posorogénico, caracterizado por bajos tiempos de acreción frontal y erosión, propiciada por los sistemas de ríos, que pueden marcar la reducción del tamaño de la cuña de empuje, dando como resultado grandes volúmenes de erosión de las rocas exhumadas. El aporte de sedimentos hacia los sistemas antepaís es una función de los tiempos y distribución de la erosión en las cuencas montañosas y de su redistribución por los sistemas fluviales a las diferentes depozonas que conforman al sistema (Simpson, 2010).

El modelo ideal de una cuenca antepaís fue propuesto por DeCelles y Giles (1996), el cual consiste de cuatro depozonas discretas, desarrolladas bajo condiciones locales de diferente cinemática y subsidencia (Allen y Allen, 2005), siendo: cima de la cuña (*wedge-top*), antefosa (*foredeep*), "antelevantamiento elástico" (*forebulge*) y "traslevantamiento elástico" (*backbulge*). La región de la cima de la cuña se caracteriza por sedimentos derivados de la parte frontal activa del cinturón plegado y cabalgado que van siendo soterrados progresivamente. La depozona de la antefosa consiste de sedimentos depositados dentro de una fosa desarrollada por la relación de carga del CPC y la región cratónica (Price, 1973). La región del "antelevantamiento elástico" representa la zona de prominencia tectónica hacia donde pueden migrar los sedimentos procedentes del CPC. Los cambios en el régimen de subsidencia, las variaciones en el ambiente tectónico y la naturaleza del cinturón plegado y cabalgado, favorecen el desarrollo de variaciones en el registro estratigráfico, sedimentológico y en la composición de las áreas fuentes de los subsistemas que conforman el sistema antepaís (DeCelles y Gilles, 1996; DeCelles, 2012).

Los patrones de sedimentación dentro de las cuencas antepaís asociadas con los cinturones orogénicos, se caracterizan por grandes sistemas continentales (fluviales), marinos marginales (deltas, rampas mixtas) y profundos (sistemas turbidíticos e hiperpicnales), existiendo también una estrecha relación entre la yuxtaposición de un sistema y otro. Los cambios en los sistemas de depósito están relacionados con la movilidad horizontal/lateral del cinturón plegado y cabalgado, la velocidad de subducción de la placa subducente, la carga de sedimento y las características geológicas de la cuña de empuje, lo cual favorece el acortamiento y la migración de la zona de la antefosa (Sinclair, 2012). La interrelación de estos procesos favorece que los sistemas inicialmente depositados en la depozona de la cima de cuña migren

hacia la antifosa, y los sistemas de la antifosa migren hacia la depozona del “antelevantamiento elástico” (*forebulge*), lo cual marcaría la pauta para que se tenga un mejor desarrollo de una depozona alojada en la posición del “traslevantamiento elástico” (*backbulge*) (DeCelles, 2012). Estos procesos de yuxtaposición de sistemas de depósito asociados con la migración lateral del cinturón orogénico y/o carga superficiales favorecen el soterramiento de las rocas fuente, y la activación de nuevas áreas fuente que pueden estar alojadas a cientos de kilómetros (DeCelles, 2012). Estas intercalaciones de sedimentos derivados de una depozona a otra dentro de las cuencas de tipo antepaís, favorecen la mezcla de detritos que comúnmente derivan de la cadena montañosa (granos no carbonatados de origen extracuenca y granos carbonatados de origen extracuenca (Zuffa, 1980; Garzanti, 1991). Sin embargo, diversos granos de origen intracuenca (*e.g.*, glauconita y celadonita) pueden desarrollarse por las fluctuaciones del nivel del mar en las diferentes depozonas, y mezclarse con los granos no carbonatados de origen extracuenca. Por esta razón, un análisis estratigráfico y de procedencia detallado, y sobre todo una buena discriminación de las diferentes rocas fuente, ayuda a comprender los procesos que desarrollan al sistema antepaís (velocidad de subducción *vs.* carga superficial, o la mezcla de ambos).

La evolución del sistema antepaís en la Cuenca Mesozoica del Centro de México ha quedado registrada en las formaciones del Cretácico Tardío-Paleógeno, denominadas como formaciones Caracol, Soyatal, San Felipe, Cárdenas, Parras, Méndez y las que comprenden al Grupo Difunta, solo por mencionar algunas. Uno de los principales problemas estratigráficos que presenta el centro y noreste de México, es el uso y abuso de nombres “formales” de unidades litoestratigráficas que muestran características litológicas diferentes, y que fueron cronocorrelacionadas con otras unidades en diversas regiones del centro y noreste de México; por consiguiente, diversos autores les asignaron el mismo nombre. Un buen ejemplo, de este problema, es la Formación Caracol definida por Imlay (1936), en la sierra de Parras, Coahuila, y extendida por DeCserna (1956) hacia los estados de Nuevo León y Coahuila, por Rogers *et al.* (1956) hacia el estado de Zacatecas, por Enciso de la Vega (1963) hacia el estado de Durango y por Carrillo-Bravo (1971) hacia el estado de San Luis Potosí. Estos autores, en sus descripciones estratigráficas, difieren de la descripción original de Imlay (1936), sin embargo, emplean el nombre de Formación Caracol, a todas las sucesiones clásticas del Turoniano al Santoniano, considerando solamente la edad de la unidad, y no sus características litológicas. Por esta razón, redefinir a las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior, en el centro y noreste de México, y sobre todo, en la región de Zacatecas, sería una aportación muy importante para el entendimiento del desarrollo del sistema antepaís mexicano.

Las unidades del Cretácico Superior han sido interpretadas por diversos autores como el resultado de la acreción del terreno Guerrero, el cual habría favorecido la exhumación y erosión de sucesiones volcánico-sedimentarias pre-Cretácico Inferior alojadas en el occidente de México (DeCserna, 1956; Silva-Romo, 1993; Goldhammer, 1999). Dos escenarios posibles relacionados con la acreción del terreno Guerrero pueden ser planteados. El primer escenario indica que la acreción del terreno Guerrero, en la parte occidental de México, ocurrió durante el Aptiano, con el cierre de la cuenca de Arperos (Dickinson y Lawton, 2001; Martini *et al.*, 2011; 2012), favorecida por la subducción hacia el oriente de la placa Farallón. El segundo escenario sugiere que la acreción del terreno Guerrero ocurrió durante el Albiano-Cenomaniano, favorecida por un cambio en la polaridad de la placa de subducción hacia el oeste, lo cual se vio reflejado por una colisión suave entre el subterreno Teloloapan y el terreno Mixteca (Guerrero-Suastegui, 2004). El segundo modelo es robustecido por la propuesta de Juárez-Arriaga y Lawton (2014), quienes proponen un modelo alpino desarrollado

durante la colisión del terreno Guerrero en el Cretácico Tardío más temprano; aunado a esto, sugieren que la subsidencia de la cuenca pudo ser desarrollada por la subducción de la placa oceánica o por la colisión de un arco. Fechamientos recientes por Ar-Ar en illita, desarrollada durante los eventos de plegamiento y cizalla en la parte sur del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2014), indican que el origen de la cuña de empuje y del cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, puede ser más antiguo que 82 ± 0.5 y 83.5 ± 1.5 Ma (Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014).

El presente trabajo tiene como objetivo principal, establecer como unidad formal a la Formación Concepción del Oro, para las sucesiones clásticas que afloran en las inmediaciones del Concepción del Oro, Zacatecas (Figura 1). Además se proporcionan datos relevantes sobre la evolución estratigráfica, composición de las áreas fuente y la relación entre tectónica y sedimentación durante el Cretácico Tardío en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, durante el desarrollo más temprano del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano. Este trabajo se hizo por medio de un análisis estratigráfico detallado, riguroso análisis petrográfico, conteo de puntos y análisis geoquímicos de roca total en sucesiones del Cretácico Tardío, que fueron descritas por otros autores como Formación Caracol.

MARCO GEOLÓGICO Y EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA

El marco geológico de México puede ser dividido en los dominios litotectónicos denominados México nuclear y terreno compuesto Guerrero (Tardy *et al.*, 1994), que muestran una estrecha relación entre el Jurásico Superior y el Cretácico Superior (Figura 1). El dominio del México nuclear comprende a los terrenos tectonoestratigráficos Caborca, Cortés, Oaxaquia, Sierra Madre, Coahuila, Maya, Central y Mixteca (Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008; Figura 1), o sus equivalentes con los terrenos Chihuahua, Coahuila, Sierra Madre y Mixteca de Campa y Coney (1983), que se distribuyen en el norte y este de México (Figura 1). Por otro lado, el terreno compuesto Guerrero, que constituye el 40% de país, se localiza en el oeste y suroeste (Freydier *et al.*, 1996 y 2000; García-Díaz, 2004). Considerando la nomenclatura propuesta por Centeno-García (2005), el área de estudio se localiza en las inmediaciones de los terrenos Oaxaquia del Oeste, Central, Parral, y con los terrenos Zihuatanejo y Guanajuato del terreno compuesto Guerrero, por lo que se hace una breve descripción de los diferentes terrenos que bordean al área de estudio.

Terreno Oaxaquia del Oeste

El terreno Oaxaquia del Oeste (Centeno-García *et al.*, 2008) está constituido por sucesiones del Mesozoico superior al Cenozoico que descansan sobre un basamento compuesto producto de las acreciones del Neoproterozoico con el Cratón de Norteamérica (Campa y Coney, 1983). El basamento compuesto está formado por ortogneises y paragneises del complejo metamórfico Novillo, asociados al supercontinente Rodinia (~1 Ga; Ortega-Gutiérrez, 1978; Keppie y Ortega-Gutiérrez, 2010), y por rocas metavolcánicas y metasedimentarias del Esquisto Granjeno (~430-300 Ma; Dowe *et al.*, 2005; Nance *et al.*, 2007; Barboza-Gudiño *et al.*, 2011). Una gruesa cobertura sedimentaria paleozoica descansa en discordancia angular-erosiva sobre las unidades del basamento (*e.g.*, formaciones Cañón de Caballeros, La Yerba; Gursky y Michalzik, 1989; Stewart *et al.*, 1999; Figura 2). Intrusivos del Pérmico-Triásico de composición granítica y granodiorítica cortan a las rocas del basamento compuesto y su cobertura sedimentaria paleozoica (Torres *et al.*, 1999; Figura 2). Durante el Triásico Tardío, un régimen distensivo favoreció la ruptura del supercontinente Pangea, desarrollando cuencas intracontinentales

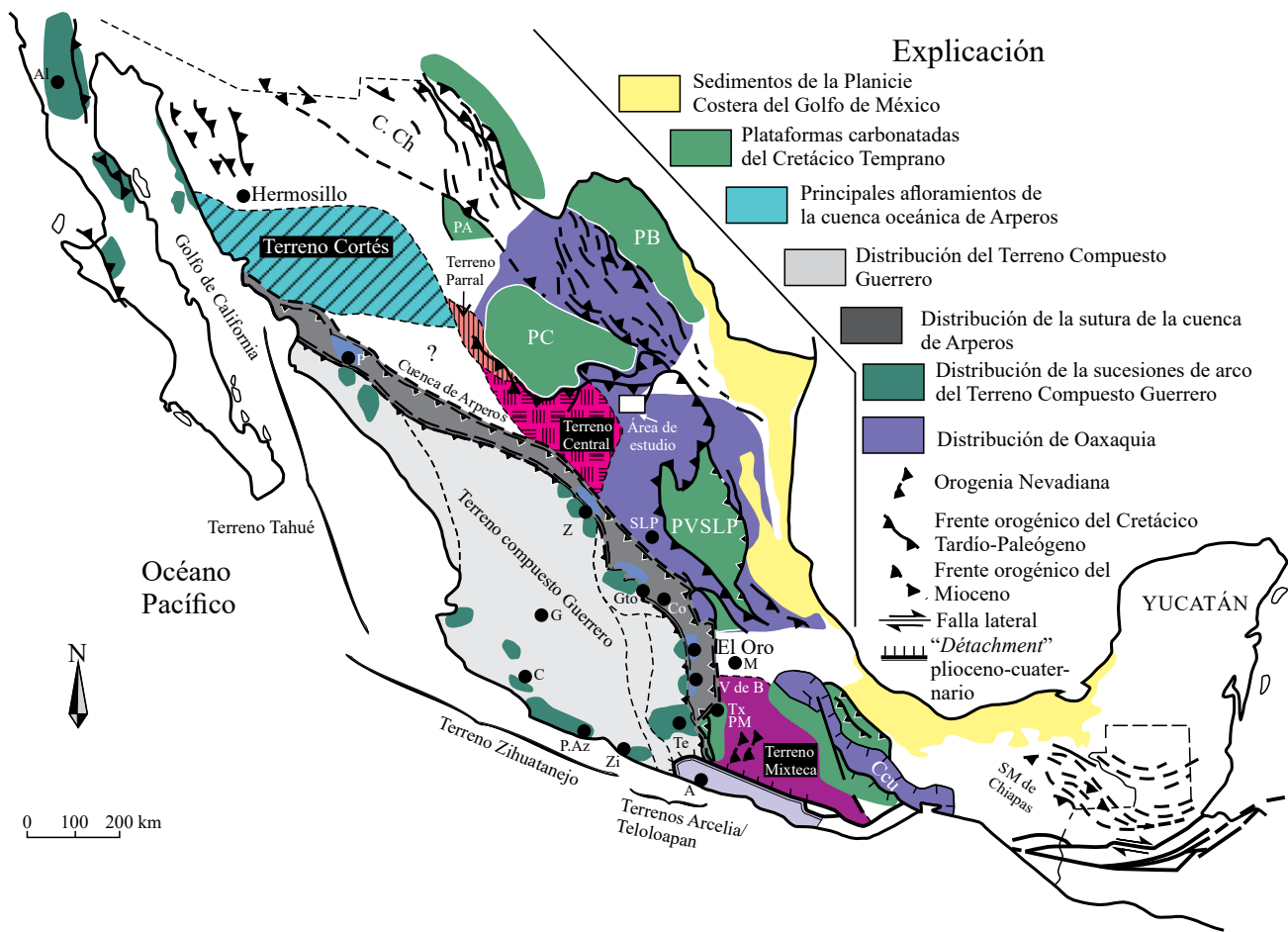


Figura 1. Mapa estructural de México modificado y compilado de Tardy *et al.*, (1986), García-Díaz (2004), Centeno-García (2005) y Centeno-García *et al.* (2008). A = Acapulco; Al = Alisitos; PA = Plataforma carbonatada de Aldama; PB = Plataforma carbonatada del Burro; C = Colima; PC = Plataforma carbonatada de Coahuila; Co = Corrales; P. Co = Plataforma carbonatada de Córdoba; C. Ch = Cuenca de Chihuahua; C. Cu = Cuenca Cuicateca; G = Guadaluajara; Gto = Guanajuato; H = Hermosillo; L = León; M = Ciudad de México; PM = Plataforma carbonatada Guerrero-Morelos; P = Porohui; P. Az. = Playa Azul; C.S. = Cuenca de Sabinas; T = Taxco; Te = Teloloapan; V de B = Valle de Bravo; PVSLP = Plataforma carbonatada Valles- San Luis Potosí; SLP = San Luis Potosí; Z = Zacatecas; Zi = Zihuatanejo. Nota: los colores no corresponden con los propuestos por la Carta Cronoestratigráfica Internacional (2015).

de tipo *rift*, rellenas por sucesiones fluviales-aluviales de la Formación El Alamar del Carniano-Noriano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Estas secuencias posiblemente migraban hacia el suroeste, formando depósitos de abanicos submarinos constituidos por turbiditas de la Formación Zacatecas del Ladiniano-Carniano (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Gómez-Luna *et al.*, 1998; Silva-Romo *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2012; Figura 2). Entre el Jurásico Temprano y Medio, ocurrió un régimen de subducción hacia el este, a lo largo de la margen pacífica de México y su posterior *roll-back* habría propiciado la instauración de arcos continentales de tipo extensional en el centro y oeste (Barboza-Gudiño *et al.*, 2014). Estos arcos estuvieron constituidos por sucesiones volcano-sedimentarias, que incluyen depósitos de composición andesítica a basáltica, riolitas interestratificadas con capas rojas volcánicas de las formaciones Nazas, La Boca y La Joya (Silva-Romo *et al.*, 2000; Bartolini *et al.*, 2001; Barboza-Gudiño *et al.*, 2008, 2010; Rubio-Cisneros y Lawton, 2011; Rubio-Cisneros, 2012; Barboza-Gudiño *et al.*, 2014; Lawton y Molina-Garza, 2014; Figura 2). Durante el Jurásico Tardío y Cretácico Temprano más inferior, un régimen transtensional, favorecido por una subducción oblicua en la margen pacífica de México y la apertura del Golfo de México, facilitó el desarrollo de cuencas intra cratónicas y de tipo deslizamiento a rumbo

(*strike-slip*) (Michalzik, 1988; Ocampo-Díaz *et al.*, 2008; Ocampo-Díaz, 2011; Ocampo-Díaz *et al.*, 2014). Dichas cuencas fueron rellenas por sucesiones calcáreas y clásticas de cuenca, plataforma y sistemas marinos marginales, originando las formaciones Zuloaga, La Casita, La Caja y Taraises (Götte y Michalzik, 1992; Goldhammer, 1999). En el Cretácico Temprano más tardío, prevaleció un régimen de tipo pasivo favorecido por la ruptura del Golfo de México, generándose un sistema transgresivo de primer orden (con ciclos transgresivos y regresivos de segundo orden), durante el cual se instauraron los grandes sistemas de plataformas carbonatadas que están representadas por las formaciones Cupido, Tamaulipas Inferior, La Peña, Otates, Tamaulipas Superior y Cuesta del Cura (Michalzik, 1988; Goldhammer, 1999; Lehmann *et al.*, 1999; Murillo-Muñeton y Dorobek, 2003; Figura 2). Durante el Cretácico Tardío, las sucesiones carbonatadas asociadas con la apertura y subsidencia progresiva del Golfo de México, fueron cubiertas por depósitos clásticos de ambientes marinos-marginales y profundos, marcando un cambio fundamental en las condiciones de depósito del noreste y centro de México. Este cambio ha sido estrechamente relacionado con la acreción/amalgamación del terreno Guerrero, que se tratará en otras secciones (Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Goldhammer, 1999) y/o por la subducción de la

OESTE

Oeste de Oaxaquia

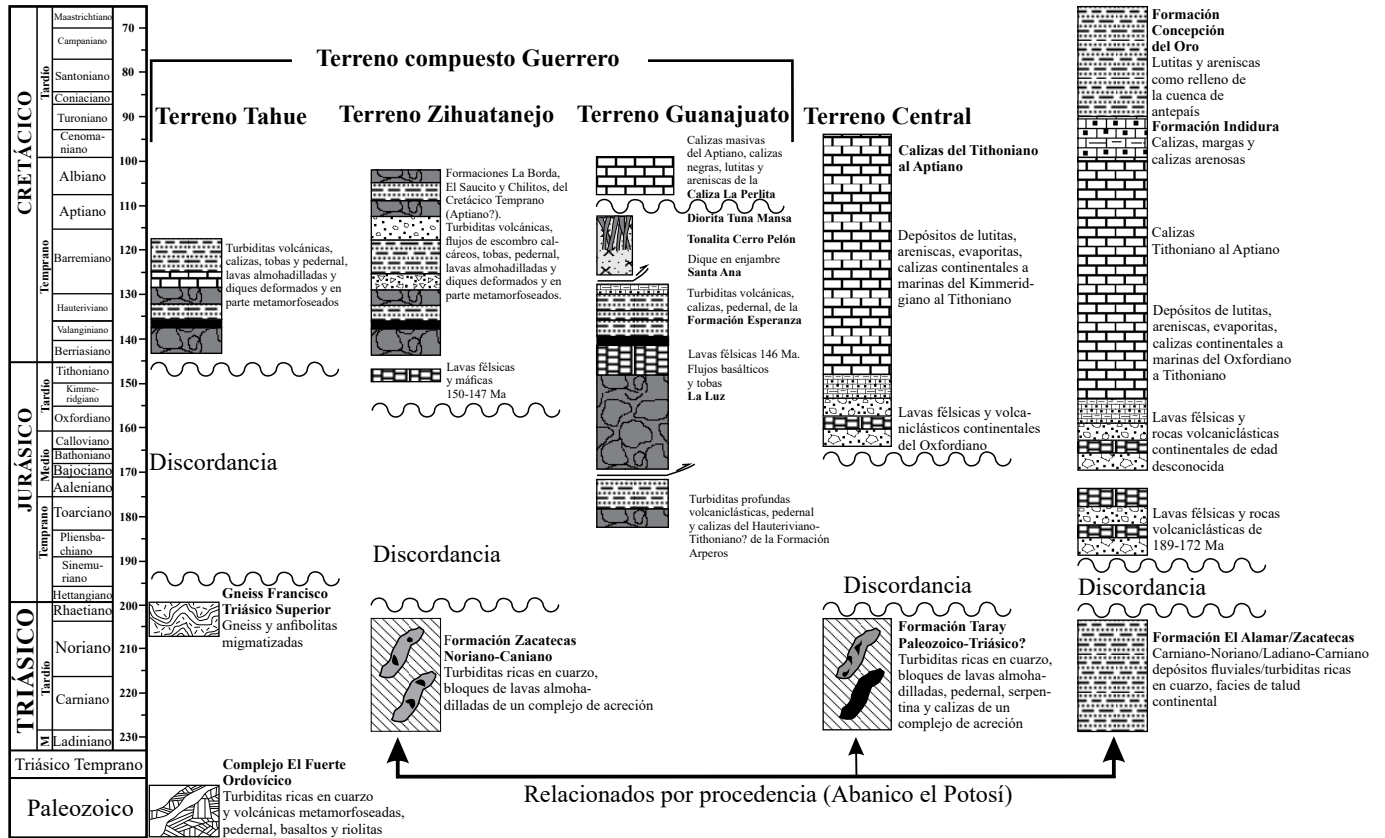


Figura 2. Columnas estratigráficas de los diferentes terrenos tectonoestratigráficos documentados en la región central de México (modificada y adaptada de Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008; y de las referencias citadas en este trabajo).

placa Farallón (Pindell y Kennan, 2009). Estas sucesiones clásticas constituyen los depósitos sinorogénicos de las formaciones Indidura, Soyatal, Concepción del Oro, Caracol, Cárdenas, San Felipe y Parras, y constituyen el desarrollo y evolución del sistema de cuencas de antepaís en el centro y noreste de México (Goldhammer, 1999; Martínez-Paco *et al.*, 2011; Martínez-Paco, 2013; Pinzon-Sotelo, 2013; Figura 2).

Terreno Central

Centeno-García (2005) y Centeno-García *et al.* (2008), sugieren que el origen del basamento del terreno Central es incierto, e infieren que es diferente al basamento Proterozoico del terreno Oaxaquia, debido a que las rocas más antiguas son expuestas en las cercanías con un complejo de acreción relacionado con subducción, denominado Formación Taray del Paleozoico (Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008; Figura 2). A este complejo de acreción le sobreyacen discordantemente rocas volcánicas de composición riolítica a andesítica (Formación Nazas) y capas rojas volcanoclásticas de edad Oxfordiana (Formación La Joya; Jones *et al.*, 1995; Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2005). Estas rocas cambian transicionalmente a calizas marinas marginales y a clásticas-carbonatadas con edades entre el Jurásico Tardío y el Cretácico Tardío, correlacionables con las unidades de los terrenos Oaxaquia del Oeste y Parral (*e.g.*, formaciones Zuloaga y La Caja). La Formación Taray consiste de intercalaciones de arenisca rica en cuarzo, lutita y escasos lentes de pedernal negro, altamente deformados (Anderson *et al.*, 2005; Centeno-García, 2005). De acuerdo con Anderson *et al.* (2005) y Díaz-Salgado *et al.* (2003),

esta unidad contiene bloques de diversos tamaños de rocas volcánicas, arenisca cuarzosa, intercalaciones de lutita y arenisca, y fragmentos de caliza y conglomerado calcáreo relacionado con rellenos de canal, que contienen bivalvos, crinoides, gasterópodos, corales y briozoarios. La edad de la Formación Taray es incierta, debido a que en los bloques de caliza se han identificado fusulinidos del Paleozoico tardío (Anderson *et al.*, 1990), mientras que Barboza-Gudiño *et al.* (1998) y Bartolini *et al.* (2001), han documentado impresiones de pelecípodos muy similares a los que han sido reportadas en las sucesiones de la Formación Zacatecas del Triásico Tardío (Cárnico). Por tal motivo, Centeno-García (2005) sugiere que la Formación Taray pudo depositarse durante el Pérmico más Tardío y el Jurásico Medio, considerando las relaciones estratigráficas que esta unidad presenta con las rocas del Oxfordiano.

Terreno Parral

El terreno Parral está compuesto por un complejo metamórfico del Paleozoico (?) al que le sobreyace, por contacto tectónico, sucesiones volcánicas y volcanoclásticas, clásticas y carbonatadas del Triásico Temprano al Cretácico (Centeno-García, 2005; Centeno-García *et al.*, 2008; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2014; Figura 2). El basamento del terreno Parral está constituido por el Esquisto Pescaditos, caracterizado por esquistos de muscovita-granate y clorita de la facies esquistos verdes, y esquistos de muscovita-cordierita de la facies anfíbolita, con horizontes blastomiloníticos entre el esquisto y diques (Centeno-García, 2005; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2014). Las edades documentadas por K-Ar sugieren edades de 350 y 326±26 Ma (Zaldívar y Garduño, 1984;

Eguiluz y Campa, 1982). Edades más antiguas que 360 Ma documentadas por Ar-Ar han sido registradas en diques graníticos sintectónicos (Centeno-García, 2005). La sucesión volcanosedimentaria y sedimentaria que sobreyace a esta unidad litodémica está conformada por las formaciones Gran Tesoro, Tres Varones, Zuloaga, La Caja y Grupo Mezcalera (Eguiluz de Antuñano et al., 2014). La Formación Gran Tesoro del Triásico Tardío al Jurásico Temprano, está conformada por la unidad 1, compuesta de filita, pizarra, andesita, basalto, microdiorita y ultrabasanita septentizada; y la unidad 2, caracterizada por lutita y limolita muy deformadas, con escasos niveles de tobas. Diques de diabasa, cortados por diques graníticos, ambos deformados, cortan a la unidad 2. Lechos rojos y sucesiones volcánicas de la Formación Nazas cubren discordantemente a la Formación Gran Tesoro (Centeno-García et al., 2008), las cuales pasan gradualmente a caliza del Tithoniano. La sedimentación clástica y calcárea del terreno Parral cambia gradualmente con los depósitos clásticos y calcáreos que cubren a los terrenos Central y Oaxaquia del Oeste (Centeno-García, 2005; Centeno-García et al., 2008; Figura 2).

Terreno compuesto Guerrero

El terreno compuesto Guerrero está conformado por un basamento metamórfico Triásico denominado Complejo de Arteaga, al que le sobreyacen discordantemente ensambles de arco submarino del Bajociano-Cenomaniano, desarrollados dentro de un ambiente intra-oceánico (Campa y Coney, 1983; Lapiere et al., 1992; Tardy et al., 1994; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2014), el cual fue acrecionado al México nuclear durante el Albiano-Cenomaniano (Centeno-García et al., 2003; Guerrero-Suastegui, 2004; García-Díaz, 2004; Centeno-García et al., 2008; Martini et al., 2011; Martini et al., 2014). De acuerdo con Centeno-García et al. (2008), el terreno compuesto Guerrero está formado por los terrenos Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo (Figura 2).

Terreno Guanajuato

El terreno Guanajuato se caracteriza por ensambles de arco del Jurásico Medio al Cretácico Temprano. De acuerdo con Martini et al. (2011), está conformado por los ensambles petrotectónicos de Arperos, El Paxtle y La Esperanza, a los que sobreyace en discordancia angularerosiva la Formación La Perlita del Albiano. El ensamble de Arperos consiste de la Formación Arperos, constituida por una sucesión de basaltos almohadillados, hialoclastitas, pedernal rico en radiolarios y lutita con pedernal, cubiertos por turbiditas laminadas de estratificación delgada (Figura 2). El ensamble El Paxtle está conformado por la Formación El Paxtle y el complejo de intrusivos Tuna Manza. La Formación El Paxtle está compuesta por basaltos almohadillados masivos, hialoclastitas, tobas basálticas, pedernal, arenisca volcánica y lutita. El ensamble La Esperanza está conformado por las formaciones La Esperanza y Valenciana. La Formación La Esperanza está constituida por intercalaciones de lutita, arenisca de grano muy fino a grueso con estratificación delgada y escasos niveles de conglomerado con morfología lenticular. La Formación Valenciana está constituida por caliza microcristalina laminada, finamente estratificada y lutita. De acuerdo con los mismos autores, estas unidades se encuentran en contacto tectónico unas sobre otras.

Terreno Zihuatanejo

El terreno Zihuatanejo es el más grande de todos los terrenos del terreno compuesto Guerrero; se extiende desde Zihuatanejo hasta Guanajuato (Centeno-García et al., 2008; Figura 1). Éste presenta un basamento del Triásico constituido por turbiditas ricas en cuarzo, tectónicamente imbricadas, denominado Complejo de Arteaga o Complejo Las Ollas (Talavera, 2000). El Complejo de Arteaga, de

edad Ladiniano-Noriano, (Campa et al., 1982), está constituido por turbiditas ricas en cuarzo (lutita y arenisca), pedernal negro y verde, tobas máficas que forman un depósito caótico constituido por basaltos almohadillados, diabasa, gabro bandeado, pedernal y caliza, todos ellos deformados (Centeno-García et al., 2003; 2008; Figura 2). De acuerdo con Mendoza y Guerrero-Suastegui (2000), la sucesión del terreno Zihuatanejo consiste de más de 2000 m de arcos volcánicos y rocas sedimentarias relacionadas del Cretácico Temprano (Albiano). La base de la sucesión está compuesta por 1500 m de flujos de lava andesítica a dacítica intercalada con turbiditas volcánicas, mientras que hacia la cima de la unidad se presentan abundantes ignimbritas félsicas con depósitos de caída. Las edades de las rocas sedimentarias relacionadas con el terreno Zihuatanejo se hacen más antiguas hacia la región central de México, como lo han documentado Grajales y López (1984), quienes encontraron edades del Neocomiano en la región de Colima.

Relación entre el terreno compuesto Guerrero y Oaxaquia

El límite entre el terreno compuesto Guerrero y el terreno Oaxaquia está oscurecido por ignimbritas cenozoicas de la Sierra Madre Occidental. Sin embargo, en Guanajuato y Valle de Bravo, el límite está bien expuesto (Freydier et al., 2000). En la región de Guanajuato está representado por metaturbiditas altamente cizalladas y plegadas, diques riódacíticos y flujos de lava asociados con depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos que cabalgan a sedimentos carbonatados del Cretácico Inferior relacionados con el terreno Sierra Madre (Freydier et al., 1996; Martini et al., 2011 y 2014). El origen de este límite ha sido muy bien esclarecido, y se atribuye a la acreción/amalgamación de las sucesiones del terreno Guerrero contra el México nuclear, desarrollada por una subducción hacia el oeste de la placa de Norteamérica, y por el colapso y clausura de la denominada cuenca de Arperos o terreno Guanajuato durante el Aptiano Tardío (e.g., Ortiz-Hernández et al., 1990; Freydier et al., 1996; 2000; García-Díaz, 2004; Guerrero-Suastegui, 2004; Martini et al., 2011 y 2014). Sin embargo, la interpretación de estos autores, muestra diferencias importantes en las edades de la posible acreción/amalgamación del terreno compuesto Guerrero. La edad de acreción más antigua ha sido propuesta por Martini et al. (2014) quienes indican que la acreción pudo efectuarse entre el Barremiano y el Cenomaniano tardío. Martini et al. (2011 y 2012) proponen que este proceso de acreción cortical se realizó durante el Aptiano tardío, mientras que Ortiz-Hernández et al. (1992), Freydier et al. (1996; 2000), Guerrero-Suastegui (2004), García-Díaz (2004), Martini et al. (2014) sugieren que este proceso ocurrió durante el Albiano-Cenomaniano. Centeno-García et al. (2008) sugieren que la acreción final del terreno Guerrero ocurrió entre el Turoniano y el Maastrichtiano.

METODOLOGÍA

Se elaboró un mapa geológico de los afloramientos de la Formación Concepción del Oro, empleando fotografías aéreas de escala 1:50000. La verificación de campo se hizo en las inmediaciones de Concepción del Oro, Zacatecas, para conocer la distribución de esta unidad, así como sus límites estratigráficos (Figura 3).

Se midieron cinco perfiles estratigráficos detallados empleando cinta métrica, para caracterizar litológica y estratigráficamente al estrato tipo de la Formación Concepción del Oro, muestreando sistemáticamente toda la unidad (Figuras 4 y 5). Ochenta y cinco muestras de areniscas de grano medio a grueso fueron colectadas, llevándose a cabo un análisis petrográfico tradicional en secciones delgadas estándar (35 del Miembro Tierras Blancas y 21 del Miembro Rancho Viejo). Un total de 1000 puntos fueron contados, empleando el método de Gazzi-Zuffa propuesto por Weltje (2002), con la finalidad

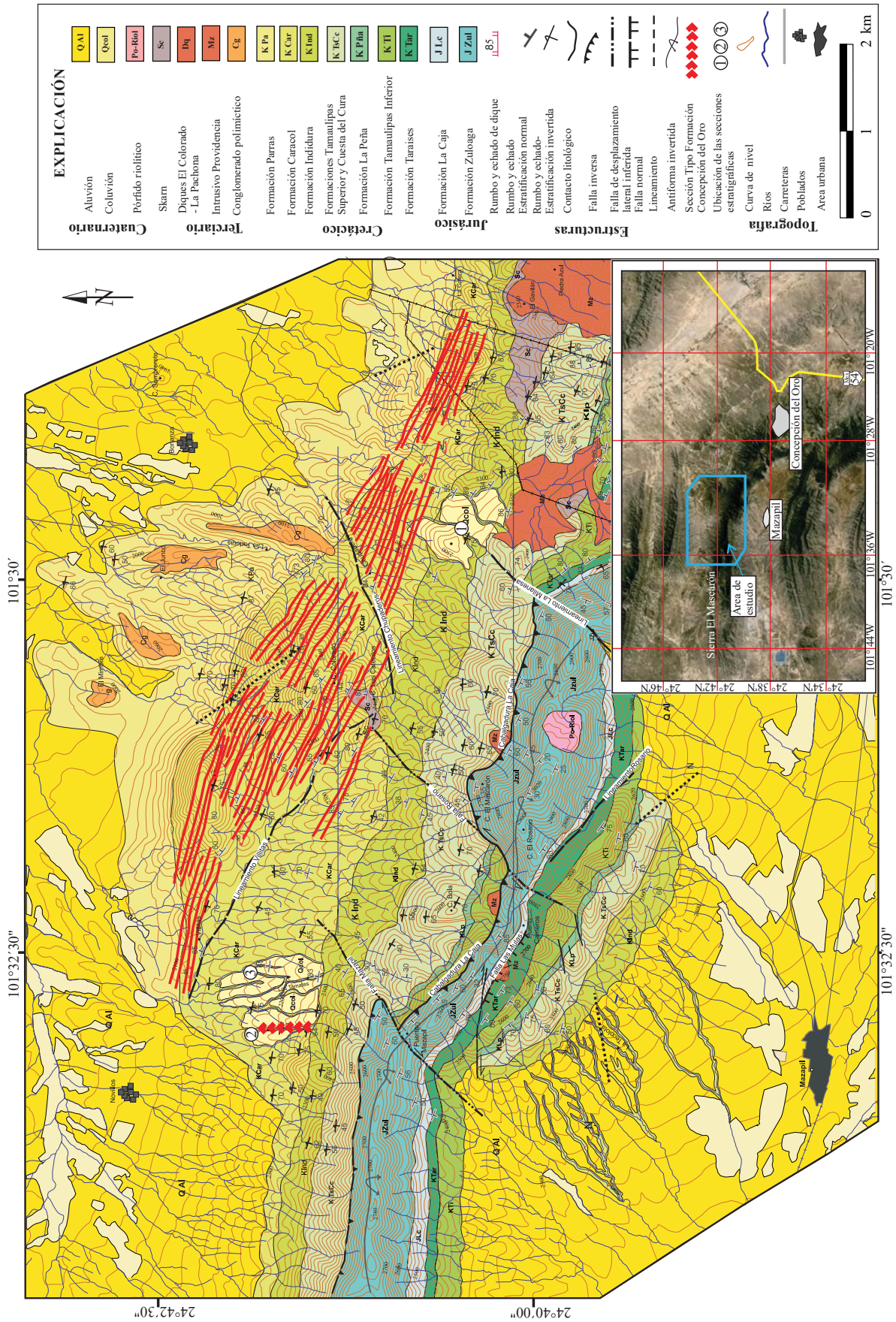


Figura 3. Mapa geológico-estructural del área de estudio (Modificado de Ramírez-Díaz, 2013).

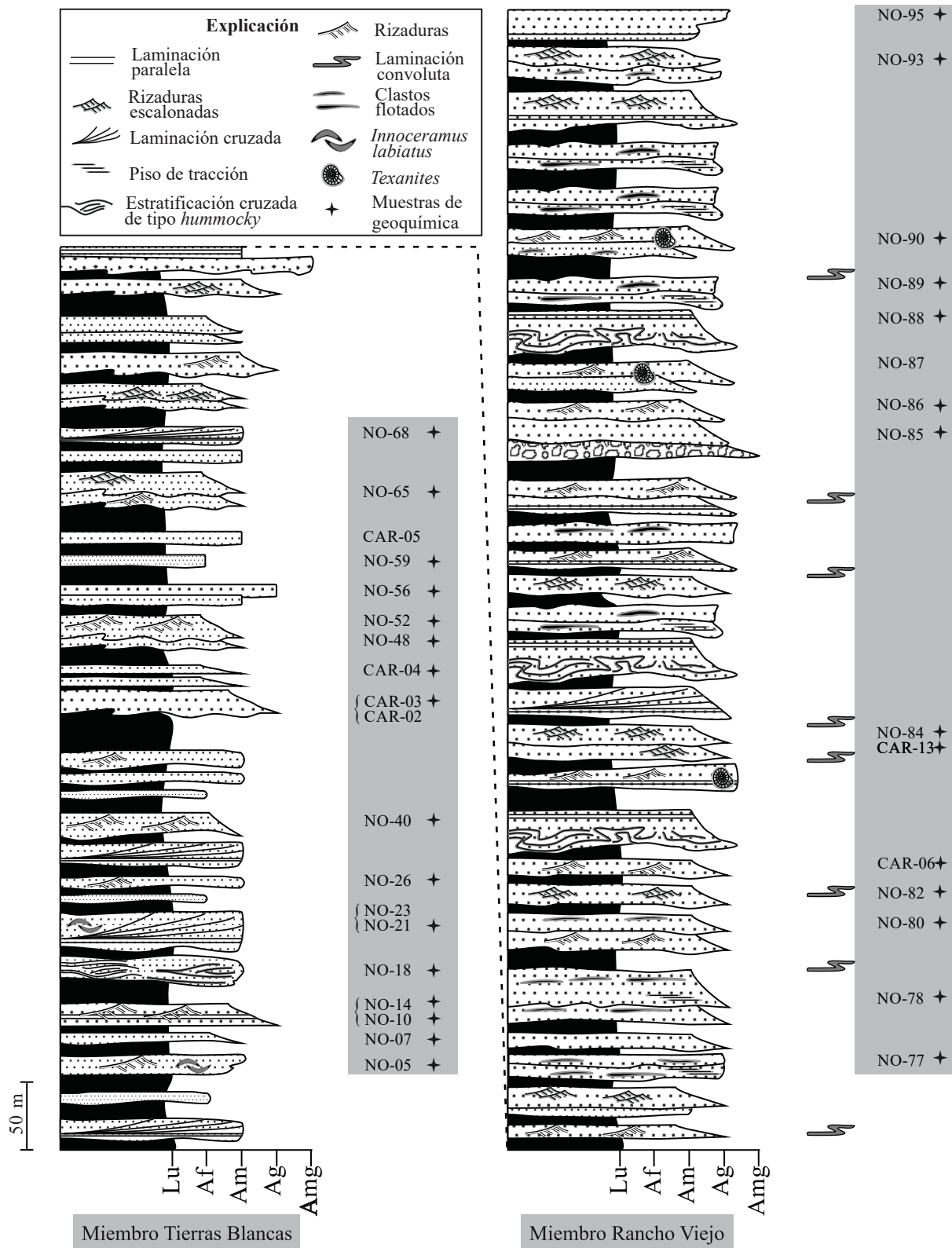


Figura 4. Columna litológica de la sección Tierras Blancas 1 donde se muestran las características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de los Miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo. Las claves “NO y CAR” marcan la ubicación de las muestras petrográficas y el símbolo “+”, las muestras en las que se realizó el análisis geoquímico (modificadas de Pinzon-Sotelo et al., 2012; Pinzon-Sotelo, 2013). Lu: lutita, Af: arenisca de grano fino, Am: arenisca de grano mediano, Ag: arenisca de grano grueso, Amg: arenisca de grano muy grueso.

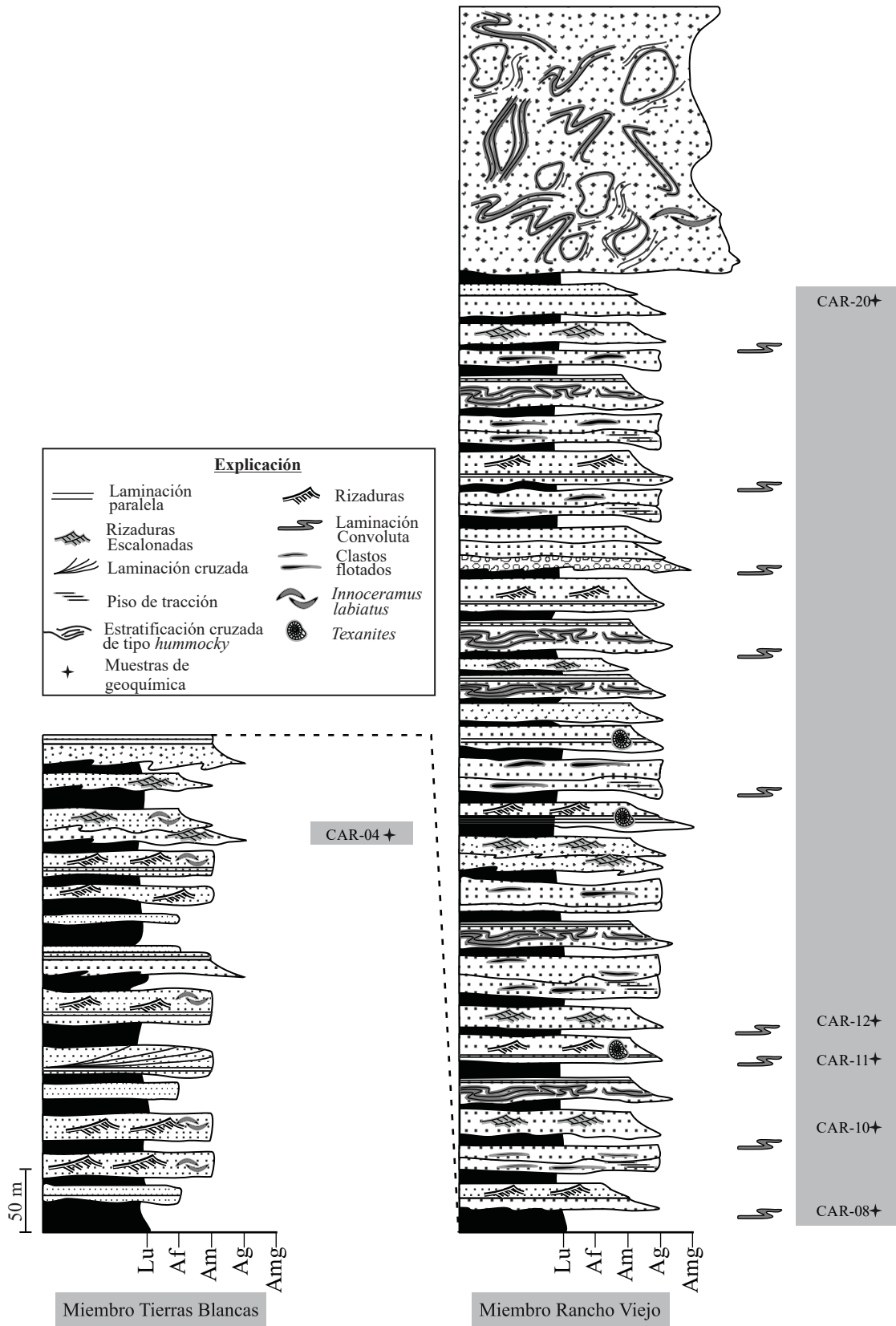


Figura 5. a: Columna litológica de la Sección Tierras Blancas 2 donde se muestran las características estratigráficas, sedimentológicas y paleontológicas de los Miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo. Las claves "CAR" marcan la ubicación de las muestras petrográficas y el símbolo "+", las muestras en las que se realizó el análisis geoquímico (Pinzon-Sotelo *et al.*, 2012a; Pinzon-Sotelo, 2013).

de minimizar el efecto del tamaño de grano. Los granos metamórficos y el Índice Metamórfico se documentaron bajo la propuesta de Garzanti y Vezolli (2003), mientras que para el Índice de Reciclamiento Sedimentario "InReSe", se siguieron las recomendaciones de Ocampo-Díaz y Rubio-Cisneros (2013). El análisis de procedencia se determinó empleando los diagramas de clasificación propuestos por Ingersoll y Suczek (1979) y Dickinson (1985).

Las láminas delgadas fueron atacadas con ácido fluorhídrico y teñidas con soluciones sobresaturadas de cobaltinitrito de sodio, cloruro de bario y alizarino para la diferenciación de los feldespatos potásicos y plagioclasas (Marsaglia y Tazaki, 1992).

Los análisis geoquímicos se realizaron en un total de 36 muestras (17 del miembro Tierras Blancas y 19 del Miembro Rancho Viejo), en los laboratorios ACME Labs en Vancouver, Canadá. Los elementos mayores y algunos traza, se cuantificaron por medio de Espectrometría de Emisión Óptica con Plasma Acoplado por Inducción (ICP-OES), mientras que los elementos traza y Tierras Raras se determinaron por Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS). Los valores de CO₂, se determinaron por cromatografía de gas bidimensional con detector de ionización de llama. Los detalles metodológicos del análisis geoquímico se pueden consultar en <http://acmelab.com>. La concentración química de los elementos mayores fue empleada para clasificar las muestras, determinar el Índice de Alteración Química (CIA, por sus siglas en inglés; Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995), empleando la ecuación:

$$CIA = \{Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)\} * 100,$$

donde CaO*, representa el CaO derivado de la fracción silicatada, y el Índice Máfico-Félsico-Meteorización (MFW) de Ohta y Arai (2007). El CaO*, se determinó bajo la propuesta de Ocampo-Díaz (2011). La composición de la roca fuente se discriminó empleando relaciones entre elementos incompatibles y compatibles; por ejemplo, Th/Sc, Zr/Sc, La/Th, La/Co, entre otros (McLennan et al., 1993).

RESULTADOS

Estratigrafía

La Cuenca Mesozoica del Centro de México, nombrada por Carrillo-Bravo (1971), está conformada por una sucesión de sedimentos marinos de más de 6000 metros de espesor. Consiste principalmente de carbonatos de edad Jurásico Tardío y Cretácico Temprano, así como rocas clásticas marinas y marinas marginales del Cretácico Tardío. El desarrollo de esta cuenca estuvo ligado con la transgresión marina desde el Golfo de México que inició en el Jurásico Medio y alcanzó su mayor profundidad durante el Cretácico. La base de los depósitos del Cretácico Superior ha sido descrita como depósitos marinos marginales y marinos profundos con edades que varían del Turoniano hasta el Campaniano (De Cserna, 1956; Rogers et al., 1956; Pearson et al., 1988; Pinzon-Sotelo et al., 2012a; Pinzon-Sotelo, 2013). La unidad más antigua y mejor expuesta ha sido denominada como Formación Caracol, la cual es accesible en afloramientos de arroyos y sobre cortes de carretera, en los estados de Zacatecas, San Luis Potosí y Durango. Sin embargo, como se describe a continuación, las características estratigráficas, paleontológicas y geocronológicas de esta unidad en la sección tipo en la sierra de Parras, Coahuila, propuesta por Imlay (1936), son muy contrastantes con los resultados aquí mostrados, por lo que se propone emplear el nombre de Formación Concepción del Oro para las sucesiones que afloran en la región de Concepción del Oro, mismas que pueden ser correlacionadas con las unidades expuestas en los estados previamente descritos.

Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol)

Antecedentes

La Formación Caracol fue definida originalmente por Imlay (1936) en el lado oeste del Arroyo Caracol, al oriente de la sierra de San Ángel, en la sierra de Parras, Coahuila, y fue descrita como una sucesión compuesta por toba devitrificada, lutita y caliza en menor proporción. El mismo autor mencionó que en la localidad tipo también se observa toba de color amarillo, de grano fino, interestratificada con capas micáceas de espesores medianos y lutita fisible; le asigna una edad probable del Coniaciano al Santoniano. De Cserna (1956) describió a la Formación Caracol en la parte oriental del Anticlinorio de Parras, Coahuila, como una alternancia de arenisca calcárea con lutita y limolita calcárea de color gris que alteran a color amarillo; en las cercanías de los anticlinorios Arteaga y Parras, Coahuila, contiene más estratos tobáceos de color gris verde o amarillento. Rogers et al. (1956) detallaron que la Formación Caracol consiste de intercalaciones de lutita y arenisca, en el distrito minero de Concepción del Oro, Zacatecas. La lutita es moderadamente calcárea a arenosa; la arenisca se presenta en estratos delgados a masivos. Pearson et al. (1988) describieron a la Formación Caracol en Real de Ángeles, Zacatecas, como una alternancia de capas de arenisca y limolita de espesores variables, con intercalaciones de material carbonoso. Enciso de la Vega (1963) describió a esta unidad en Nazas, Durango, como una sucesión de intercalaciones de arenisca de grano fino a medio y lutita arenosa y arcillosa; los espesores de los estratos son delgados a medianos. PEMEX (1988) por medio de un estudio sobre la estratigrafía del Mesozoico, reporta que la Formación Caracol está conformada por una sucesión irregular de lutita, arenisca y caliza, con interestratificaciones de toba devitrificada, que aflora principalmente en los estados de Durango, Zacatecas y San Luis Potosí. Silva-Romo (1993) y Centeno-García y Silva-Romo (1997), detallan en la sierra de Salinas, Zacatecas, que la Formación Caracol consiste de arenisca que muestra la secuencia Bouma, atribuyéndole su procedencia a la erosión de un arco magmático situado al oeste. Lawton (2012), por medio del análisis de U-Pb en circones magmáticos de los estratos tobáceos de la base de la unidad en la sierra de Parras, le asigna una edad de $\sim 85.9 \pm 0.4$ Ma., situándola en el Santoniano. Pinzon-Sotelo et al. (2012a) y Pinzon-Sotelo (2013), en el área de Concepción del Oro, describieron a la Formación Caracol como una alternancia rítmica de arenisca de grano fino a muy grueso y lutita, con escasos niveles de conglomerado. Los estratos arenosos muestran geometrías tabulares y acuñadas, con contactos inferiores rectos y erosivos, variando de delgados a gruesos. Los estratos de lutita varían de delgados a muy gruesos. Los mismos autores describieron a la Formación Caracol con base en dos miembros: 1) miembro Tierras Blancas, caracterizado por una facies con estratos que engrosan hacia la cima y gradación inversa, con granulometría de arenas medianas a arenas finas, gradación normal, laminación paralela, laminación cruzada tangencial, rizaduras asimétricas, rizaduras escalonadas, estratificación cruzada tipo *hummocky*, con un espesor de 380 m; y 2) miembro Rancho Viejo, conformado por dos facies: una constituida por intercalaciones de lutita y arenisca con estratos que engrosan hacia la cima y gradación inversa, y que cambian a una disminución en el espesor de los estratos y gradación normal; la granulometría de los estratos arenosos varía de arenas medianas a gruesas, laminación paralela, pisos de tracción, laminación cruzada tangencial, rizaduras asimétricas, rizaduras escalonadas, laminación convoluta y clastos flotados, con un espesor de 500 m. La otra facies tiene 200 m de espesor, está formada por depósitos de derrumbe (*slumps*) altamente deformados, con características estratigráficas y paleontológicas del Miembro Tierras Blancas.

El análisis de los antecedentes estratigráficos previamente descritos y su comparación con las características litológicas descritas en

la definición original de la Formación Caracol por Imlay (1936), secundadas por De Cserna (1956), Rogers *et al.* (1956) y Enciso de la Vega (1963), denotan características muy contrastantes entre la Formación Caracol en su localidad tipo, con los estratos expuestos en las inmediaciones de Concepción del Oro, siendo: 1) Las tobas abundantes, en el arroyo Caracol, sierra de Parras, no están presentes en el área de Concepción del Oro; 2) La amplia presencia de lutita, con espesores de hasta 70 m en la Formación Caracol (Imlay, 1936), no muestra espesores mayores a 2 m en el área de estudio, y 3) la edad documentada en estratos tobáceos más antiguos en la sierra de Parras, sitúan a la Formación Caracol en el Santoniano (~85.9 ± 0.4 Ma, Lawton, 2012). El Miembro Tierras Blancas que es la unidad más antigua en Concepción del Oro, tiene una edad entre el Turoniano tardío y el Coniaciano temprano; el Miembro Rancho Viejo, de edad más joven y correlacionable con la Formación Caracol que aflora en la sierra de Parras, varía del Santoniano tardío al Campaniano temprano. Bajo estas consideraciones, se propone abandonar la nomenclatura de Formación Caracol propuesta por Imlay (1936), y secundada por diversos autores (e.g., De Cserna, 1956; Rogers *et al.*, 1956; Pearson *et al.*, 1988), quienes describen a las sucesiones del Cretácico Tardío (Turoniano-Campaniano) como Formación Caracol, y se propone emplear de manera formal el nombre de Formación Concepción del Oro, compuesta por los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo, como ha sido descrito por Pinzon-Sotelo *et al.* (2013) para las sucesiones expuestas en la inmediaciones de Concepción del Oro, Zacatecas, que muestran las siguientes características estratigráficas.

Definición y localidad tipo

Los afloramientos mejor expuestos de la Formación Concepción del Oro se encuentran en las Barrancas Tierras Blancas I y II, Rancho Viejo y Gallineros, al noreste de Mazapil, Zacatecas (Figuras 3-5). La Barranca Tierras Blancas II, situada en las siguientes coordenadas geográficas: 24°41'58.3"N y 101°33'14.10"W, es considerada en el presente trabajo como la localidad tipo, donde las rocas están prácticamente sin deformar y se encuentran claramente expuestas las características y relaciones estratigráficas de la unidad. La Formación Concepción del Oro consiste de intercalaciones de lutita y arenisca, y escaso conglomerado; la arenisca se incrementa hacia la cima de la unidad. Con el objeto de establecer el estratotipo de la unidad, en la barranca Tierras Blancas, se midió una sección de referencia de un solo segmento de 1000 metros, en la cual se reconocieron dos miembros con características estratigráficas y paleontológicas distintas que se describen detalladamente más adelante. Ambos miembros en conjunto, representan las características de la Formación Concepción del Oro en las inmediaciones de Concepción del Oro, Zacatecas, México.

Miembro Tierras Blancas

El Miembro Tierras Blancas consiste de secuencias que aumentan su espesor hacia la cima y con gradación inversa, compuestas por una alternancia rítmica de lutita y arenisca (Figuras 4 y 5). La lutita se exhibe en capas que varían entre 0.5 a 2 cm de espesor, y comúnmente están intensamente fracturadas. La arenisca varía de grano grueso a fino, en estratos delgados a medianos, caracterizados por gradación normal, laminación paralela, rizaduras asimétricas, laminación cruzada recta y tangencial, estratificación cruzada convexa y cóncava (*hummocky* y *swale*) (Figuras 4 y 5). Es común observar surcos de erosión, marcas de arrastre y de saltación de partículas, y moldes de carga en la parte externa de los estratos. El contenido paleontológico e icnológico se caracteriza por fragmentos de *Inoceramus labiatus* Schlotheim en todo el miembro, con un índice de bioturbación que varía de ausente a común (BI 0-4), representado por *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Chondrites*, *Planolites* y *Palaeophycus*.

Ambiente de depósito

El Miembro Somero Tierras Blancas se caracteriza por la presencia de sucesiones cuyos estratos engrosan hacia la cima, gradación normal, con granulometría de arenas medianas a finas, laminación paralela, laminación cruzada tangencial, rizaduras asimétricas, rizaduras escalonadas, estratificación cruzada convexa y cóncava (*hummocky* y *swale*). Los índices de bioturbación del Miembro Tierras Blancas varían de ausente a común (BI 0-4) y están representados por los icnogéneros de *Thalassinoides* sp., *Ophiomorpha* sp., *Palaeophycus* sp., *Chondrites* sp. y *Skolithos* sp., que permiten interpretarlo como depósitos de frentes deltaicos influenciados o dominados por oleaje y por ríos, barras distributarias y porciones frontales de deltas.

Miembro Rancho Viejo

El Miembro Rancho Viejo consiste de sucesiones con espesores que disminuyen hacia la cima, gradación normal, así como estratos que aumentan su espesor hacia arriba y gradación inversa, conformadas por una alternancia de conglomerado, arenisca y lutita (Figuras 4 y 5). Los conglomerados son monomíticos, soportados por clastos subredondeados a redondeados de caliza de tipo *packstone* y *wackestone*. Los estratos conglomerádicos varían de medianos a muy gruesos, con geometrías lenticulares, carentes de estructuras sedimentarias internas. Los estratos de arenisca presentan espesores delgados a muy gruesos, frecuentemente se encuentran separados por niveles de lutita de 2 a 10 cm de espesor y algunas veces se presentan amalgamados. La arenisca varía de arena mediana a gruesa, exhibe gradación normal e inversa, laminación paralela y convoluta, rizaduras asimétricas y escalonadas, laminación cruzada recta y tangencial, clastos flotados, moldes de carga, surcos de erosión, estructuras de arrastre y marcas de saltación de partículas. Es común la presencia de pliegues sinsedimentarios y depósitos caóticos en la porción más superior de la sucesión (Figura 4). El contenido paleontológico e icnológico del miembro Rancho Viejo incluye impresiones de amonites del género *Texanites* localizados en la base y parte media de este miembro, así como trazas incipientes a abundantes de *Zoophycos* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Megagraption submontanum*, *Paleomeandron robustum*, *Scolicia strozzii*, *Strobilorhaphé glandifer*, *Protopalaeodycton spinela*, *Chondrites*, *Helmenthopsis abeli* (?), *Cosmorhaphé sinuosa* y *Demograption dertonensis*.

Ambiente de depósito

Las características antes descritas permiten interpretar los ambientes de depósito del Miembro Rancho Viejo como depósitos de canales submarinos de tipo mixto y de depósito, planicies de inundación no confinadas (*overbank*), transición a lóbulo de canal, lóbulos y derrumbes (*slumps*).

Edad y Correlación

El contenido paleontológico que muestra la Formación Concepción del Oro permite asignarle una edad del Turoniano tardío al Campaniano tardío. De manera particular, la presencia de *Inoceramus labiatus* en el Miembro Tierras Blancas determina una edad del Turoniano tardío al Coniaciano temprano, mientras que el amonite del género *Texanites* denota una edad del Santoniano tardío al Campaniano temprano para el Miembro Rancho Viejo. Cronoestratigráficamente, el Miembro Tierras Blancas se correlaciona con la Formación Soyatal, mientras que el Miembro Rancho Viejo es correlacionable con las formaciones Caracol, San Felipe, Cárdenas y Méndez.

Relaciones estratigráficas

La Formación Concepción del Oro sobreyace transicionalmente a la Formación Indidura y subyace concordantemente a las lutitas de la Formación Parras. El límite inferior con la Formación Indidura es una

intercalación de caliza arcillosa de estratificación delgada con lutita de espesor variable, con algunos niveles de caliza bioclástica con contactos inferiores erosivos, que pasan gradualmente a una intercalación de lutita y arenisca de grano muy fino a fino, con estratificación fina a delgada del Miembro Tierras Blancas. El límite superior de la formación es concordante con la lutita de la Formación Parras, y está definido por el cambio gradual de una sucesión de lutita y arenisca de grano fino a muy grueso con estratificación mediana a gruesa del Miembro Rancho Viejo, a una sucesión de lutita de estratificación muy gruesa de la Formación Parras. Esto se observa en las secciones Tierras Blancas I, Gallineros y Salaverna, mientras que en la sección Tierras Blancas II, el contacto con la Formación Parras es concordante y está delimitado por un depósito de derrumbe (*slump*) de 200 metros de espesor.

Petrografía de areniscas

Las areniscas de la Formación Concepción del Oro varían de moderadamente a mal clasificadas. Los constituyentes principales del esqueleto en orden de abundancia son cuarzo (42%), líticos (32%) y feldespatos (26%). La matriz es del tipo proto-matriz, pseudo-matriz y, localmente, orto-matriz (*cf.* Dickinson, 1970); su abundancia varía entre 13% y 7%, y está compuesta por minerales arcillosos no diferenciados. La cantidad de cemento de calcita esparítica y microcristalina alcanza aproximadamente el 7%. El análisis petrográfico revela que la composición de las muestras es homogénea, por lo que es posible definir únicamente dos petrofacies, de acuerdo al esquema de clasificación

propuesto por Ingersoll (1983), modificada por Ocampo-Díaz (2011) y Ocampo-Díaz *et al.* (2014). La petrofacies A “cuarzolítica” se encuentra más enriquecida en cuarzo, mientras que la petrofacies B “líticocuarzosa” presenta una mayor concentración de líticos tanto sedimentarios como volcánicos (Tabla 1 y Tablas A1-A3 del suplemento electrónico).

Petrofacies A: Cuarzolítica (Miembro Tierras Blancas)

La petrofacies Cuarzolítica ($Q_{44}F_{16}L_{40}$) está dominada por cuarzo (monocristalino > policristalino; $Qp/Qm = 0.22$) y líticos (40%) con proporciones menores de feldespatos (16%; Figura 6a-6i). El cuarzo monocristalino exhibe tamaños de arena mediana, variando de subanguloso a subredondeado, muestra predominantemente extinción ondulante, y en menor proporción extinción recta ($Qmr/Qmo \sim 0.51$; Figura 6a; Tablas A2 y A3 del suplemento electrónico). Es común encontrar fragmentos de cuarzo monocristalino con bahías de reabsorción y cuarzo con bordes de crecimiento sintaxial (Figuras 6b, 6g, 6h, 6e, 6i; Tabla A).

El cuarzo policristalino es menos frecuente respecto al monocristalino ($Qp/Qm \sim 0.22$; Tablas A2 y A3 del suplemento electrónico). Está constituido por agregados de dos a tres cristales ($Qp2-3$; 6%) y en agregados mayores que tres cristales ($Qp > 3$; 8%; Tabla A2 del suplemento electrónico). Los agregados mayores a tres cristales, frecuentemente son elongados con contactos suturados y rectos (Figuras 6b, 6d, 6f, 6i). Localmente se presentan granos polihedrales con contactos entre granos en forma de “Y” (Figura 6b).

Tabla 1. Clasificación y parámetros contados y recalculados de los granos detríticos, y significado de las abreviaturas.

Diagrama	Parámetro	Significado de las abreviaturas
QFR	Q=Qmr+Qmo+Qp2-3+Qp>3+Qrm+Qrc F=Fk+Frk+Frc+Pg+Prs+Prc R=Lsa+Lslu+Lscm+Lsce+Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm+Lsp	Qmr=Cuarzo monocristalino con extinción recta <5 Qmo=Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa >5 Qmp2-3=Cuarzo policristalino con 2-3 cristales Qmp>3=Cuarzo policristalino >3 cristales Qrc=Cuarzo reemplazado por cemento calcítico Qrm=Cuarzo en roca metamórfica Fk=Feldespatos potásico Frk=Feldespatos reemplazados por kaolinita Frc=Feldespatos reemplazados por cemento calcítico Pg=Plagioclasa Prs=Plagioclasa reemplazada por sericita Prc=Plagioclasa reemplazada por cemento calcítico Lsa=Lítico sedimentario de arenisca Lslu=Lítico sedimentario de lutita Lsce=Lítico sedimentario de caliza con textura esparítica Lscm=Lítico sedimentario de caliza con textura micrítica Lsd=Lítico sedimentario de dolomita Lsvf=Lítico sedimentario volcánico con textura felsítica Lsvt=Lítico sedimentario volcánico con textura tobácea Lsvl=Lítico sedimentario volcánico con textura lathwork Lsvm=Lítico sedimentario volcánico con textura microlítica Lsp=Lítico sedimentario plutónico Lmf ₁ =Lítico metapsamítico felsítico ₁ Lmf ₂ =Lítico metapsamítico felsítico ₂ Lmf ₃ =Lítico metapsamítico felsítico ₃ Lmf ₄ =Lítico metapsamítico felsítico ₄ Lmp ₁ =Lítico metapelítico ₁ Lmp ₂ =Lítico metapelítico ₂ Lmp ₃ =Lítico metapelítico ₃ Lmc ₂ =Lítico metacarbonatado ₂ Lmc ₄ =Lítico metacarbonatado ₄ Fs=Fósiles Bt=Biotita/ Ms=Moscovita/ Cl=Clorita/ Ep=Epidota Gl=Glaucónita/ Ap=Apatito
QmFL	Qm=Qmr+Qmo+Qrm+Qrc F=Fk+Frk+Frc+Pg+Prs+Prc L=Lsar+Lslu+Lscm+Lsce+Lsvf+Ls+Lsvl+Lsvm+LsP+Fósiles	
QmKP	Qm=Qmr+Qmo K=Fk+Frk+Frc P=Pg+Prs+Prc	
QmrQmoQp	Qmr=Qmr Qmo=Qmo Qp= Qp2-3+Qp>3	
QpLvLs	Qp=Qp2-3+Qp>3 Lv=Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm Ls=Lsar+Lslu+Lscm+Lsce	
RgRsRm	Rg=Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm+Lsp Rs=Lsar+Lslu+Lscm+Lsce Rm=Qrm	
RpRvRs	Rp=Lsp Rv=Lsvf+Lsvt+Lsvl+Lsvm Rs= Lsar+Lslu+Lscm+Lsce	

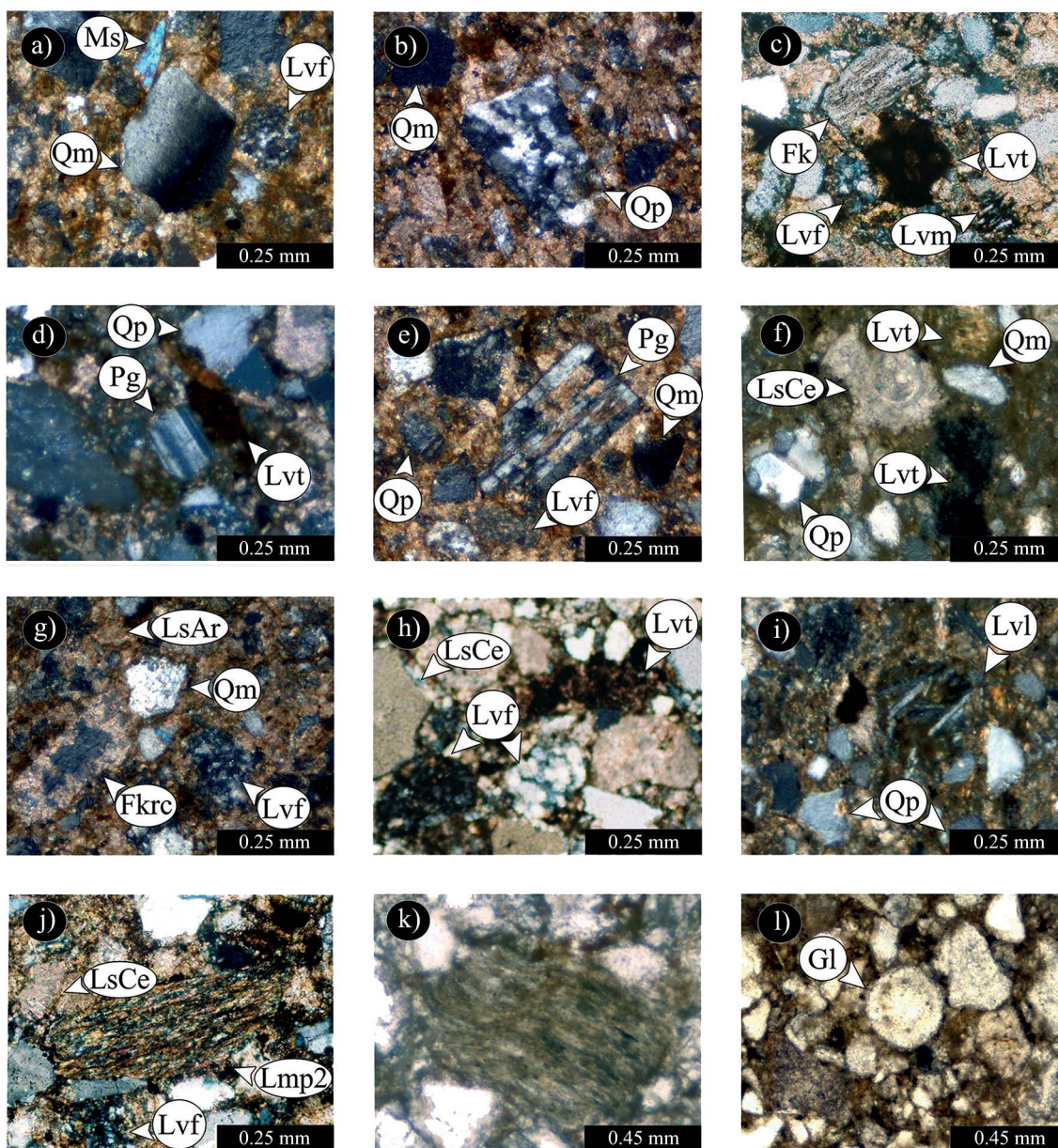


Figura 6. Fotomicrografías de la petrofacies A. a) Muestra cuarzo monocristalino (Qm) con extinción ondulante, lítico volcánico con textura felsítica (Lvf) y muscovita detrítica (Ms); b) cuarzo monocristalino con extinción recta (Qm) y cuarzo policristalino (Qp) con más de tres intracristales; notar el contacto recto entre los cristales; c) fragmento de feldespato potásico (Fk), lítico volcánico con textura felsítica, lítico volcánico con textura microlítica (Lvm) y lítico volcánico con textura tobácea (Lvt); d) plagioclasa con maclado polisintético (Pg), cuarzo policristalino y lítico volcánico tobáceo; e) plagioclasa con maclado tipo Albita (Pg), cuarzo policristalino (Qp), lítico volcánico felsítico (Lvf); f) cuarzo monocristalino (Qm), lítico volcánico felsítico (Lvf), muscovita (Ms), lítico sedimentario de carbonatos extracuenca (LsCe); g) feldespato potásico reemplazado por cemento (Fkrc), lítico sedimentario de arenisca (LsAr), cuarzo monocristalino (Qm) y lítico volcánico felsítico (Lvf); h) lítico sedimentario de caliza extracuenca (LsCe), lítico volcánico felsítico (Lvf) y lítico volcánico tobáceo; i) lítico volcánico *lathwork* con mesostasis microlítica (Lvt); j) lítico sedimentario de caliza extracuenca (LsCe), lítico metapelítico 2 (Lmp₂) y lítico volcánico felsítico (Lvf); k) lítico metapelítico 3 (Lmp₃); y l) foraminífero del tipo *Globigerina* (Gl).

El feldespato consiste de feldespato potásico > plagioclasas (P/F~0.48). El feldespato potásico muestra maclado tipo *Carlsbad* y enrejado, así como abundante alteración a caolinita (Figuras 6c-6e). Las plagioclasas exhiben macla de tipo polisintética y baja alteración a sericita (Figura 5c; Tabla A1 del suplemento electrónico).

Los líticos sedimentarios están conformados por fragmentos de rocas carbonatadas con textura microcristalina y esparítica (79%; Figuras 6f, 6h y 6l), líticos de dolomía (6%), fragmentos de arenisca de grano fino (12%; Figura 6g) y fragmentos de lutita (3%).

Los líticos volcánicos, en orden de abundancia, muestran textura felsítica (62%), tobácea (28%) y de *lathwork* (10%; Tabla A1 del suplemento electrónico). Los líticos volcánicos con texturas felsíticas están conformados por un mosaico microgranular de cristales de feldespato y cuarzo (Figuras 6c-6i). Los líticos volcánicos tobáceos exhiben texturas vítreas e inclusiones de microcristales afaníticos (Figuras 6c y 6f). Los líticos con textura *lathwork* consisten de fenocristales de feldespatos potásicos y plagioclasas embebidos en una mesostasis de minerales afaníticos (Figura 6i).

Los líticos metamórficos en la petrofacies A presentan abundancia moderada (21%), mostrando un grado metamórfico que varía de metasamítico/metafelsítico₂, metasamítico/metafelsítico₃, metapelítico₂ y metapelítico₃ (Figuras 6j y 6k).

Como minerales accesorios se encuentran: biotita, clorita férrica, circón, glauconita, tremolita y epidota. Los minerales opacos son comunes; además se presentan escasos fragmentos de foraminíferos planctónicos del suborden *Globigerina* (Figura 6i).

La matriz es < 10%, representada por proto-matriz, pseudo-matriz y localmente orto-matriz. El cemento, que es menor a 8%, consiste en calcita esparítica y microcristalina.

Las variaciones composicionales, en el contenido de líticos sedimentarios y líticos volcánicos, permiten dividir a la petrofacies A en las subpetrofacies A1 y A2. Éstas corresponden estratigráficamente a la base y a la cima del Miembro Tierras Blancas (Pinzon-Sotelo *et al.*, 2012a).

Subpetrofacies A1 (base del Miembro Tierras Blancas). La subpetrofacies A1 muestra mayor contenido de fragmentos volcánicos con respecto a los sedimentarios (Rv/Rm+Rp: ~3.02; Rs/Rv+Rm: ~1.09; Tabla A3 del suplemento electrónico). Los litoclastos volcánicos en orden de abundancia consisten de fragmentos volcánicos con texturas felsíticas; fragmentos tobáceos con texturas relictas holohialinas, devitrificadas y localmente fluidales y líticos con textura *lathwork*, caracterizados por fenocristales de plagioclasa y cuarzo en una mesostasis afanítica. Los fragmentos sedimentarios están conformados por caliza con texturas microcristalina y esparítica, dolomía, arenisca y lutita. Los fragmentos metamórficos consisten en litoclastos metasamíticos/metafelsíticos₁, metasamíticos/metafelsíticos₂, metapelíticos₂ y metapelíticos₃.

Subpetrofacies A2 (cima del Miembro Tierras Blancas). La subpetrofacies A2 se caracteriza por la abundancia de litoclastos sedimentarios (Rs/Rv+Rm: 2.0; Tabla A3 del suplemento electrónico), los cuales están conformados por fragmentos de caliza con textura microcristalina y esparítica (Figura 7), líticos de lutita y arenisca. Los fragmentos volcánicos son escasos (Rv/Rm+Rp = 4.21), y muestran texturas felsíticas, tobáceas y *lathwork*. Los fragmentos metamórficos son líticos metasamíticos/felsíticos₂, metasamíticos/felsíticos₃, metapelíticos₂ y metapelíticos₃ (Tabla A1 del suplemento electrónico). La cantidad de fragmentos de rocas sedimentarias y de líticos volcánicos con texturas *lathwork* y tobácea disminuye hacia la cima del Miembro Tierras Blancas (38% a 26% y 42% a 24%, respectivamente).

Petrofacies B: Lítico-cuarzosa (Miembro Rancho Viejo)

La petrofacies lítico-cuarzosa está definida por el alto contenido de litoclastos sedimentarios y por la menor concentración de cuarzo y feldespatos respecto a la Petrofacies A (Q₃₅F₁₄L₅₁; Tablas A1 y A2 del suplemento electrónico).

El cuarzo monocristalino con extinción recta es más abundante que el cuarzo monocristalino con extinción ondulante (Qmr/Qmo: ~1.2; Tabla A2 y A3 del suplemento electrónico); ambas variedades muestran ocasionalmente golfos de reabsorción, texturas tipo *shard* y bordes de crecimiento sintaxial. El cuarzo policristalino se presenta en menores proporciones (Qp/Qm: ~0.57; Tabla A3 del suplemento electrónico), en agregados mayores de tres cristales que exhiben extinción ondulante individual, contactos suturados y elongación preferencial. También se observan cristales polihedrales con contactos rectos y en forma de "Y".

Los feldespatos potásicos son más abundantes que las plagioclasas (P/F ~0.49; Tabla A3). Presentan maclado de tipo *Carlsbad* y en enrejado y, localmente, están reemplazados por caolinita y/o cemento calcítico. Las plagioclasas presentan maclado tipo Albita y comúnmente están alteradas a sericita y/o están siendo reemplazadas por cemento calcítico.

Los litoclastos, en orden de abundancia, son sedimentarios y vol-

cánicos, plutónicos y metamórficos (Tablas A1 y A3 del suplemento electrónico; Rs/Rv+Rm=1.03 y Rv/Rm+Rv=0.009).

Como líticos sedimentarios se encuentran caliza con texturas esparítica (60%) y microcristalina (14%; Figura 7a), dolomía (11%), arenisca de grano fino (10%) y, en menor abundancia, lutita (5%).

Los fragmentos volcánicos están dominados por litoclastos con textura felsítica (75%; Figuras 7b, 7d y 7h; Tabla 1); líticos tobáceos (21%), litoclastos volcánicos con textura *lathwork* (3%; Figura 7f; Tabla A1 del suplemento electrónico); y líticos volcánicos microlíticos (2%; (Figura 6d)). Los fragmentos de roca plutónica o hipabisales exhiben textura gráfica, porfirítica y ocasionalmente mirmequítica (Figuras 7j y 7k). Los fragmentos de rocas metamórficas están representados por líticos metasamítico/felsítico₁, metasamítico/felsítico₂, metasamítico/felsítico₃, metasamítico/felsítico₄, metapelítico₁, metapelítico₂, metapelítico₃, metacarbonatado₂ y metacarbonatado₄ (Figuras 6g-6i).

Los minerales accesorios de la petrofacies B consisten predominantemente de muscovita, biotita, glauconita, circón, tremolita y clorita férrica. La epidota y los minerales opacos se presenta esporádicamente. Los foraminíferos planctónicos, como *Globotruncanidae* y *Heterohelicidae*, son comunes.

La petrofacies lítico-cuarzosa tiene 6% de cemento calcítico con hábito poiquilítico (70% del cemento; Tabla 1) rellenando principalmente los poros. El cemento dolomítico es menos frecuente y localmente se observa reemplazando al cemento calcítico (30% de cemento; Tablas A1 y A del suplemento electrónico).

Composición del área fuente y procedencia de las areniscas

Los mejores indicadores de la composición del área fuente de la Formación Concepción del Oro son los fragmentos líticos. Con respecto a las areniscas del Miembro Rancho Viejo, las muestras del Miembro Tierras Blancas presentan una mayor abundancia de fragmentos volcánicos (Lv/Lt = 0.39; Tabla A3 del suplemento electrónico), sedimentarios (caliza y lutita; Ls/Lt = 0.51) y en menor grado fragmentos metamórficos de los tipos Lmp₁-Lmp₂ y Lms₂-Lms₃.

Los diferentes granos de cuarzo indican una predominancia de rocas fuente graníticas, granodioríticas, dacíticas, riolíticas, metamórficas de bajo a alto grado, de zonas de sutura y metamórficas recrystalizadas. En relación con las areniscas del Miembro Tierras Blancas, las muestras del Miembro Rancho Viejo muestran un mayor aporte de fuentes metamórficas de grado medio a alto y metamórficas recrystalizadas (Qp/Qm = 0.56; Figura 8a; Tabla A3 del suplemento electrónico; Basu *et al.*, 1975).

La ortoclasa, el sanidino y la microclina sugieren rocas fuente plutónicas y volcánicas félsicas, mientras que las plagioclasas indican un origen volcánico y plutónico, derivado de fuentes extrusivas intermedias y plutónicas félsicas, con una posible contribución importante de rocas metamórficas de bajo grado (*cf.* Pittman, 1963).

Ambiente tectónico

En el diagrama ternario QmFLt de Dickinson (1985), las muestras del Miembro Tierras Blancas se encuentran dentro del campo de orógenos reciclados y los sedimentos del miembro Rancho Viejo sugieren procedencias de arco volcánico transicional (Figura 8b). En tanto, en el diagrama ternario QpLvLs de Dickinson (1985), las muestras de ambos miembros se encuentran dentro del campo de orógenos de arcos volcánicos. Sin embargo, en el mismo diagrama las areniscas de la subpetrofacies A2 marcan una tendencia hacia la zona de orógenos de sutura (Figura 8c). En ambos diagramas se marca la procedencia e influencia de un ambiente de arco volcánico, lo cual está relacionado con el contenido de líticos. Por último, el diagrama LmLvLs de Ingersoll y Suczek (1979) sugiere que la cuenca sedimentaria está relacionada con un sistema de tipo trasarco (Figura 8d).

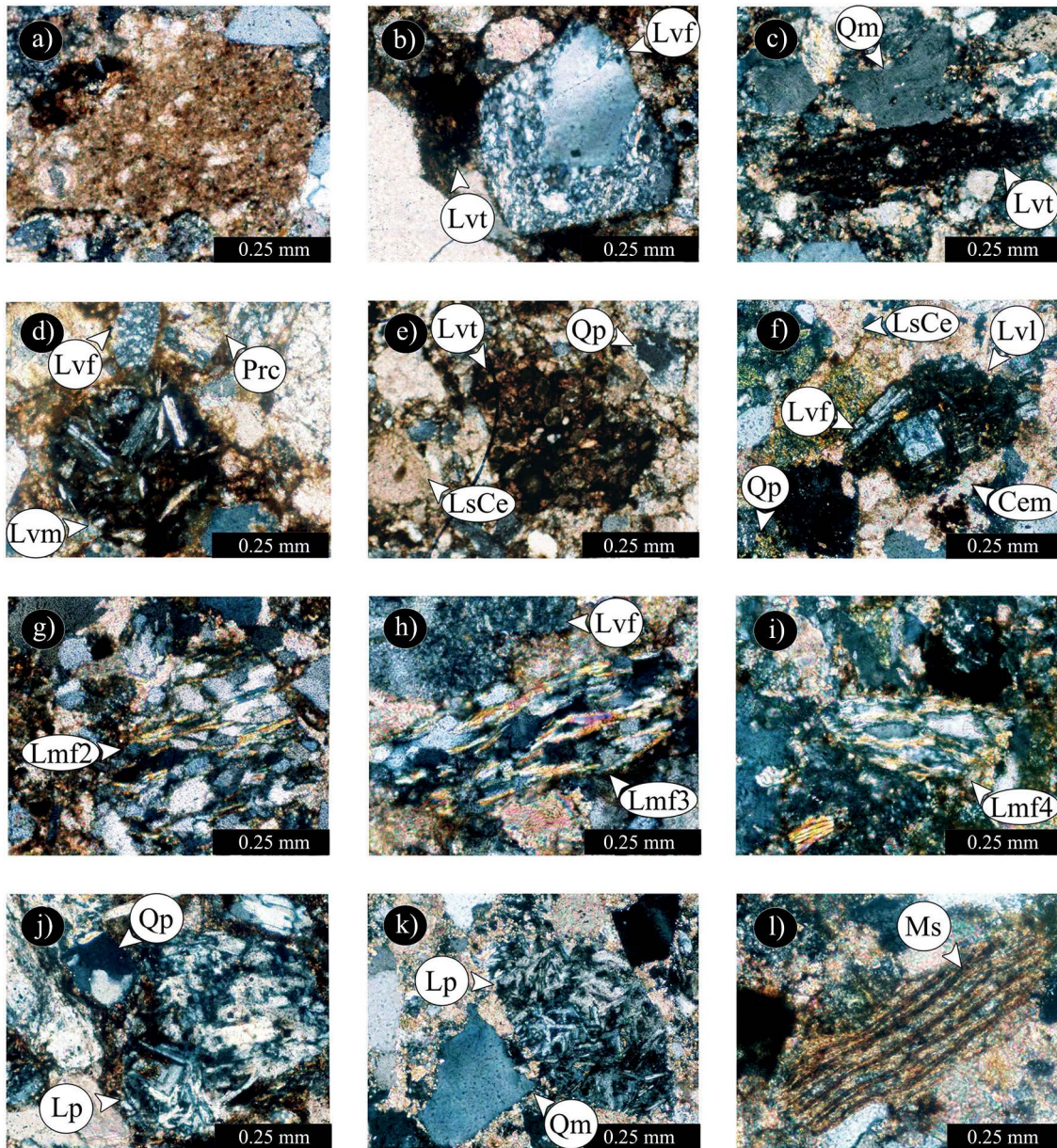


Figura 7. Fotomicrografías de la petrofacies B. a) Lítico sedimentario de caliza extracuenca con globigerínidos; b) líticos volcánicos felsíticos (Lvf); c) cuarzo monocristalino (Qm) y lítico volcánico tobacéo (Lvt); d) fragmento volcánico microlítico con mesostasis afanítica, lítico volcánico felsítico (Lvf) y plagioclasa reemplazada por cemento (Prc); e) lítico volcánico tobacéo (Lvt), cuarzo policristalino (Qp) y lítico sedimentario de caliza extracuenca (LsCe); f) cuarzo policristalino (Qp), lítico volcánico con textura *lathwork* con mesostasis afanítica (Lvl), lítico volcánico felsítico (Lvf) y lítico sedimentario de caliza extracuenca (LsCe); g) lítico metafelsítico₂ (Lmf₂); h) lítico volcánico felsítico (Lvf) y fragmento metafelsítico₃ (Lmf₃); i) lítico metafelsítico₄ (Lmf₄); j) lítico plutónico (Lp) y cuarzo policristalino (Qp); k) lítico plutónico (Lp) y cuarzo monocristalino (Qm) y l) biotita detrítica.

Geoquímica de areniscas

Considerando las concentraciones de Na₂O y K₂O, la mayoría de las muestras se clasifican como litarenitas (anteriormente gravacas de Pettijohn *et al.*, 1972) y sólo una muestra del Miembro Rancho Viejo presenta bajas concentraciones en Na₂O (Pettijohn *et al.*, 1972; Figura 9a). Las concentraciones de Na₂O son ligeramente más altas que las de K₂O en el Miembro Tierras Blancas, representado por relaciones K₂O/Na₂O de 0.5 (media de Miembro Tierras Blancas: 0.4 %; y Miembro Rancho Viejo: 0.6). Dentro del esquema de Pettijohn *et al.* (1972; Figura 9b), que clasifica las muestras con base en las relaciones logarítmicas de Na₂O/K₂O vs. SiO₂/Al₂O₃, las muestras se clasifican como litarenitas

ricas en matriz, y algunas muestras de ambos miembros se proyectan en el límite del campo de las arenitas líticas (Figura 9b).

Control mineralógico en la composición química de roca total

La relación de SiO₂ vs. Al₂O₃ muestra valores de correlación moderados, y las fuertes correlaciones entre el LOI y CaO (Figuras 10a y 10b), indican la influencia del CaO derivado del cemento carbonatado y de los filosilicatos en las muestras analizadas (Al₂O₃; *cf.* Jenchen y Rosenfeld, 2007). Las altas correlaciones positivas entre K₂O y Rb con Al₂O₃ (Figuras 10c-10d) sugieren que el K y Rb residen en los filosilicatos. Las areniscas del Miembro Rancho Viejo muestran una

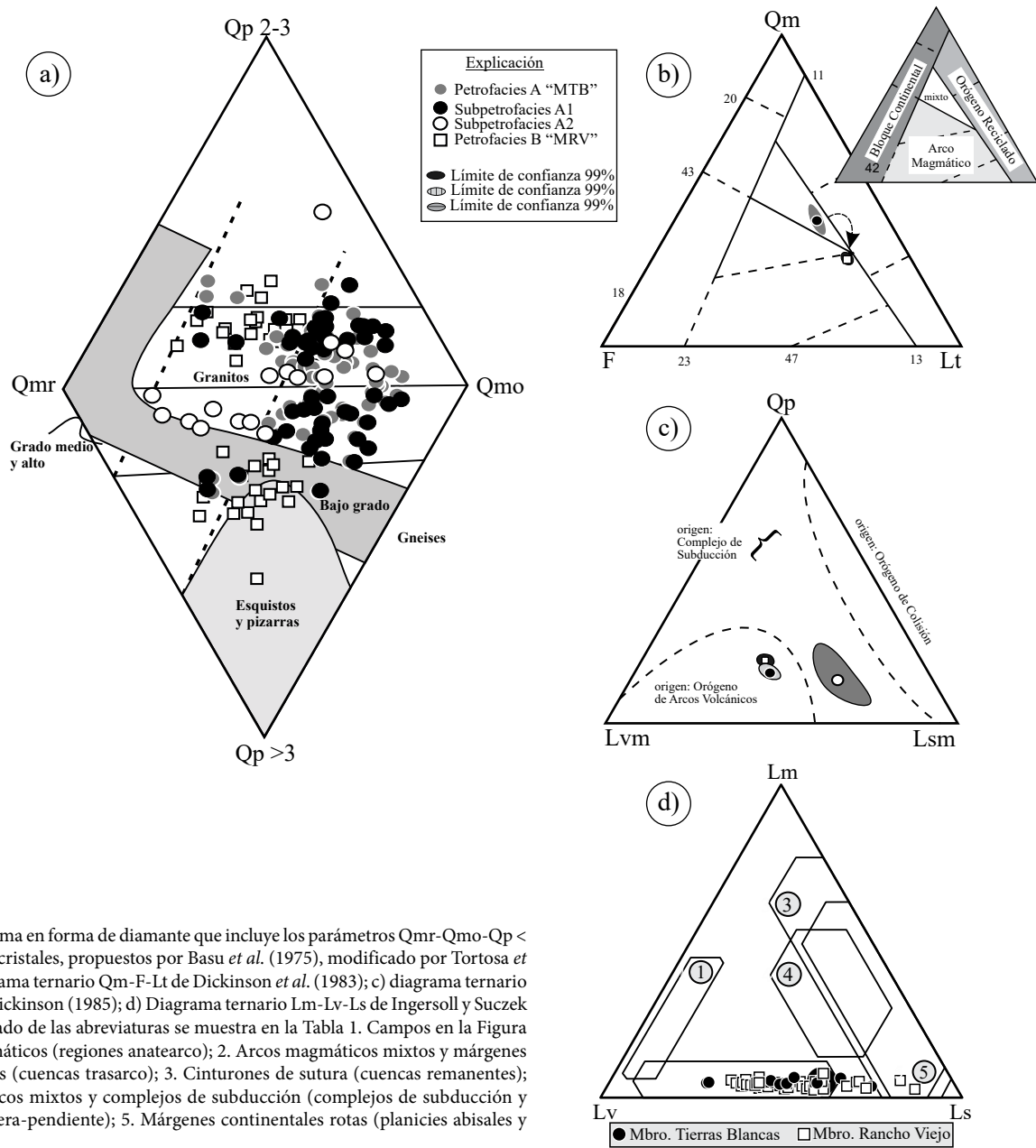


Figura 8. a) Diagrama en forma de diamante que incluye los parámetros Qmr-Qmo-Qp < 3 cristales-Qp > 3 cristales, propuestos por Basu *et al.* (1975), modificado por Tortosa *et al.* (1991); b) diagrama ternario Qm-F-Lt de Dickinson *et al.* (1983); c) diagrama ternario Qp-Lv-Ls según Dickinson (1985); d) Diagrama ternario Lm-Lv-Ls de Ingersoll y Suczek (1979). El significado de las abreviaturas se muestra en la Tabla 1. Campos en la Figura 7d: 1. Arcos magmáticos (regiones anatearco); 2. Arcos magmáticos mixtos y márgenes continentales rotos (cuencas trasarco); 3. Cinturones de sutura (cuencas remanentes); 4. Arcos magmáticos mixtos y complejos de subducción (complejos de subducción y cuencas de trinchera-pendiente); 5. Márgenes continentales rotos (planicies abisales y eugeoclinales).

mayor influencia de minerales filosilicatados, como lo indica la mayor concentración de Rb y Al₂O₃ (Tabla 2 y Tablas A4 y A5 del suplemento electrónico). La baja correlación positiva entre Cr y Al₂O₃ marca la derivación del Cr de óxidos minerales como cromita o serpentinita (Figura 10e; Meinhold *et al.*, 2007; Ocampo-Díaz, 2007).

Meteorización y reciclamiento sedimentario

La relación de Th/U permite documentar la movilidad del U durante condiciones de meteorización y reciclamiento sedimentario (*e.g.*, McLennan *et al.*, 1993). Los sedimentos de ambos miembros reflejan condiciones de meteorización y reciclamiento sedimentario de rocas de la corteza superior bajo condiciones que favorecen la oxidación de U⁴⁺ a U⁶⁺ (Taylor y McLennan, 1985; McLennan *et al.*, 1993; Figura 11a; media de relación Th/U: Miembro Tierras Blancas: 2.80 y Miembro Rancho Viejo: 2.64).

El grado de retrabajo y la clasificación de los minerales puede ser estimada empleando las relaciones de Zr/Sc, considerando que el enriquecimiento es favorecido por la mayor concentración de circonio (McLennan *et al.*, 1993; Figura 11b). La relación Th/Sc de las rocas sedimentarias caracteriza el promedio de la procedencia y evolución magmática. El Miembro Rancho Viejo muestra los valores más bajos de Zr/Sc, y el Miembro Tierras Blancas presenta el mayor enriquecimiento en circonio (Miembro Rancho Viejo: 17; Miembro Tierras Blancas: 20; Figura 11b). En tanto, el Miembro Tierras Blancas presenta los valores más altos de Th/Sc (media: Miembro Tierras Blancas: 0.7 y Miembro Rancho Viejo: 0.6; Figura 11b).

Paleometeorización

Los valores del Índice de Alteración Química (CIA, por sus siglas en inglés; Nesbitt y Young, 1982), sugieren que las muestras de ambos

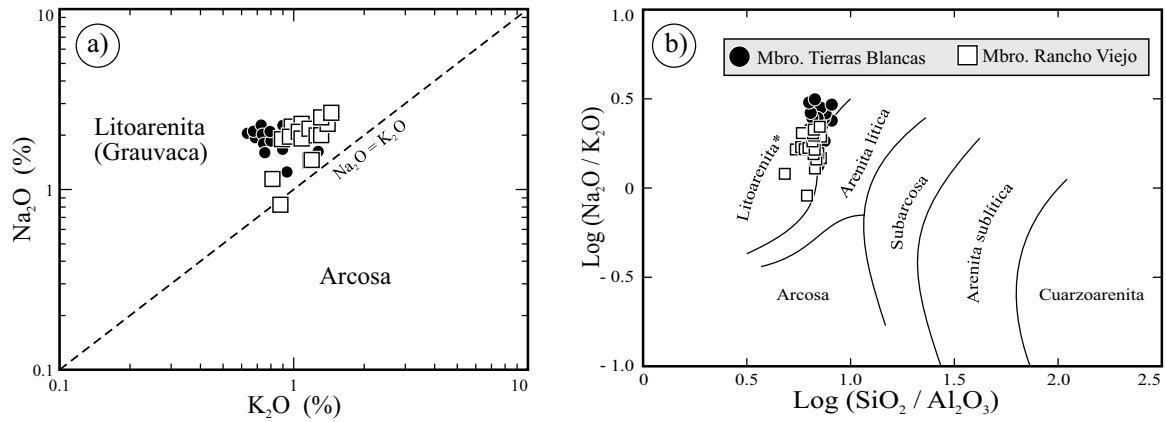


Figura 9. a) Diagrama bivariado K_2O - Na_2O de clasificación geoquímica según Pettijohn (1963); b) esquema de clasificación de areniscas que compara las relaciones logarítmicas de Na_2O/K_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 de Pettijohn *et al.* (1972).

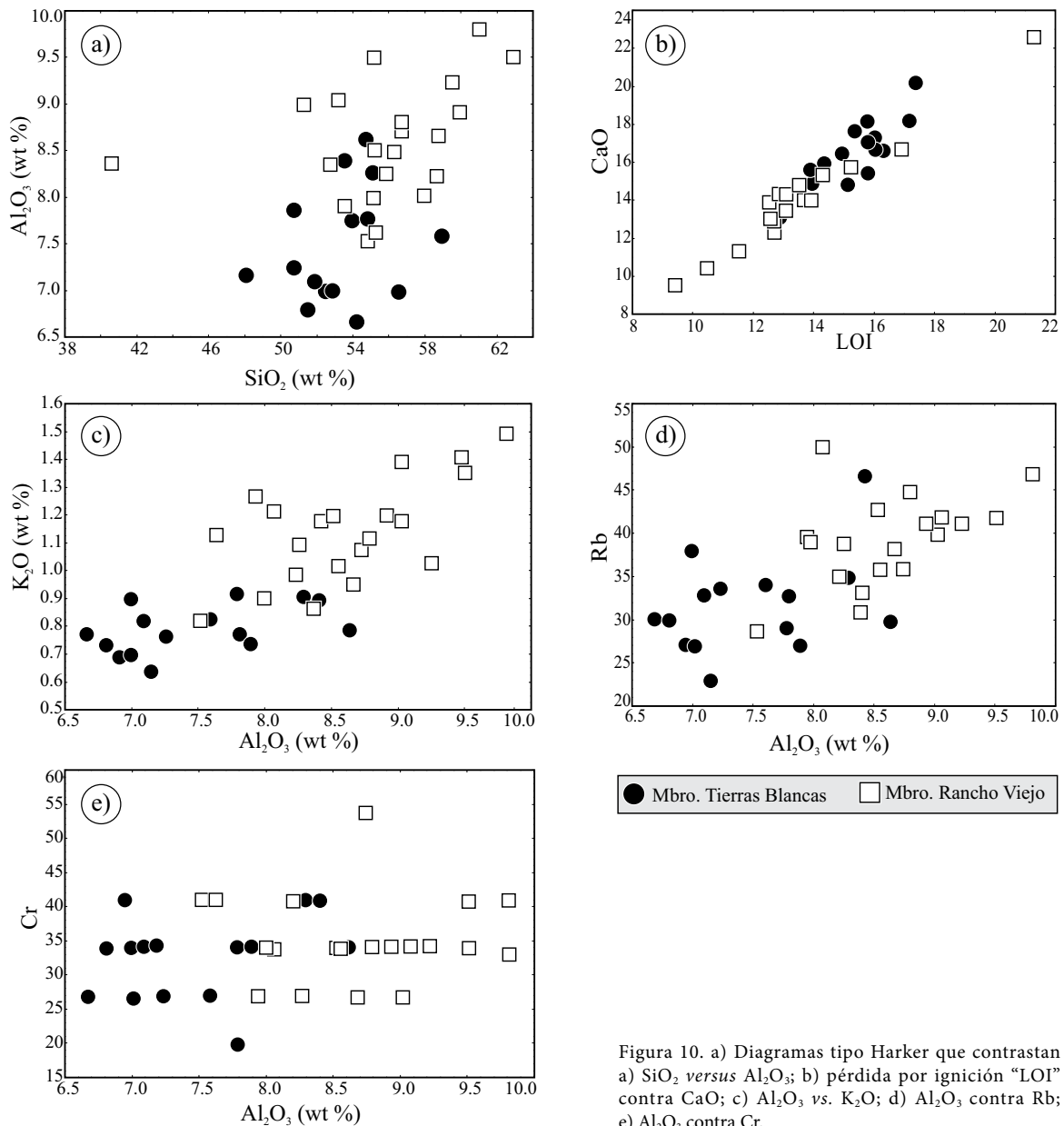


Figura 10. a) Diagramas tipo Harker que contrastan a) SiO_2 versus Al_2O_3 ; b) pérdida por ignición "LOI" contra CaO; c) Al_2O_3 vs. K_2O ; d) Al_2O_3 contra Rb; e) Al_2O_3 contra Cr.

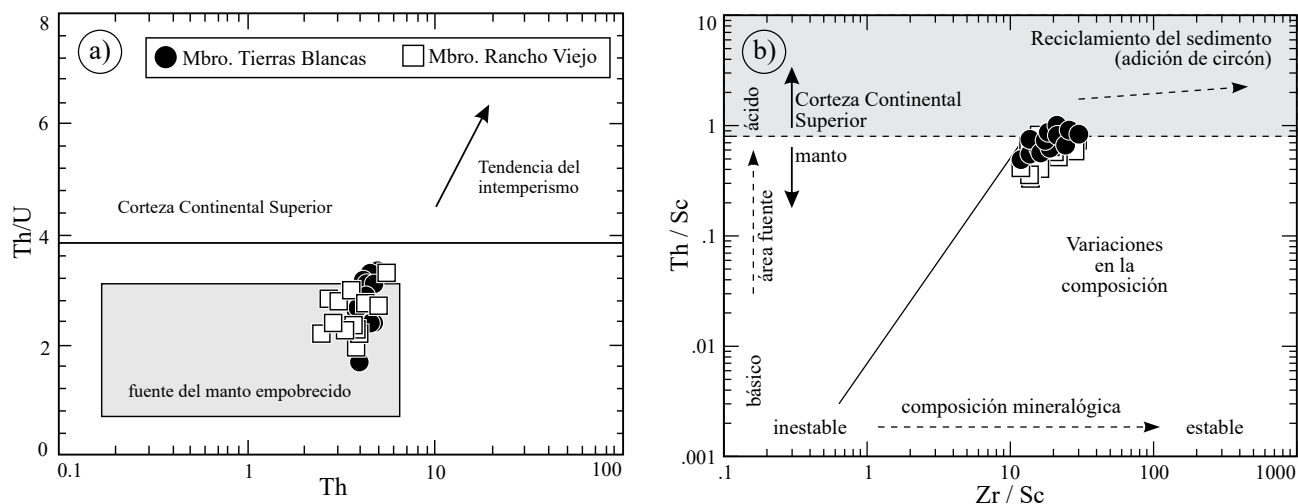


Figura 11. Diagramas bivariados que comparan las relaciones: a) Th vs. U, de acuerdo con McLennan *et al.* (1993); b) Zr/Sc contra Th/Sc de McLennan *et al.* (1993) modificada por Jenchen (2001).

miembros presentan valores bajos a moderados de alteración y diagénesis (Miembro Tierras Blancas: 55 y Miembro Rancho Viejo: 53). Estos valores son característicos de rocas fuentes no alteradas (*e.g.*, riolitas, basaltos y gabros; Figura 12a). Estas condiciones de meteorización están apoyadas por el índice empírico Máfico (M), Félsico (F) y Meteorización (W), que sugieren que las muestras de Miembro Tierras Blancas muestran variaciones en Máfico de 28 a 57 (media 45), Félsico de 28 a 59 (media 37) y Meteorización de 12 a 26 (media 17). A su vez, el Miembro Rancho Viejo, tiene variaciones en Máfico de 24 a 52 (media 39), Félsico de 34 a 62 (media 45) y Meteorización de 11 a 23 (media 16). Todas las muestras analizadas, en la expresión gráfica ternaria MFW, reflejan los valores bajos de meteorización (W), ya que en su mayoría se ubican sobre la línea de tendencia de Máfico-Félsico, en campos cercanos a los valores teóricos de rocas de composición granítica, así como andesita-dacita calci-alcálicas (Figura 12b).

Composición del área fuente

Las bajas relaciones de La/Th (< 5) y los contenidos de Hf (~3.1 en ambos miembros) sugieren una procedencia derivada de una mezcla de fuentes de félsicas y máficas (*cf.* Floyd y Leveridge, 1987; Figura 13a). Las relaciones de La/Co vs. Th/Co, muestran una alta correlación posi-

tiva, sugiriendo rocas de composición intermedia. Las relaciones de Cr/Th y Ti/Nb de cuatro muestras del Miembro Rancho Viejo muestran una contribución de áreas fuente ultramáficas, y siete del Miembro Rancho Viejo muestran procedencia de rocas máficas (Ti/Nb>500; Tabla 2; *cf.* Condie y Wronkiewicz, 1990; Jenchen, 2001; Figura 13b).

El valor normalizado promedio de todas la muestras de la Formación Concepción del Oro contrastado con los valores de condrita de Taylor y McLennan (1985), indica que comparando con los valores de la Corteza Continental Superior (CCS), con los del Compósito de Lutita de Norteamérica (CLNA) y con las Lutitas Australianas Posarquianas (LPAA) son significativamente más bajos (Figura 14a), mostrando una anomalía negativa de Eu más pronunciada. Los REE, en general, tienen una concentración total de 74.0 ppm (media de la muestra total; Miembro Tierras Blancas: 77.4 ppm y Miembro Rancho Viejo: 70.9 ppm). La fracción total promedio de las tierras raras pesadas es 5.6 (Miembro Tierras Blancas: 5.4 y Miembro Rancho Viejo: 5.8). La fracción de las tierras raras ligeras (2.4 media de la muestra total) presenta poca variación entre los miembros (Figura 14b). Ambos miembros presentan una anomalía de Eu negativa Eu/Eu* con valores promedios de 0.79 (Figura 14b). Los patrones de los REE normalizados vs. condrita (*cf.* Taylor y McLennan, 1985), sugieren

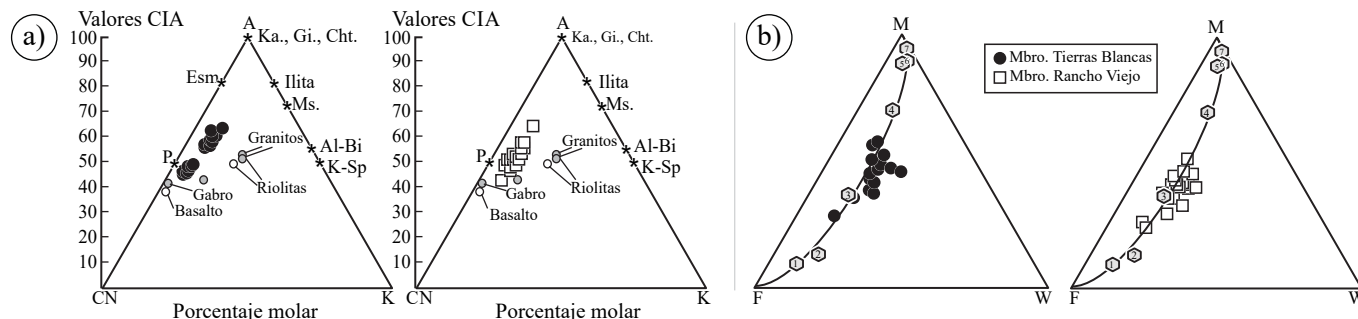


Figura 12. Diagramas ternarios que contrastan, a) A-CN-K (aluminio-calcio+sodio-potasio) con los valores del índice del alteración química (CIA) (tomada de Nesbitt, 2003), todos graficados en fracción molar; b) M-F-W (Máfico-Félsico-Meteorización) de Ohta y Arai (2007). Abreviaturas empleadas en la figura a) Ka: caolinita, Gi: gibsita, Cht: clorita, P: Plagioclasa, K-Sp: Feldespato Potásico, Al-Bi: biotita alcalina, Ms: muscovita. Significado de los números en la figura b) 1. riolita calcalcalina, 2. granito, 3. dacita calci-alcálica, 4. andesita calcalcalina, 5. basalto de arco volcánico, 6. basalto alcalino; 7. komatita. $M = -0.395 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \times \ln(\text{MgO}) + 0.368 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266$ $F = 0.191 \times \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.243 \times \ln(\text{MgO}) + 0.079 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892$ $W = 0.203 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.002 \times \ln(\text{MgO}) - 0.448 \times \ln(\text{CaO}^*) - 0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 1.374$.

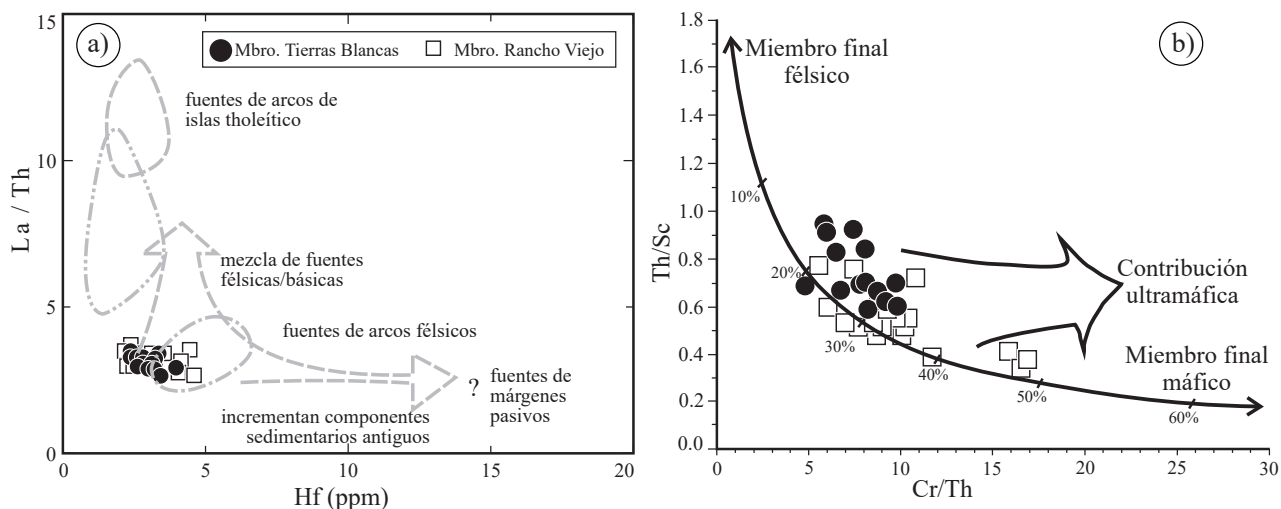


Figura 13. Diagramas bivariados para determinar la composición del área fuente: a) Hf vs. La/Th de Floyd y Leveridge (1987); y b) Cr/Th vs. Th/Sc de Condie y Wronkiewicz (1990). CCS: Corteza Continental Superior.

derivación de rocas relacionadas con arcos juveniles con aporte moderado de rocas metamórficas, que han experimentado procesos de reducción-oxidación durante la meteorización, como lo marca la moderada anomalía negativa de Eu y el enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras.

Ambiente tectónico

Bhatia y Crook (1986) indican que el La, Th, Zr y Sc presentan baja movilidad y poco tiempo de residencia en el agua de los océanos; estos elementos son transferidos a los sedimentos clásticos durante los procesos iniciales de la meteorización y el transporte. Por tal motivo, son considerados como indicadores químicos en la discriminación del ambiente tectónico. Las concentraciones de La, Th, Zr y Sc que presentan las muestras de ambos miembros, sugieren una derivación de márgenes continentales activos (Figuras 15a-b). Del mismo modo, los valores promedio de la relación La_N/Yb_N en las muestras de ambos miembros oscilan entre 5.43 (Miembro Tierras Blancas) y 5.72 (Miembro Rancho Viejo), sugiriendo un ambiente tectónico de un arco de islas continental (cf. Bhatia, 1985).

DISCUSIÓN

Composición de las áreas fuente

El análisis modal y geoquímico de las areniscas de la Formación Concepción del Oro, sugieren una mezcla de fuentes derivadas de rocas máficas y félsicas, con aporte de fuentes metamórficas y sedimentarias. De manera particular, se observa que las muestras del Miembro Tierras Blancas fueron alimentadas en orden de abundancia por rocas volcánicas dacíticas y andesíticas y, en menor abundancia, riolíticas, rocas sedimentarias como caliza y lutita, rocas metamórficas de grado bajo del tipo esquisto pelítico de muscovita (Lmp_2 , Lmp_3 , y Lps_2), y rocas plutónicas de composición granítica y granodiorítica. En cambio, la composición modal de las areniscas del Miembro Rancho Viejo indica aportación de rocas dacíticas, andesíticas y basálticas ($Ti/Nb > 500$; Figura 16), rocas metamórficas de grado bajo a alto del tipo esquistos cálcicos, esquistos pelíticos y samíticos de biotita y muscovita, así como gneises, rocas graníticas, y rocas sedimentarias como lutita y arenisca. El enriquecimiento que muestran los elementos de tierras raras ligeras

vs. elementos de tierras raras pesadas, marcan un aporte de rocas de arco volcánico joven, en ambos miembros. Por otro lado, la anomalía negativa del Eu/Eu^+ indica un aporte de material cortical antiguo, sugerido por el contenido de fragmentos metamórficos (Figuras 14a-14b).

Procedencia de la Formación Concepción del Oro

Las rocas volcánicas de composición intermedia-félsica que representan las fuentes más importantes para la Formación Concepción del Oro, pueden ser las que conforman los terrenos Guanajuato y Zihuatanejo (Centeno-García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2011). Igualmente, también pudieron ser rocas fuente las rocas volcánicas del Jurásico Temprano y Medio conformadas por las formaciones Nazas, Rodeo y La Boca, distribuidas en los terrenos Parral, Central y Oaxaquia del Oeste, como lo ha documentado Lawton *et al.* (2009) (Figura 17).

Se han identificado fuentes máficas a intermedias en los terrenos tectono-estratigráficos expuestos a lo largo de la costa Pacífica de México. Los terrenos Guanajuato y Zihuatanejo del terreno compuesto Guerrero están conformados por conjuntos de arcos de islas que se generaron durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano (Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Dickinson y Lawton, 2001; Guerrero-Suastegui, 2004; Centeno-García *et al.*, 2008; 2011). Estas sucesiones de rocas compuestas de andesita, basalto y dacita pueden corresponder a las áreas fuente de los componentes clásticos que muestra principalmente el Miembro Rancho Viejo, y en menor abundancia el Miembro Tierras Blancas (Figuras 16 y 17).

Por otro lado, rocas metamórficas de carácter samítico y pelítico de grado bajo a medio, similares a los líticos documentados en las muestras de la Formación Concepción del Oro, pueden estar relacionadas con: 1) las sucesiones metasedimentarias que constituyen a los ensambles la Esperanza y Valencia del terreno Guanajuato; 2) el Esquisto Pescaditos y Formación Gran Tesoro del terreno Parral (Vega-Granillo *et al.*, 2008; Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2014); 3) las rocas metasedimentarias de la Formación Taray del terreno Central y 4) los esquistos de Aramberri y las rocas metasedimentarias de la Formación Zacatecas del terreno Oaxaquia del Oeste (Figura 17). En tanto, las fuentes metamórficas de grado medio a alto conformadas por esquistos de talco, de muscovita y biotita pueden derivarse de: 1) las rocas precámbricas del Complejo Novillo del terreno Oaxaquia del oeste o de la provincia de

Tabla 2. Estadística descriptiva de los parámetros geoquímicos elaborados en los laboratorios ACME (Vancouver, Canadá): (Formación Caracol total, Miembro Tierras Blancas, Miembro Rancho Viejo; CaO* = CaO recalculado libre de CaO en Carbonatos; Des. Est. = Desviación estándar).

Parámetro	N	Media	Mínimo	Máximo	Probabilidad		Probabilidad		Des. est.	
					-0.99 %	0.99 %	-0.95%	0.95%		
<i>Formación Caracol</i>	SiO ₂ (%)	36	54.56	40.37	62.90	52.79	56.32	53.24	55.87	3.88
	Al ₂ O ₃ (%)	36	8.10	6.68	9.51	7.74	8.45	7.83	8.36	0.78
	CaO _{total} (%)	36	15.45	9.55	22.49	14.38	16.53	14.65	16.26	2.37
	CaO* (%)	34	1.65	0.05	3.38	1.29	2.02	1.38	1.92	0.78
	máx. CaCO ₃ (%)	36	24.57	12.53	37.32	22.38	26.76	22.93	26.20	4.83
	Na ₂ O (%)	36	1.95	0.82	2.82	1.78	2.12	1.83	2.08	0.37
	K ₂ O (%)	36	0.98	0.64	1.42	0.88	1.07	0.90	1.05	0.22
	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	36	6.78	4.80	8.12	6.48	7.08	6.55	7.00	0.66
	K ₂ O/Na ₂ O	36	0.51	0.31	1.06	0.44	0.58	0.46	0.57	0.16
	Zr/Ti	36	315	237	423	290	339	297	333	53
	Nb/Y	36	0.31	0.20	0.41	0.29	0.33	0.29	0.32	0.05
	Th/Sc	36	0.65	0.35	0.94	0.58	0.72	0.60	0.70	0.15
	Zr/Sc	36	18.69	12.05	29.52	16.60	20.77	17.13	20.24	4.60
	Ti/Nb	36	424	277	705	386	463	396	453	84.13
	CIA	36	54	44	65	51	57	52	56	5.75
	Eu/Eu*	36	0.79	0.66	0.99	0.75	0.82	0.76	0.81	0.07
	La _N /Yb _N	36	5.62	3.79	7.81	5.30	5.94	5.38	5.86	0.71
La _N /Sm _N	36	2.39	1.68	3.04	2.25	2.52	2.29	2.48	0.29	
Gd _N /Yb _N	36	1.66	1.39	2.02	1.60	1.73	1.61	1.72	0.15	
Σ REE (ppm)	36	73.93	47.31	91.44	69.85	78.02	70.89	76.98	9.00	
<i>Miembro Tierras Blancas</i>	SiO ₂ (%)	17	53.40	48.04	58.88	51.61	55.19	52.10	54.70	2.53
	Al ₂ O ₃ (%)	17	7.56	6.68	8.62	7.12	7.99	7.24	7.87	0.61
	CaO _{total} (%)	17	16.38	13.08	20.09	15.22	17.54	15.54	17.23	1.64
	CaO* (%)	15	1.49	0.05	3.38	0.69	2.29	0.91	2.07	1.04
	máx. CaCO ₃ (%)	17	26.66	19.90	31.86	24.09	29.22	24.80	28.52	3.62
	Na ₂ O (%)	17	1.90	1.26	2.28	1.73	2.08	1.78	2.03	0.25
	K ₂ O (%)	17	0.82	0.64	1.27	0.72	0.92	0.75	0.89	0.14
	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	17	7.10	6.36	8.12	6.69	7.51	6.80	7.40	0.58
	K ₂ O/Na ₂ O	17	0.44	0.31	0.76	0.35	0.53	0.37	0.50	0.13
	Zr/Ti	17	327	237	423	286	368	298	357	57
	Nb/Y	17	0.30	0.20	0.36	0.27	0.33	0.28	0.32	0.04
	Th/Sc	17	0.73	0.51	0.94	0.64	0.82	0.67	0.80	0.13
	Zr/Sc	17	20.12	13.25	28.74	16.99	23.26	17.85	22.40	4.42
	Ti/Nb	17	380	277	562	331	429	344	416	69.33
	CIA	17	55	44	65	50	60	52	59	7.09
	Eu/Eu*	17	0.79	0.71	0.99	0.75	0.83	0.76	0.82	0.06
	La _N /Yb _N	17	5.41	4.35	6.22	5.02	5.81	5.13	5.70	0.56
La _N /Sm _N	17	2.29	1.89	2.76	2.11	2.46	2.16	2.41	0.24	
Gd _N /Yb _N	17	1.70	1.40	2.02	1.59	1.81	1.62	1.78	0.16	
Σ REE (ppm)	17	77.37	67.62	85.13	73.63	81.12	74.65	80.09	5.29	
<i>Miembro Rancho Viejo</i>	SiO ₂ (%)	19	55.59	40.37	62.90	52.55	58.63	53.37	57.81	4.61
	Al ₂ O ₃ (%)	19	8.58	7.52	9.51	8.21	8.95	8.31	8.85	0.56
	CaO _{total} (%)	19	14.62	9.55	22.49	12.88	16.37	13.35	15.90	2.64
	CaO* (%)	19	1.78	0.75	2.74	1.46	2.09	1.54	2.01	0.48
	máx. CaCO ₃ (%)	19	22.70	12.53	37.32	19.34	26.06	20.25	25.15	5.08
	Na ₂ O (%)	19	2.00	0.82	2.82	1.69	2.30	1.78	2.22	0.46
	K ₂ O (%)	19	1.12	0.82	1.42	1.01	1.23	1.04	1.20	0.17
	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	19	6.49	4.80	7.28	6.09	6.90	6.20	6.79	0.62
	K ₂ O/Na ₂ O	19	0.58	0.44	1.06	0.48	0.68	0.51	0.65	0.15
	Zr/Ti	19	303	244	410	271	335	280	327	48.48
	Nb/Y	19	0.32	0.22	0.41	0.28	0.35	0.29	0.34	0.05
	Th/Sc	19	0.57	0.35	0.81	0.49	0.65	0.52	0.63	0.12
	Zr/Sc	19	17.40	12.05	29.52	14.45	20.35	15.25	19.56	4.47
	Ti/Nb	19	464	364	705	413	515	427	501	77.31
	CIA	19	53	49	65	50	56	51	55	4.17
	Eu/Eu*	19	0.79	0.66	0.98	0.73	0.84	0.75	0.83	0.08
	La _N /Yb _N	19	5.81	3.79	7.81	5.29	6.33	5.43	6.19	0.79
La _N /Sm _N	19	2.47	1.68	3.04	2.27	2.68	2.33	2.62	0.31	
Gd _N /Yb _N	19	1.63	1.39	1.84	1.53	1.73	1.56	1.70	0.15	
Σ REE (ppm)	19	70.86	47.31	91.44	63.88	77.83	65.76	75.95	10.57	

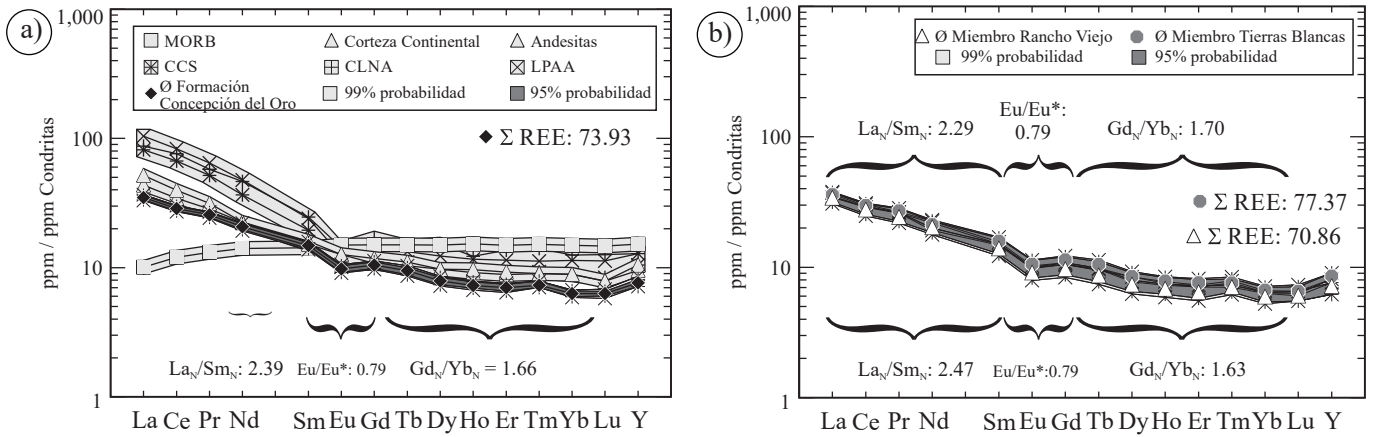


Figura 14. a) Diagrama de REE normalizado a condritas (Taylor y McLennan, 1985) que muestra la media de todas las muestras analizadas, comparadas con valores de Basaltos de Dorsales Oceánicas (*Mid Ocean Ridge Basalts*, MORB), Compósito de Lutitas de Norteamérica (CLNA), Lutitas posarqueanas de Australia (LPAA); corteza continental (CC) y Corteza Continental Superior (CCS; Taylor y McLennan, 1985). Notar que la distribución de los valores de la Formación Caracol es similar a la de CCS, CLNA y LPAA, pero con valores significativamente más bajos; b) Comparación de las medias de los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo. El miembro Tierras Blancas tiene una concentración de Tierras Raras ligeramente más alta.

Yavapai-Mazatzal en Sonora, como lo ha documentado Lawton *et al.* (2009; Figura 17), en sedimentos del Cretácico Tardío-Paleógeno en la Cuenca de la Popa. Esta interpretación es robustecida por los datos de paleocorrientes propuestos por Pinzon-Sotelo y Ocampo-Díaz (2012b) y Pinzon-Sotelo (2013), quienes sugieren que la dirección de aporte principal de sedimentos se efectuó con una dirección NW-SE (Figura 17). Las fuentes plutónicas pueden estar relacionadas con el complejo de intrusivos Tuna Manza del terreno Guanajuato, o con los plutones documentados dentro del terreno Alisitos o del cinturón de intrusivos Pérmico-Triásico. Por último, las fuentes sedimentarias, muy probablemente, derivan de la sucesiones sedimentarias documentadas dentro de los ensambles La Esperanza, Arperos y El Paxtle (*e.g.*, formaciones Arperos, El Paxtle, La Esperanza) del terreno Guanajuato, de la Formación Chilitos del terreno Zihuatanejo o de las sucesiones

sedimentarias relacionadas con los terrenos Parral, Central y Oaxaquia del Oeste (*e.g.*, formaciones La Perlita y Taraises).

Interpretación petrotectónica de la Formación Concepción del Oro

La percepción clásica atribuida al origen de las rocas clásticas del Cretácico Tardío del centro de México, sugiere que éstas derivan de un arco magmático alojado al oeste (De Cserna, 1956; Sedlock *et al.*, 1993; Silva-Romo, 1993; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Goldhammer, 1999) y que denota una estrecha relación con la subducción desarrollada por la placa de Farallón hacia el este (Dickinson y Lawton, 2001; Martini *et al.*, 2011; Palacios-García y Martini, 2014). También se invoca una acreción/amalgamación del terreno compuesto Guerrero durante el Aptiano (Dickinson y Lawton, 2001), Albiano tardío (Martini *et*

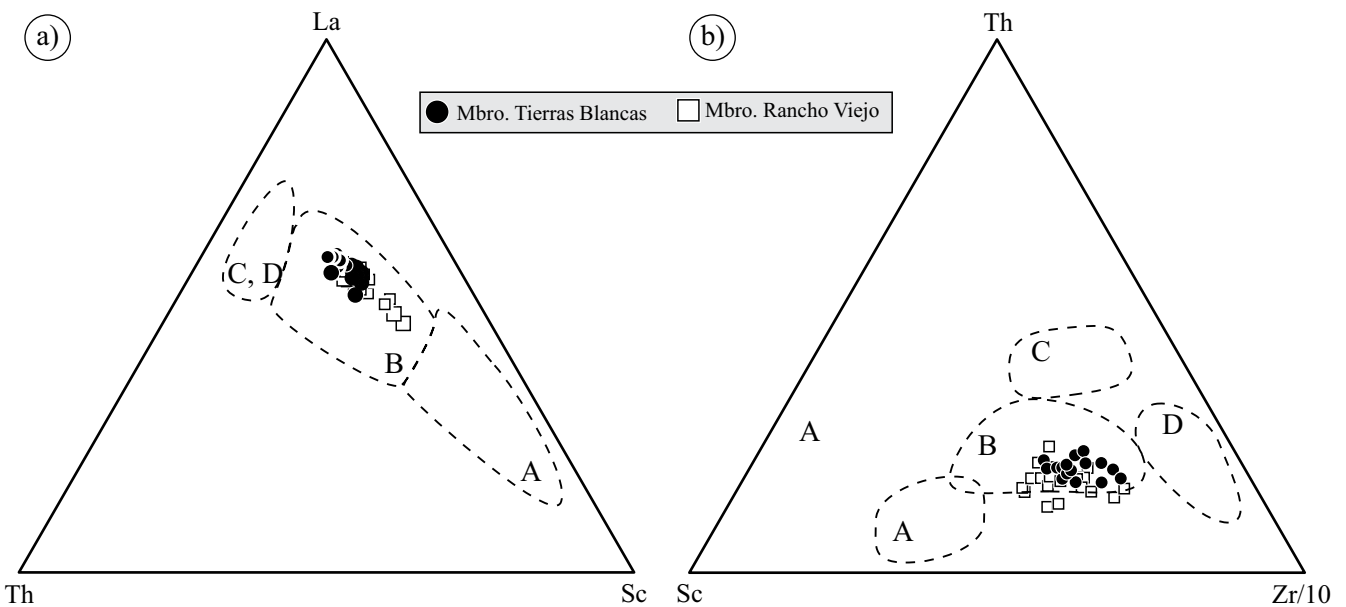


Figura 15. Diagramas ternarios que muestran la relación de elementos trazas para determinar el ambiente tectónico de los sedimentos clásticos: a) La-Th-Sc y b) Th-Sc-Zr/10, tomados de Bhatia y Crook (1986). A: arco de islas oceánico, B: arco continental, C: margen continental activo, D: margen pasivo.

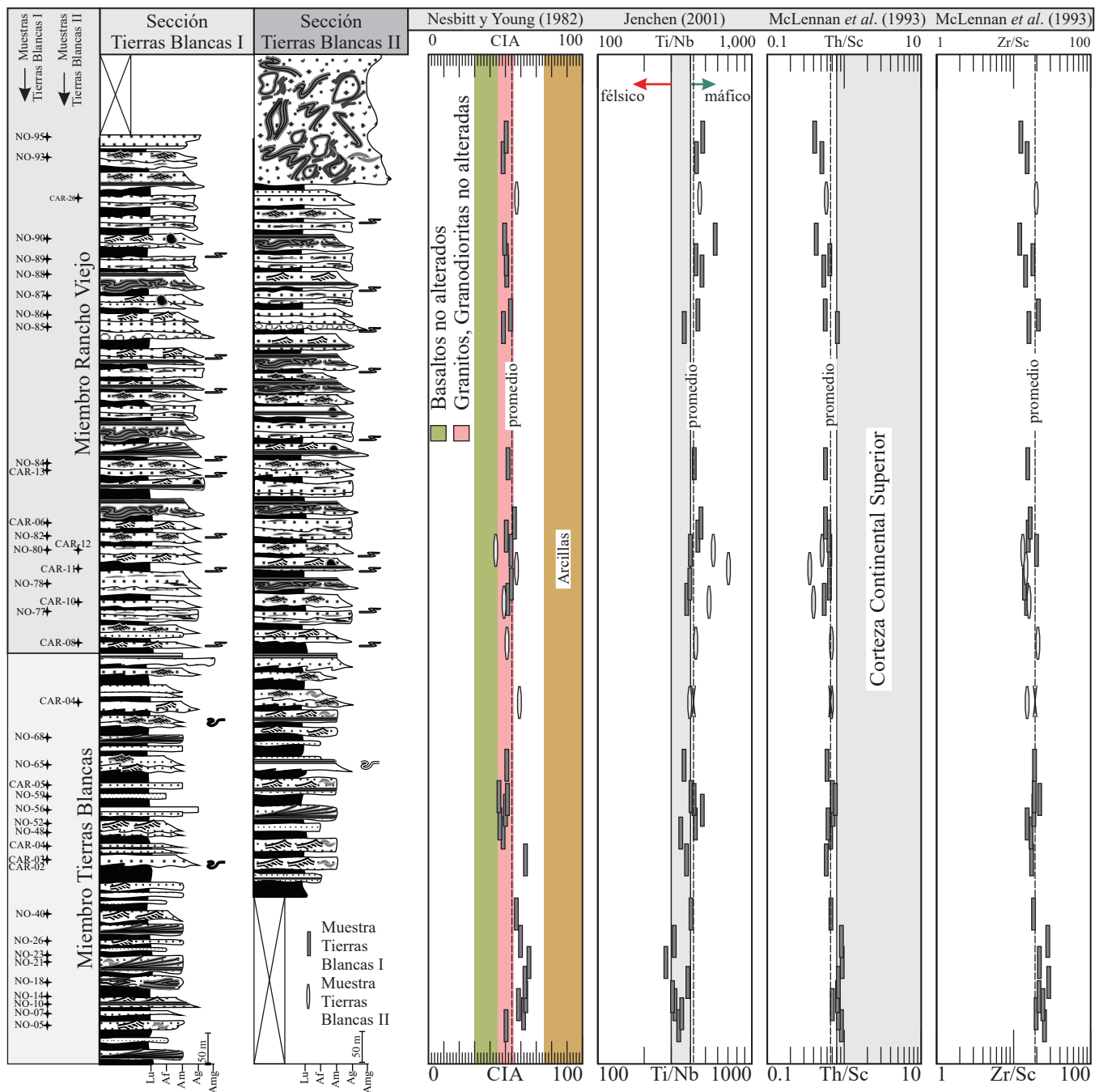


Figura 16. Perfiles sedimentológicos-estratigráficos Tierras Blancas I y II que muestran las variaciones verticales de las relaciones del CIA de Nesbitt y Young (1982), Ti/Nb de Jenchen (2001), Th/Sc y Zr/Sc de McLennan *et al.* (1993). Lu: lutita, Af: arenisca fina, Am: arenisca mediana, Ag: arenisca gruesa, Amg: arenisca muy gruesa.

al., 2011, 2014) o durante el Aptiano-Cenomaniano (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Guerrero-Suastegui, 2004), y que las rocas clásticas fueron depositadas dentro de cuencas de antepaís. El primer escenario, implica un sistema de subducción hacia el este en la región central de México, que favorecería el desarrollo del Cinturón Plegado y Cabalgado con sistemas de antepaís de tipo “retro” asociados. Sin embargo, Pinzon-Sotelo (2013), Bello-Ríos y Ocampo-Díaz (2014), y Juárez-Arriaga y Lawton (2014), sugieren que las sucesiones sinorogénicas del Cretácico Tardío en la Cuenca Mesozoica del Centro de México, se depositaron dentro de la depozona de la antifosa (*foredeep*) de los sistemas ante-

país, y que no muestran evidencias de depósitos en la depozona de la cima de la cuña (*wedge-top*), la cual es característica de las cuencas antepaís de tipo “retro” (Ocampo-Díaz *et al.*, 2014). La ausencia de la depozona en la cima de la cuña (*wedge-top*) está relacionada con sistemas de subducción hacia el oeste, que favorecieron la generación de sistemas de cuencas antepaís de tipo “proto”, lo cual es concordante con la propuesta de Guerrero-Suastegui (2004) y Juárez-Arriaga y Lawton (2014), quienes propusieron un sistema de subducción hacia el oeste, similar a los sistemas de antepaís de tipo “proto” de los Alpes.

Aquí se establecen dos fases de evolución prototectónica de la

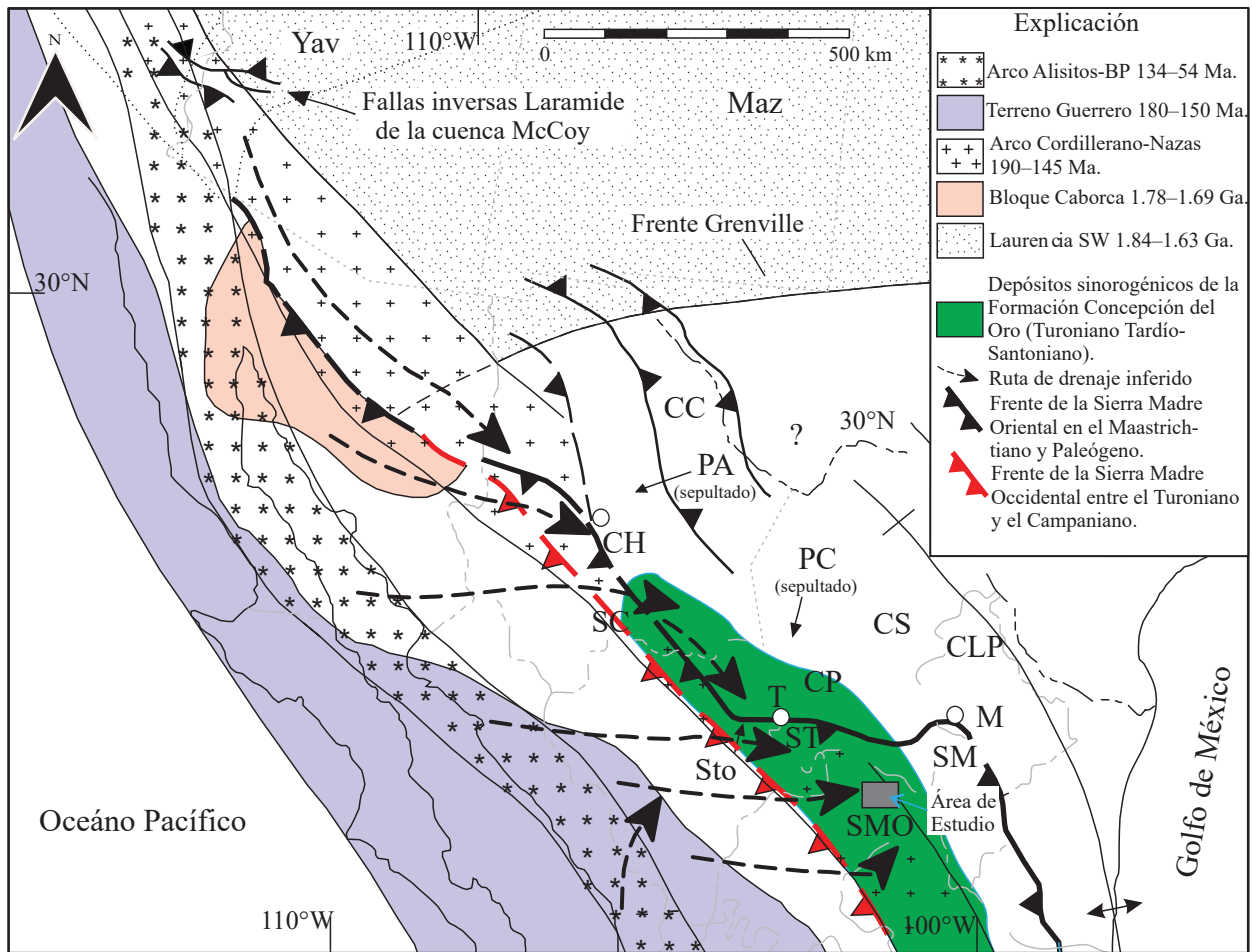


Figura 17. Mapa de los drenajes inferidos que aportaron sedimentos hacia el sistema de antepaís de Concepción del Oro-Querétaro y la distribución de las potenciales rocas fuentes en el norte de México y el suroeste de Estados Unidos de Norteamérica (modificada de Lawton *et al.*, 2009). BP= Batolito Peninsular; CLP= Cuenca de La Popa; CP= Cuenca de Parras; CS= Cuenca de Sabinas; PA= Plataforma de Aldama; AB= Arco El Burro; PC= Plataforma de Coahuila; SC= Segmento de Chihuahua; CC= Canal de Chihuahua; SM= Saliente de Monterrey; ST= Sector Transversal; STo= Sintaxis Torreón; CH= Chihuahua; M= Monterrey; T= Torreón; Maz= Mazatzal; Yav= Yavapai; SMO= Sierra Madre Oriental.

Formación Concepción del Oro considerando las características estratigráficas, petrográficas y geoquímicas documentadas en la Formación Concepción del Oro. Este esquema evolutivo también se refuerza con las edades de Ar-Ar en illita autígenica formada durante la generación de pliegues y zonas de cizalla dentro del Cinturón Plegado y Cabalgado documentadas por Fitz-Díaz *et al.* (2014), y la acreción del terreno Guerrero que ocurrió de forma diacrónica desde el Aptiano hasta el Cenomaniano temprano, como lo han propuesto Dickinson y Lawton (2001), Guerrero-Suastegui (2004) y Martini *et al.* (2011, 2012).

Fase 1 (Turoniano-Coniaciano temprano)

Esta fase posiblemente se desarrolló durante y después de la acreción/amalgamación de tipo suave de los terrenos Guanajuato y Zihuatanejo en la región central de México (Figura 18). Durante este período predominó una subducción oblicua hacia el oeste que favoreció el crecimiento del Cinturón Plegado y Cabalgado con el desarrollo de una cuenca de antepaís de tipo "proto", muy similar a la de tipo Alpina, dentro de la cual se depositó el Miembro Tierras Blancas. Las características estratigráficas, petrográficas y geoquímicas del Miembro Tierras Blancas sugieren que las cuñas de empuje favorecieron el desarrollo de diversas escamas tectónicas que generaron: 1) topografía montañosa

abrupta y colinas; 2) la exhumación de sucesiones sedimentarias de los ensambles petrotectónicos del terreno Guanajuato (*e.g.*, Formación La Valenciana), Formación La Perlita y de sucesiones del terreno Zihuatanejo (*e.g.*, Formación Chilitos); 3) exhumación del Esquisto Pescaditos y Formación Gran Tesoro del terreno Parral; 4) exposición de los esquistos de Arramberri del terreno Oaxaquia del Oeste (Figuras 18a-18b); 5) levantamiento de las sucesiones triásicas de las formaciones La Ballena o del Grupo Zacatecas; 6) exhumación de fuentes relacionadas con el arco continental de Nazas o sus equivalentes que se distribuyen dentro de los terrenos Parral, Central y Oaxaquia del Oeste (Figuras 18a-18b); y 7) altas tasas de erosión y subsidencia dentro de la depozona de antifosa (*foredeep*) de la cuenca de antepaís, donde se desarrollaron sistemas de línea de costa de tipo deltaica (Figuras 18a). Estas observaciones se apoyan en las bajas relaciones de $\ln Q/FR$ y $\ln Q/F$ (Figura 19), que de acuerdo con Weltje *et al.* (1998) denotan cuencas con relieves montañosos y colinas, y los moderados valores de CIA y W, que denotan bajos períodos de meteorización química y rápido depósito (Figuras 12a y b). La abundancia de fragmentos carbonatados de origen extracuenca, altos valores del $\ln ReSe$ y altas relaciones del ensamble sedimentarios "Rs" en relación a los ensambles volcánicos y metamórficos "Rv+Rm" indican mayor exhumación y reciclamiento

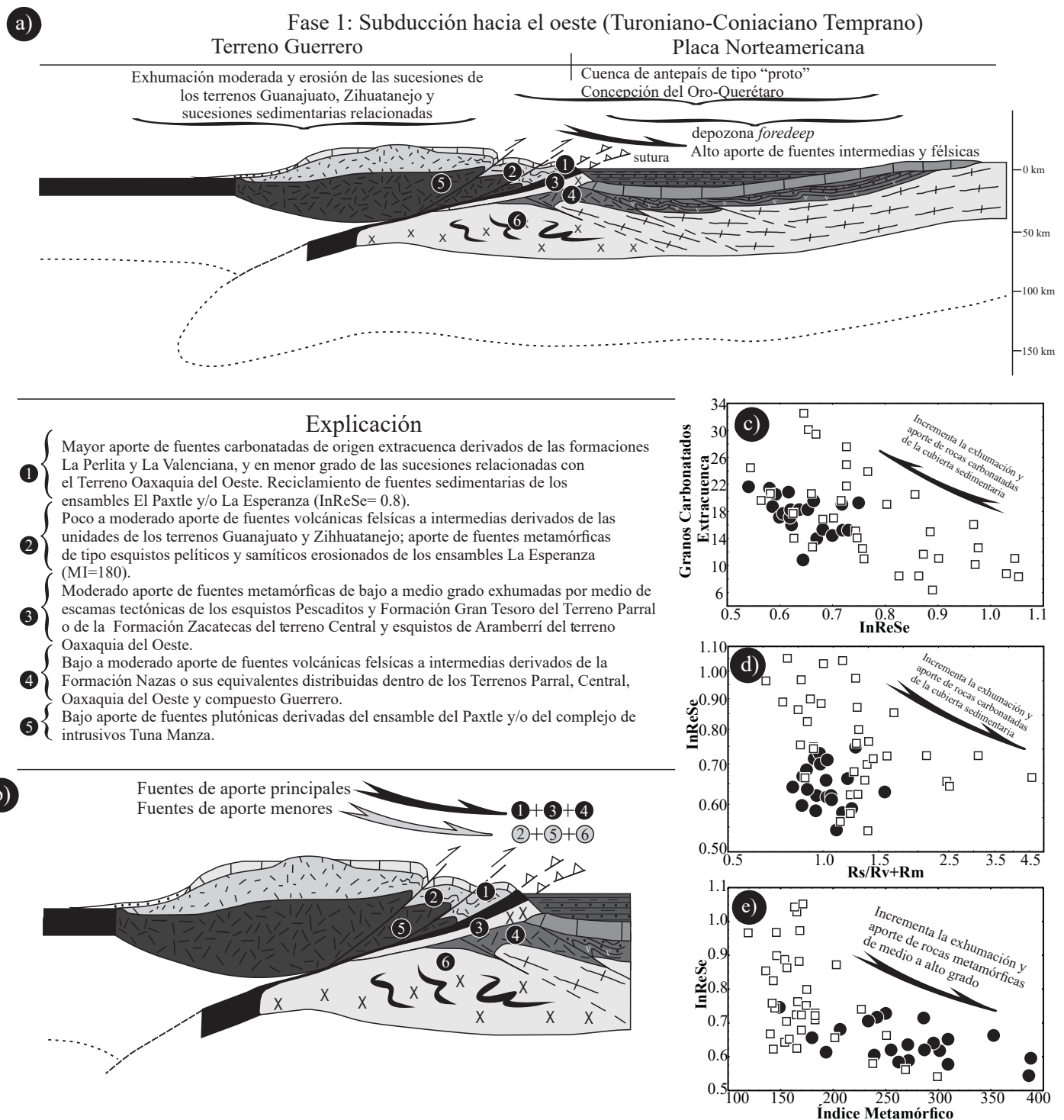


Figura 18. a) Modelo esquemático de la evolución del sistema antepaís de tipo "Proto" o "Alpino" Concepción del Oro-Querétaro durante el Turoniano-Coniaciano temprano generada por la acreción/amalgamación hacia el México Nuclear de los terrenos que conforman al terreno compuesto Guerrero y una subducción de la placa Norteamericana hacia el oeste (adaptado de Ortiz-Hernández et al., 1992; modificada de García-Díaz, 2004 y Guerrero-Suastegui, 2004); b) Detalle de las rocas-fuente potenciales que dieron origen a los sedimentos sinorogénicos del Miembro Tierras Blancas de la Formación Concepción del Oro; c) Diagrama bivariado que confronta el Índice de Reciclamiento Sedimentario ($InReSe$) vs. granos carbonatados extracuenca; d) diagrama bivariado que grafica la relación R_s/R_v+R_m ; R_s , ensamble sedimentario; R_v , ensamble volcánicos; R_m , ensamble metamórfico; e) Diagrama bivariado que grafica el Índice Metamórfico contra el $InReSe$.

de fuentes sedimentarias y un mayor grado de transporte en relación con las muestras del Miembro Rancho Viejo (Figuras 18c y 18d). Los valores bajos del Índice Metamórfico (IM = 180) sugieren erosión de fuentes relacionadas con esquistos de sericita, muscovita, y biotita de protolito pelítico y/o samíticos, como los que se han documentado en el Esquisto Pescaditos, Formación Gran Tesoro, esquistos de Aramberri, y en las formaciones La Ballena y Zacatecas (Figura 18e). También pueden derivar de fuentes metamórficas generadas durante el proceso de acreción, como las documentadas dentro de los ensambles del Paxtle y La Esperanza del terreno Guanajuato. Sin embargo, en el centro de México, no se han documentado eventos de metamorfismo durante el Cretácico Tardío, por lo cual se considera que estas fuentes derivan de escamas tectónicas originadas con las cuñas de empuje que exhumaron sucesiones relacionadas posiblemente con rocas del basamento de los terrenos previamente descritos. El aporte bajo a moderado de fuentes volcánicas félsicas a intermedias, y las escasas fuentes máficas, denotan la exhumación de las sucesiones más superiores del terreno Zihuatanejo o de las sucesiones de la Formación Nazas y unidades correlacionables (Figura 18b). La edad que muestran los depósitos sinorogénicos del Miembro Tierras Blancas son muy similares a la posible edad de deformación de 93 Ma que se documenta en el terreno Guerrero (Fitz-Díaz *et al.*, 2008).

Fase 2 (Coniaciano tardío-Campaniano)

A diferencia de la Fase 1, la Fase 2 sugiere cadenas montañosas más elevadas, tal vez desarrolladas por cuñas de empuje más grandes, dirigidas hacia la región del sistema antepaís, así como mayor exhumación y erosión de rocas relacionadas con los terrenos Guanajuato, Zihuatanejo y Central, que eran deformados y tectonizados dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (Figuras 20a y 20b), así como subsidencia importante. Estos procesos fueron desarrollados posiblemente por un sistema de subducción oblicua de bajo ángulo

de la placa de Farallón hacia el este, lo cual pudo iniciar durante el Coniaciano temprano o antes. El cambio en la dirección y régimen de la subducción, favoreció procesos de colisión dura de los terrenos que comprenden al terreno compuesto Guerrero contra el México nuclear, lo que favoreció: 1) mayor exhumación y erosión de las secuencias más primitivas de los terrenos Guanajuato y Zihuatanejo (*e.g.*, rocas fuentes andesíticas, basálticas y plutónicas); 2) mayor descubrimiento de rocas metamórficas de grado medio a alto; 3) un mayor desarrollo de depozonas de antefosa (*foredeeps*) dentro de un sistema antepaís en la región “retro”, que fueron rellenados por sistemas de abanicos submarinos que caracterizan a la sucesiones del Miembro Tierra Blanca de la Formación Concepción del Oro y unidades correlacionables, como resultado de la migración y hundimiento de la depozona de antefosa (*foredeep*) y levantamiento de la depozona de antelewantamiento elástico (*forebulge*) (Figura 20a); 4) el establecimiento de un sistema de antepaís relacionado con cuñas de empuje de doble vergencia (*cf.* Sinclair, 2012) y 5) el emplazamiento de los intrusivos y la generación de arcos continentales relacionados con la subducción de la placa de Farallón (Coney y Reynolds, 1977; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014). Esta interpretación está soportada por los bajos valores de $\ln Q/FR$ vs. $\ln Q/F$ (Figura 19) que denotan un relieve montañoso, mientras que los bajos valores de CIA y W sugieren bajos períodos de meteorización química (Figuras 12a y b), indicando que la carga vertical del CPC fue controlado por las cuñas de empuje, donde prevalecieron altas tasas de erosión y subsidencia ligadas con bajas velocidades de la placa en subducción. El incremento del Índice Metamórfico (IM = 300; Figura 20c), de fragmentos plutónicos, y de líticos volcánicos con texturas *lathwork* y microlíticos, el decremento en el $\ln ReSe$ (Figura 20d y 20e), y los valores de $Ti/Nb > 600$, sugieren niveles de erosión más profunda en los frentes de las cuñas orogénicas y rejuvenecimiento constante de las áreas fuentes. Las fuentes metamórficas pueden estar relacionadas con rocas del basamento del terreno Oaxaquia del Oeste, las cuales habrían sido acrecionadas y exhumadas por las cuñas de empuje hacia el CPC. Las rocas plutónicas pueden representar la exhumación del complejo de intrusivos Tuna Manza del ensamble del Paxtle del terreno Guanajuato o de los granitoides del terreno Zihuatanejo. Las fuentes más primitivas representan posiblemente la exhumación y erosión de los basaltos almohadillados masivos y tobas basálticas de la Formación Arperos y del ensamble El Paxtle del terreno Guanajuato por Martini *et al.* (2011), y/o de los basaltos almohadillados de la Formación Chilitos del terreno Zihuatanejo (Schwarzer *et al.*, 2003). La evolución de los depósitos de antefosa (*foredeep*) del Miembro Tierras Blancas a sistemas de cuencas de tipo *piggy-back*, indican la presencia de los depósitos de cima de cuña (*wedge-top*), lo cual es característico de los sistemas de antepaís de tipo “retro”, generados por subducción al este (*cf.* DeCelles y Giles, 1996; Sinclair, 2012; Figura 20a). Aunado a esto, el estilo de plegamiento y deformación que presenta este cinturón ha permitido interpretarlo como de tipo cobertura (*thin-skinned*; *cf.* Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000; Chávez-Cabello *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2012 y 2014). Las edades más antiguas de illita generada en zonas de cizalla es de 83.5 ± 1.5 Ma, y en pliegues es de 820.8 Ma por Ar/Ar, similares con la edad del Miembro Rancho Viejo. Las características estructurales documentas por Fitz-Díaz *et al.* (2012 y 2014) en los depósitos sinorogénicos, denotan procesos de colisión dura que podrían ser un soporte a esta interpretación, sugiriendo la estrecha relación entre el sistema de subducción hacia el este, la generación de cuñas de empuje y carga vertical, y el desarrollo del sistema antepaís. La deformación de cobertura es común en la mayoría de los cinturones plegados y cabalgados desarrollados dentro de cuencas de tipo antepaís en zonas colisionales, o en zonas de trasarco en márgenes continentales activos (Garzanti *et al.*, 2007; DeCelles, 2012). Las relaciones ternarias de $LvLmLs$ denotan que el Miembro Rancho

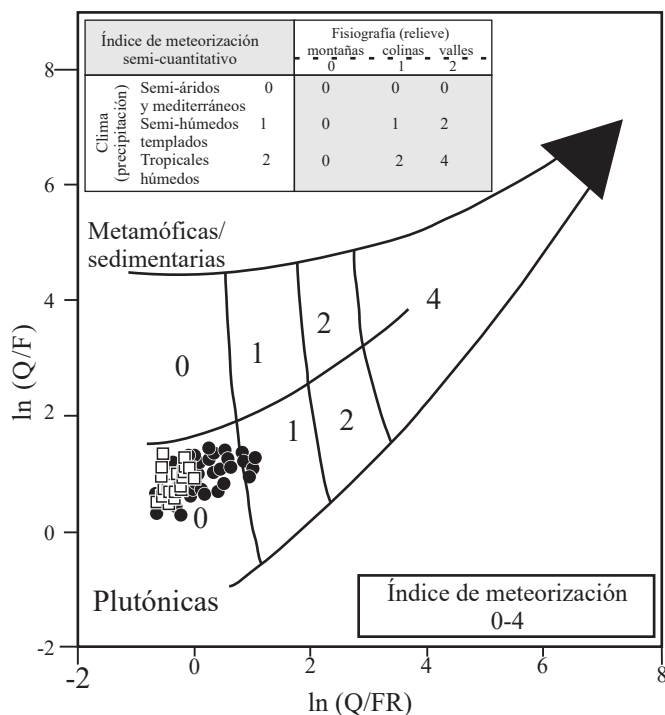


Figura 19. Diagrama binario que confronta la relación alr-logarítmica de Q/F contra Q/FR (tomada de Weltje *et al.*, 1998).

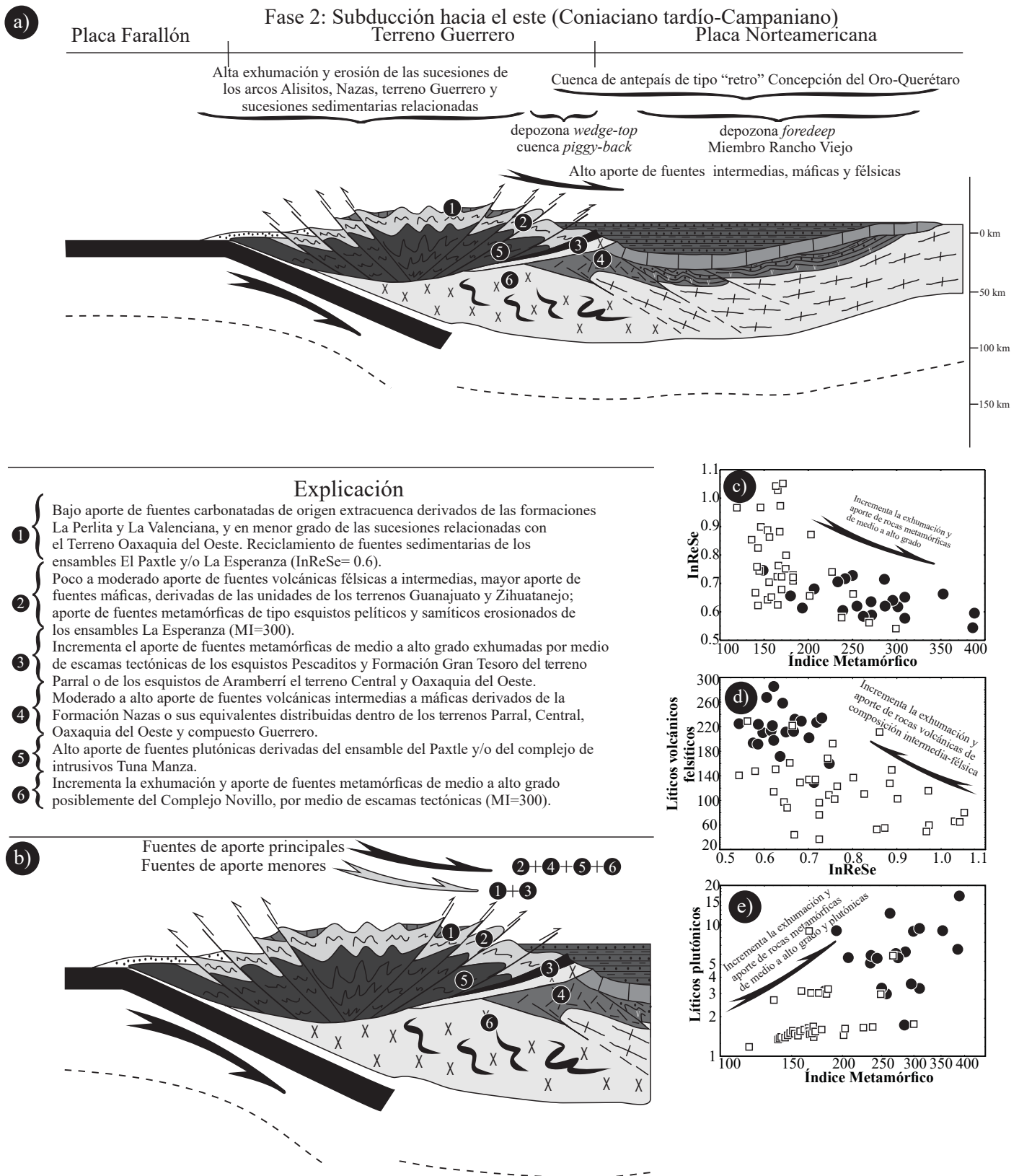


Figura 20. a) Modelo esquemático de la evolución del sistema antepaís de tipo "Retro" Concepción del Oro-Querétaro durante el Coniaciano tardío-Campaniano, generada por la subducción de la placa Farallón hacia México nuclear, lo cual favoreció el desarrollo de un sistema de doble vergencia; b) detalle de las rocas-fuente potenciales que dieron origen a los sedimentos sinorogénicos del Miembro Rancho Viejo de la Formación Concepción del Oro; c) Diagrama bivariable que confronta el Índice Metamórfico contra el Índice de Reciclamiento Sedimentario (InReSe); d) Diagrama bivariable que confronta al InReSe vs. líticos volcánicos félsicos; e) Diagrama bivariable que grafica el Índice Metamórfico contra líticos plutónicos.

Viejo está relacionado con sistemas de trasarco, lo cual robustece esta interpretación. En la región central de México, no se ha documentado el desarrollo de retrocabalgaduras mayores que permitan soportar el desarrollo de un sistema de doble vergencia. Sin embargo, en el sur de México, Salinas-Prieto *et al.* (2000) documentaron el desarrollo de sistemas antepaís con doble vergencia, en los depósitos sinorogénicos de la Formación Mezcala. Fitz-Díaz *et al.* (2008) encontró el mismo cuadro tectónico en sucesiones metavolcánicas y metasedimentarias del terreno Guerrero en la región de Valle de Bravo. La edades más antiguas de los cuerpos intrusivos relacionados con la subducción hacia el este de la Placa de Farallón son de 80 ± 5 a 40 ± 5 Ma (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014), ligeramente más jóvenes que el Miembro Rancho Viejo, lo cual soporta el cambio en la polaridad de la placa como lo propone Centeno-García *et al.* (2008), Pindell y Kennan (2009), Martini *et al.* (2014), Palacios-García y Martini (2014).

CONCLUSIONES

Las características estratigráficas que presenta la Formación Concepción del Oro del Turoniano-Campaniano temprano, en la región de Concepción del Oro, Zacatecas, permiten establecerla como una unidad estratigráfica diferente a la Formación Caracol, como tradicionalmente había sido descrita, y muestra como localidad tipo la Barranca Tierras Blancas II, situada al noreste del poblado de Mazapil, Zacatecas.

El análisis petrográfico y geoquímico de las areniscas de los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo de la Formación Concepción del Oro, muestran una composición homogénea dominada por fragmentos de rocas volcánicas, metamórficas de bajo a alto grado, sedimentarias y plutónicas. Esto se refleja en la predominancia de litarenitas y arenitas cuarzo-líticas. Las arenitas de ambos miembros son, composicionalmente, inmaduras con cantidades moderadas de matriz, valores de meteorización y de grado de reciclamiento sedimentario bajos. Los resultados petrográficos indican una mezcla de fuentes derivadas de arcos magmáticos (continentales y oceánicos), fuentes metamórficas de bajo a alto grado, graníticas, y sedimentarias (caliza, lutita y arenisca de grano fino). De manera muy similar, los resultados geoquímicos sugieren una mezcla de fuentes máficas a intermedias (andesitas-basaltos?) a félsicas (dacitas-riolitas?), con reciclamiento de antiguos componentes metamórficos y sedimentarios. Aunado a esto, la evolución de las rocas fuentes muestra una evolución inversa de fuentes félsicas en el Miembro Tierras Blancas a rocas máficas en el Miembro Rancho Viejo. Las modas detríticas indican la tendencia de un orógeno reciclado relacionado con un arco magmático (Miembro Tierras Blancas-Petrofacies A1) que evoluciona a un orógeno relacionado con colisión (Miembro Tierras Blancas-Petrofacies A2), y vuelve a ser orógeno influenciado por el arco magmático (Miembro Rancho Viejo). Ambos miembros muestran características petrográficas de sistemas trasarco. La información de los REE, indica procedencia de un arco magmático continental diferenciado con la contribución de fuentes características de la corteza continental superior (*e.g.*, rocas metamórficas).

El inicio de los sistemas antepaís se desarrolló por la estrecha relación entre la acreción/amalgamación de los arcos de islas del terreno Guerrero, terrenos Guanajuato y Zihuatanejo, posiblemente durante el Aptiano y el Cenomaniano Tardío, controlado por una subducción oblicua hacia el oeste, donde se desarrollaron sistemas antepaís de tipo “proto” con depozonas de tipo antefosa (*foredeep*). El cambio en la polaridad de la subducción de la placa de Farallón hacia el este, favoreció sistemas de colisión dura, generando cuñas de empuje de doble vergencia, en donde se desarrollaron sistemas de antepaís de

tipo “retro”. Dentro de este sistema los depósitos antiguos de antefosa (*foredeep*) documentados en el Miembro Tierras Blancas, migraron como depósitos de *piggy-back*, estableciéndose dentro de la depozona de la cima de la cuña (*wedge-top*), mientras que las sucesiones del Miembro Rancho Viejo se depositaron dentro de la depozona de la antefosa (*foredeep*).

AGRADECIMIENTOS

El tema presentado está asociado a la tesis de Maestría de Marisol Polet Pinzon-Sotelo, apoyada por el CONACyT. Los autores agradecen a la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, por el apoyo brindado. Al Laboratorio de Petrología Sedimentaria de la UACT-UAGro, por la disposición y tiempo brindado para la realización del análisis petrográfico. Las secciones delgadas y el trabajo de campo fueron financiados por los proyectos FAI C12-FAI-03-56.56, y proyecto CONACyT 125528. A la árbitro Claudia Mendoza-Rosales y a un árbitro anónimo, por enriquecer con sus observaciones y comentarios la versión final del manuscrito. A Timothy F. Lawton y Elisa Fitz-Díaz por sus comentarios y discusiones a la versión final del presente trabajo durante una salida a campo. Al Dr. Juan Carlos García y Barragán, por sus comentarios a la versión final del manuscrito, y a Jesús Silva Corona por la edición final del mismo. A Guillermo Alvarado Valdez, por la determinación de los fósiles.

APÉNDICE. INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Las Tablas A1, A2, A3, A4 y A5 pueden ser descargadas del sitio: <http://satori.geociencias.unam.mx>, en la tabla de contenido de este volumen.

REFERENCIAS

- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005, Basin analysis: Oxford, United Kingdom, Blackwell, 549 pp.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., Jones, N.W., 1990, Jurassic (?) melange in north-central Mexico, *en* Geological Society of America Cordilleran Section, 86th Annual Meeting, Dallas, Texas, Abstracts with Programs, 22(3), 3.
- Anderson, T.H., Jones, N.W., McKee, J.W., 2005, The Taray Formation: Jurassic (?) mélangé in the northern Mexico-Tectonic implications, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Boulder, Colorado, United States of America, Geological Society of America Special Paper, 393, 427-254.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico: Geofísica Internacional, 37(4), 283-292.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M., Zavala-Monsiváis, A., 2008, The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, 25, 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010, Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance: Geosphere, 6(5), 621-640.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A., 2011, Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 63(2), 201-216.
- Barboza-Gudiño, J.R., Molina-Garza, R.S., Lawton, T.F., 2012, Sierra de Catorce: remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico, *en* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (eds.),

- The southern Cordillera and beyond: Boulder, Colorado, Geological Society of America Field Guides, 25, 1-18.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Zavala-Mosiváis, A., López-Doncel, R.A., 2014, Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 303-324.
- Bartolini, C., Cantú-Chapa, A., Lang, H., Barboza-Gudiño, J.R., 2001, The Triassic Zacatecas Formation in central Mexico; paleotectonic, paleogeographic, and paleobiogeographic implications, *en* Bartolini, C., 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 Geologists Memoir, 75, 295-315.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, C.W., Mack, G.H., 1975, Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz provenance interpretation: *Journal of Sedimentary Petrology*, 45, 873-882.
- Bello-Ríos, N., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2014, Sedimentología y procedencia de la Formación Caracol (Cretácico Superior) en el área de Mexquitic, San Luis Potosí: del foredeep al forebulge: *Revista Tlamati (Sabiduría)*, 5 (Número Especial 2), 1900-1905.
- Bhatia, M.R., 1985, Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic greywackes and mudrocks: Provenance and tectonic control: *Sedimentary Geology*, 45, 97-113.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W., 1986, Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92(2), 181.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Campa, M. F., Ramírez, J., Bloome, C., 1982, La secuencia volcánico-sedimentaria metamorfozada del Triásico (Ladiano-Carnico) de la región de Tumbiscatío, Michoacán: *Sociedad Geológica Mexicana, VI Convención Geológica Nacional, Resúmenes*, 48.
- Carrillo-Bravo, J., 1971, La plataforma de Valles-San Luis Potosí: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 23, 1-110.
- Centeno-García, E., 2005, Review of upper Paleozoic and lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: Constraints on terrane analysis and paleogeography, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J. W., Steiner, M.B., (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Boulder, Colorado, United States of America, Geological Society of America Special Paper, 393, 233-258.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244-260.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A., 2003, Geology and tectonic evolution of the Western Guerrero terrane—A transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México, *in* *Geologic Transects across Cordilleran México: Guidebook for Field Trips of the 99th Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting*, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Publicación Especial*, 1, 201-228.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero composite terrane of western Mexico; collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, *en* Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), *Formation and applications of the sedimentary record in arc collision zones*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 436, 279-308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011, Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123 (9/10), 1776-1797.
- Chávez-Cabello, G., Torres-Ramos, J.A., Porrás-Vázquez, N.D., Cossio-Torres, T., Aranda-Gómez, J.J., 2011, Evolución estructural del frente tectónico de la Sierra Madre Oriental en el Cañón Santa Rosa, Linares, Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 63(2), 253-270.
- Condie, K.C., Wronkiewicz, D.J., 1990, The Cr/Th ratio in Precambrian pelites from Kaapvaal craton as an index of craton evolution: *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 256-267.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.
- Dahlen, A., 1990, Critical taper model of fold and thrust belts and accretionary wedges: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 18, 55-99.
- Dahlen, A., Suppe, J., Davis, D., 1984, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: cohesive Coulomb Theory: *Journal of Geophysical Research*, 89, 10087-10101.
- DeCelles, P.G., 2012, Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings, *en* Busby, C.J., Azor, A. (eds.), *Tectonics of sedimentary basins; recent advances*: London, United Kingdom, Wiley-Blackwell, 405-426.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: *Basin Research*, 8, 105-123.
- DeCserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F., XX Congreso Geológico Internacional, 87 pp.
- Díaz-Salgado, C., Centeno-García, E., Gehrels, G., 2003, Stratigraphy, depositional environments, and tectonic significance of the Taray Formation, northern Zacatecas state, Mexico, *en* *Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting*, Seattle, Washington, *Abstracts with Programs*, 35(4), p. 71.
- Dickinson, W.R., 1970, Interpreting detrital modes of graywacke and arkose: *Journal of Sedimentary Research*, 40(2), 695-707.
- Dickinson, W.R., 1974, Plate tectonics and sedimentation, *en* Dickinson, W.R., (ed.), *Tectonics and sedimentation*, Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 22, 1-27.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, *en* Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites*: Dordrecht, Riedel, 333-361.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160.
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A., Ryberg, P.T., 1983, Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 222-235.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K., 2005, Deformational history of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico; constraints on the closure of the Rheic Ocean?: *International Geology Review*, 47(9), 920-937.
- Eguiluz, A.S., Campa, M.F., 1982, Problemas tectónicos del sector de San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 34, 5-42.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda, G.M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, 1-26.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Buitrón-Sánchez, B. E., 2014., Las formaciones Gran Tesoro y Nazas: evolución de las secuencias Triásico Superior-Jurásico Inferior en México y su significado tectogenético: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 507-539.
- Enciso de la Vega, S., 1963, Resumen de la Geología de la hoja Nazas, Estado de Durango 13Rk (6), escala 1:100,000, México: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995, Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance: *Geology*, 23, 921-924.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8(4), 931-949.
- Fitz-Díaz, E., van der Pluijm, B., Hudleston, P., Tolson, G., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (Central Mexico): evidence from isotopic dating of folds and faults: *International Geology Review*, 56, 734-755.
- Floyd, P.A., Leveridge, B.E., 1987, Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones: *Journal of the Geological Society*, 144, 531-542.
- Freydier, C., Martínez, R., Lapiere, H., Tardy, M., Coulon, C., 1996, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: *Tectonophysics*, 256,

- 343-367.
- Freydier, C., Lapierre, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez, R.J., Coulon, C., 2000, The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by geochemistry of the lavas and sediments: *Journal South American Earth Sciences*, 13, 325-336.
- García-Díaz, J.L., 2004, Etude géologique de la Sierra Madre del Sur aux environs de Chilpancingo et d'Olinálá, Gro.: Une contribution à la connaissance de l'évolution géodynamique de la marge pacifique du Mexique depuis le Jurassique: Chambéry, France, Université de Savoie, tesis doctoral, 148 pp.
- Garzanti, E., 1991, Non-Carbonate intrabasinal grains in arenites: Their recognition, significance, and relationship to eustatic-cycles and tectonic setting: *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(6), 959-975.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G., Ando, S., 2007, Orogenic belts and orogenic sediment provenance: *The Journal of Geology*, 115(3), 315.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., 2003, A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 830-837.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 340, 1-58.
- Gómez-Luna, M.E., Cedillo-Pardo, E., Contreras, B., Gallo-Padilla, I., and Martínez-Cortés, C.A., 1998, El Triásico marino de la Mesa Central de México: Implicaciones Paleogeográficas: II Convención sobre la evolución geológica de México y de recursos asociados, Simposia y Coloquio, Resúmenes, 67-71.
- Götte, M., Michalzik, D., 1992, Stratigraphic relations and facies sequences of an Upper Jurassic evaporitic ramp in the Sierra Madre Oriental (Mexico): *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I, 1445-1466.
- Grajales, M., López, M., 1984, Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas en el Prospecto Tomatlán-Guerreo-Jalisco: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología y Exploración, Proyecto C-1160, no publicado.
- Guerrero-Suastegui, M., 2004, Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico: Saint John's, New Foundland, Canada, Memorial University of Newfoundland, tesis doctoral, 332 pp.
- Gursky, H.J., Michalzik, D., 1989, Lower Permian turbidites in the northern Sierra Madre Oriental, Mexico: *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, I(5-6), 821-838.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Ingersoll, R.V., 1983, Petrofacies and provenance of late mesozoic forearc basin, northern and central California: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 67(7), 1125.
- Ingersoll, R.V., Suczek, C.A., 1979, Petrology and provenance of Neogene sands from Nicobar and Bengal fans, DSDP sites 211 and 218: *Journal of Sedimentary Research*, 49(4), 1217-1228.
- Jenchen, U., 2001, Fazies und Geochemie in kontinentalen Trias-Becken im westlichen Argentinien und in Patagonien (30°-50°): *Münster, Deutschland, Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 91, 441 pp.
- Jenchen, U., Rosenfeld, U., 2007, Geochemical investigations as a tool to sedimentary analyses demonstrated in Argentinean continental Triassic sediments, *Methods and aspects: Neues Jahrbuch, Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, 246, 37-61.
- Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T. H., Silver, L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, *en* Jaques-Ayala, C., González-León, C.M., Roldán-Quintana, J. (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*: Boulder, Colorado, United States of America, Geological Society of America Special Paper, 301, 179-190.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T. F., 2014, Modelo alpino para el desarrollo del sistema de la Cuenca antepais del Cretácico Tardío-Paleógeno en el norte de México (resumen), *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México: México, Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, 34(1), p. 217.
- Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., 2010, 1.3–0.9 Ga Oaxaquia (Mexico): Remnant of an arc/backarc on the northern margin of Amazonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 29, 21-27.
- Lawton, T.F., 2012, Age of the Caracol Formation, Sierra de Parras, Coahuila, Mexico, *en* Geological Society of America, Cordilleran Section, 108th annual meeting, Querétaro, Querétaro, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, 44(3), 76.
- Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., 2014, U-Pb geochronology of the type Nazas Formation and superjacent strata, northeastern Durango, Mexico: Implications of a Jurassic age of continental-arc magmatism in north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 126(9/10), 1181-1199.
- Lawton, T.F., Bradford, I.A., Vega, F.J., Gehrels, G.E., Amato, J.M., 2009, Provenance of Upper Cretaceous–Paleogene sandstones in the foreland basing system of the Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico, and its bearing on fluvial dispersal systems of the Mexican Laramide Province: *Geological Society of America Bulletin*, 121(5), 820-836.
- Lapierre, H., Ortiz, L. E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, C., Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The Late Jurassic–Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 61-77.
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montañez, I.P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J., 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 1010–1029.
- Marsaglia, K.M., Tazaki, K., 1992, Diagenetic trends in ODP Leg 126 sandstones, *in* Taylor, B., Fujioka, K., (eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program: College Station, Texas, Scientific Results*, 125, 125-138.
- Martínez-Paco, M., Gutiérrez-Alejandro, A.G., Santana-Salas, L.A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.I., 2011, Sedimentology and provenance of San Felipe Formation (Upper Coniacian), Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico: *Geological Society of America Annual Meeting, Minneapolis, Minnesota, Abstracts with Programs*, 43(5), 315.
- Martínez-Paco, M., 2013, Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior), en Cerrro de Labradores, Galeana, N. L., Sierra Madre Oriental: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 96 pp.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic–Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane: *The Journal of Geology*, 119, 597-617.
- Martini, M., Fitz-Díaz, E., Solari, L., Camprubi, A., Hudleston, P.J., Lawton, T., Tolson, G., Centeno-García, E., 2012, The Late Cretaceous fold-thrust belt in the Peña de Bernal-Tamazunchale area and its possible relationship to the accretion of the Guerrero Terrane, *en* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (eds.), *The southern Cordillera and beyond*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Field Guides, 25, 19-38.
- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014, Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: Implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane: *Geosphere*, 10(6), 1-17.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., Hanson, G.N., 1993, Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, *en* Johnsson, J., Basu, A. (eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 284, 21-40.
- Meinhold, G., Kostopoulos, D., Reishmann, T., 2007, Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of sedimentary rocks from the islands of Chios, Inousses and Psara, Aegean Sea, Greece: implications for the evolution of Paleotethys: *Journal of The Geological Society of London*, 164, 1145-1163.
- Mendoza, O.T., Suastegui, M.G., 2000, Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic: *Journal South American Earth Sciences*, 13, 297-324.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexiko – Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Deutschland, Technische Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 247 pp.

- Murillo-Muñetón, G., Dorobek, S.L., 2003, Controls on the Evolution of Carbonate Mud Mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, Northeastern Mexico: *Journal of Sedimentary Research*, 73, 869 - 886.
- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2007, Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico; detrital zircon U/Pb age constraints and implications for the Paleozoic paleogeography of the Rheic Ocean, *in* Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (eds.), *The evolution of the Rheic Ocean; from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 423, 453-464.
- Nesbitt, H.W., 2003, Petrogenesis of siliciclastic and sedimentary rocks, *en* Lentz, D.R., (ed.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: Evolutionary consideration to mineral deposits-forming environments*: New Foundland, Canada, Geological Association of Canada, *GeoText* 4, 39-51.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982, Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites: *Nature*, 299, 715-717.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2007, Evolución sedimentológica y geoquímica del Miembro Arenoso Galeana: Linares, N.L., México: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 301 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, Implicaciones tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico-Cretácico en las cuencas de Parras, Sabinas y Fosa de Monterrey, NE de México: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis Doctoral, 275 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Jenchen, U., Guerrero-Suastegui, M., 2008, Facies y sistemas de depósito del Miembro Arenoso Galeana (Formación Taraises, Cretácico Inferior, NE de México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 438-464.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.L., 2013, Reciclamiento sedimentario: Análisis composicional asociado a discordancias del noroeste de México, un ejemplo del Triásico Superior al Cretácico Inferior: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65(3), 553-572.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Talavera-Mendoza, O., Jenchen, U., Valencia, V.A., Medina-Ferrusquía, H.C., Guerrero-Suastegui, M., 2014a, Procedencia de la Formación La Casita y la Arcosa Patula: implicaciones para la evolución tectono-magmática del NE de México entre el Carbonífero y el Jurásico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1), 45-63.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Jenchen, U., Guerrero-Suastegui, M., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Barboza-Gudiño, J.R., 2014b, Petrografía, modas detríticas y geoquímica de la Formación Caracol (NE, Zacatecas, México): Implicaciones en intemperismo, composición de la roca fuente y ambiente tectónico, Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México: Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, 34(1), p. 209.
- Ohta, T., Arai, H., 2007, Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering: *Chemical Geology*, 240, 280-297.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978, El Gneis Novillo y rocas metamórficas asociadas en los cañones del Novillo y de la Peregrina, área de Ciudad Victoria, Tamaulipas: *Revista del Instituto de Geología*, 2(1), 19-30.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Centeno, D.J., Solari, L., Luna-González, L., Schaaf, P., 2014, A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico: *Gondwana Research*, 26, 834-868.
- Ortiz-Hernández, E.L., Yta, M., Talavera, O., Lapiere, H., Monod, O., Tardy, M., 1990, Origine intra-océanique des formations volcano-plutoniques d'arc du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur du Mexique centro-méridional: Paris, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 2, 305, 1093-1098.
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapiere, H., Monod, O., Calvet, P., 1992, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato - Características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del Complejo Filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 9(2), 126-145.
- Palacios-García, N.B., Martini, M., 2014, From back-arc rifting to arc accretion: the Late Jurassic-Early Cretaceous evolution of the Guerrero terrane recorded by a major provenance change in sandstones from the Sierra de los Cuarzos area, central Mexico: *International Geology Review*, 56(11), 1377-1394.
- Pearson, M.F., Clark, K.F., Porter, E.W., 1988, Mineralogy, fluid characteristics, and silver distribution at Real de Angeles, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1737-1759.
- PEMEX, (Petróleos Mexicanos), 1988, *Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico: México, Distrito Federal, Subdirección de Producción Primaria, Cordinación Ejecutiva de Exploración, Informe inédito*, 216 pp.
- Pettijohn, F.J., 1963, Chemical composition of sandstones-excluding carbonates and volcanic sands, *in* Fleischer, M. (ed.), *Data of Geochemistry: United States Geological Survey, Professional Paper*, 440-S, 1-19.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., Siever, R., 1972, *Sand and sandstone*: New York, Springer - Verlag, 553 pp.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame; an update, *en* James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (eds.), *The origin and evolution of the Caribbean Plate*: London, The Geological Society Special Publications, 328, 1-55.
- Pinzon-Sotelo, M., 2013, Análisis sedimentológico y petrográfico de la Formación Caracol (Cretácico Tardío), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 143 pp.
- Pinzon-Sotelo, M.P., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Ramírez-Díaz, A., Guerrero-Suastegui, M., Chávez-Cabello, G., 2012a, Propuesta nomenclatural de los Miembros Tierras Blancas y Miembro Rancho Viejo de la Formación Caracol (Turoniano-Campaniano Temprano), NE de Zacatecas, Sierra Madre Oriental (resumen): Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jalisco, México: Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, 32(1), 114.
- Pinzon-Sotelo, M.P., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2012b, Sedimentology and ichtology of the Turonian-Early Campanian Caracol Formation, Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico (resumen): Geological Society of America Annual Meeting, Charlotte, North Carolina: Geological Society of America, Abstracts with Programs, 44(7), 552.
- Pittman, E.D., 1963, Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance: *Journal of Sedimentary Petrology*, 33, 380-386.
- Price, R.A., 1973, Large scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern Canadian Rockies, *en* DeJong, K., Scholten, R.A., (eds.), *Gravity and Tectonics*: New York, Wiley, 491-502.
- Ramírez-Díaz, A., 2013, Estudio geológico-estructural del Anticlinal La Caja (área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas: Linares, Nuevo León, México, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 139 pp.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcuca, E., Ulloa, S., 1956, *Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas*: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, 38, 129 pp.
- Rubio-Cisneros, I.L., 2012, Análisis de procedencia de las formaciones El Alamar, La Boca y La Joya, noreste de México (Triásico Superior-Jurásico Medio): Linares, Nuevo León, México: Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de licenciatura, 217 pp.
- Rubio-Cisneros, I.L., Lawton, T.F., 2011, Detrital zircon U-Pb ages of sandstones in continental red beds at Valle de Huizachal, Tamaulipas, NE Mexico: Record of early-middle Jurassic arc volcanism and transition to crustal extension: *Geosphere*, 7(1), 159-170.
- Salinas-Prieto, J. C., Monod, O., Faure, M., 2000, Ductile deformations of opposite vergence in the Eastern part of the Guerrero Terrane (SW Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 389-402.
- Schwarzer, D., Michalzik, D., Fischer, R., 2003, Arc-derived sandstones from the Cretaceous Chilitos Formation (Zacatecas, Mexico) and its significance for the plate tectonic evolution of western Mexico: *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 153, 273-290.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 278, 120 pp.
- Silva-Romo, G., 1993, Estudio de la estratigrafía y estructuras tectónicas de la Sierra de Salinas, Edos. San Luis Potosí y Zacatecas: México, Distrito Federal, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 139 pp.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C., Nieto-Obregón, J., 2000, A submarine fan in the Mesa Central, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 429-442.

- Simpson, G.D.H., 2010, Influence of the mechanical behavior of brittle-ductile fold-thrust belts on the development of foreland basins: *Basin Research*, 22, 139-156.
- Sinclair, H., 2012, Thrust wedge/foreland basin systems, *en* Busby, C.J., Azor, A. (eds.), *Tectonics of sedimentary basins; recent advances*: London, United Kingdom, Wiley-Blackwell, 522-537.
- Stewart, J.H., Blodgett, R.B., Boucot, A.J., Carter, J.L., López, R., 1999, Exotic Paleozoic strata of Gondwanan provenance near Ciudad Victoria, Tamaulipas, Mexico, *en* Ramos, V.A., Keppie, J.D. (eds.), *Laurentia-Gondwana connections before Pangea*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 336, 227-252.
- Talavera, M., O., 2000, Mélanges in southern Mexico: Geochemistry and metamorphism of Las Ollas complex (Guerrero Terrane): *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1309-1320.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., Guerrero-Suastegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane; a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc: *Geofísica Internacional*, 34(1), 3-22.
- Tardy, M., Carfantan, J.Ch., Rangin, C., 1986, Essai de synthèse sur la structure du Mexique: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(II)(6), 1025-1031.
- Tardy, M., Lapierre, H., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera, M.O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): A Late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 234, 49-73.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: its composition and evolution*: Oxford, Blackwell, 312 pp.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico; tectonic implications for reconstructions of southern North America, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, 340, 191-196.
- Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J., 1991, Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, *en* Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W., (eds), *Developments in Sedimentary Provenance*: London, Geological Society of London Special Publication, 57, 47-54.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D., Talavera-Mendoza, O., 2008, U/Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico); its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America: *Journal of South American Earth Sciences*, 26(4), 343-354.
- Weltje, G.J., 2002, Quantitative analysis of detrital modes: Statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology: *Earth Science Reviews*, 57(3-4), 211-253.
- Weltje, G.J., Meijer, X.D., De Boer, P.L., 1998, Stratigraphic inversion of siliciclastic basin fills: a note on the distinction between supply signals resulting from tectonic and climatic forcing: *Basin Research*, 10, 129-153.
- Zaldívar, R.J., Garduño, M.V.H., 1984, Estudio estratigráfico y estructural de las rocas del Paleozoico Superior de Santa María del Oro, Durango, y sus implicaciones tectónicas: resumen: Reunión Anual, Sociedad Geológica de México, 37-38.
- Zuffa, G.G., 1980, Hybrid arenites; their composition and classification: *Journal of Sedimentary Research*, 50, 21-29.

Manuscritorecibido: Enero 25, 2015

Manuscrito corregido recibido: Julio, 22 2015

Manuscrito aceptado: Julio 25, 2015