

Estratigrafía y evolución estructural del Bloque de Coahuila, noreste de México

Stratigraphy and structural evolution of the Coahuila Block, northeastern Mexico

Samuel Eguiluz y de Antuñano^{1,*}

¹ Rinconada Precolombina, Bonampak 103, 04700, CDMX, México.

* Autor para correspondencia: (S. Eguiluz y de Antuñano) seguiluz662@gmail.com

Cómo citar este artículo:

Eguiluz y de Antuñano, S., 2022, Estratigrafía y evolución estructural del Bloque de Coahuila, noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (2), A110522. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n2a110522>

Manuscrito recibido: 28 de Junio de 2021
Manuscrito corregido: 11 de Febrero de 2022
Manuscrito aceptado: 6 de Mayo de 2022

La revisión por pares es responsabilidad de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Este es un artículo de acceso abierto bajo la licencia [CCBY-NC-SA](https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/) (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>)

RESUMEN

El Bloque de Coahuila tiene rocas marinas y continentales del Paleozoico al Reciente que afloran en una vasta región del noreste de México. Este trabajo aporta datos de superficie y subsuelo que constatan la presencia del arco Nazas sobre este bloque. Se describen secciones estratigráficas que indican el proceso de transgresión marina sobre este bloque durante el Aptiano, así como el depósito de un potente espesor de caliza, dolomía y evaporita de edad Albiano y Cenomaniano temprano. La sucesión estratigráfica del Cretácico Superior está compuesta por el paso gradual entre las formaciones Indidura, Parras, Cerro del Pueblo, Cerro Huerta y capas La Soledad que representan depósitos de antepaís (*foreland*) con ~1000 m de espesor; estas rocas muestran una condensación estratigráfica al confrontar su espesor con secciones estratigráficas similares en las cuencas vecinas de Sabinas, del Centro de México y Chihuahua, las que tienen más de 2000 m de espesor de rocas de la misma edad. En este trabajo hay datos estructurales que se confrontan con ideas previas que consideraban una deformación tenue afectada por fallas de tipo normal. En el Bloque de Coahuila se distinguen tres estilos estructurales: uno está relacionado con pliegues de curvatura amplia, otro está formado por pliegues angostos y alargados, con fallas inversas, este estilo está restringido al borde austral del Bloque de Coahuila en donde es traslapado tectónicamente por la napa de Parras, esta napa sepulta las facies sedimentarias marginales pre-Aptiano de este bloque. Ambos estilos estructurales están estrechamente vinculados con la orientación de estructuras de la fase que deformó al Orógeno mexicano. El tercer estilo es representado por pliegues agudos y geoméricamente escalonados, así como conjuntos estructurales con varios ejes burdamente orientados norte-sur, con vergencias opuestas y fallas diversas. Este último estilo estructural no tiene una componente de extensión o acortamiento definida y su deformación posiblemente es posterior a la fase que deformó el Orógeno mexicano. Los datos presentados definen la extensión geográfica del borde suroeste del Bloque de Coahuila.

Palabras clave: plataforma de Coahuila, arco Nazas, sección estratigráfica condensada.

ABSTRACT

The Coahuila Block has marine and continental rocks from the Paleozoic to the Recent, which outcrop in a vast region of northeastern Mexico. This work provides surface and subsurface data from confirm the presence of Nazas arc on this block. Stratigraphic sections describe the transgressive process of marine flooding on this block during the Aptian and a thick deposit of limestone, dolomite and evaporitic during the Albian and lower Cenomanian. The stratigraphic succession from the Upper Cretaceous is composed of the gradual passage among the Indidura, Parras, Cerro del Pueblo and the Cerro Huerta formations and the Soledad beds, all of them as foreland facies, with ~1000 m thickness, these rocks show a stratigraphic condensation on this block compared to similar stratigraphic successions in neighboring the Sabinas, Central Mexico and Chihuahua basins, which has thickness than more 2000 m same age rocks. In this work structural data are confronted with previous ideas that considered a soft deformation affected by normal-type faults. In the Coahuila Block three structural styles are distinguished: one of them closely related to broad curvature folds, other style composes by narrow and long folds with reverse faults, this style is restricted at the austral border of the Coahuila Block, which are tectonically cover for the Parras nappe, this nappe covers pre-Aptian marginal sedimentary facies of this block, both structural groups are closely related to the orientation of the structures of the phase that deformed the Mexican Orogen. The third style is composed by acute folds with a stepped geometry and associated by structural complexes with roughly oriented north-south axes, with opposite vergences and diverse faults. This last structural style has not a defined extension or shortening component and their deformation possibly is post-shortening to the deformation of the Mexican Orogen. The data presented define the southwestern geographical border of the Coahuila Block.

Keywords: Coahuila platform, Nazas arc, stratigraphic condensed section.

1. Introducción

El Bloque de Coahuila es una unidad paleotectónica y paleogeográfica geológicamente poco estudiada. La estratigrafía se ha descrito de manera general o con enfoque particular en áreas específicas (King, 1944; Garza-González, 1973; McKee *et al.*, 1988; Aranda-Gómez *et al.*, 2019). La deformación documentada define estructuras amplias y sencillas, pero omite rasgos estructurales complejos, su estudio carece de la integración regional de datos de superficie y subsuelo para delimitar la real extensión geográfica de este bloque. Al norte lo confina la traza de la falla San Marcos (Charleston, 1981; McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Alonso *et al.*, 2020), al oriente la cuenca de Parras (Eguiluz-de Antuñano, 1991a), el límite sur, suroeste y norponiente es incierto, está definido por facies litorales que afloran en estructuras alóctonas complejas (Imlay, 1936; Alvarez, 1949; Garza-González, 1973, Tardy, 1980), situadas como referencia entre las poblaciones de General Cepeda, Parras de la Fuente, Torreón, Coahuila, San Pedro el Gallo, Durango, y Jiménez, Chihuahua (Figura 1).

Las rocas más antiguas descritas en este bloque corresponden a una sucesión turbidítica, volca-nosedimentaria, de edad Pensilvánico y Pérmico (King, 1944; McKee *et al.*, 1988), que aflora en una ventana de erosión situada en las sierras Acatita y Las Delicias (Figura 1). Estas rocas son cortadas por intrusivos granodioríticos con edad obtenida por isotopía K/Ar en biotita de 208 ± 4 Ma (Denison *et al.*, 1969). Granos de circón obtenidos de la sucesión volcanosedimentaria del Paleozoico tienen edades U-Pb de 270-331 Ma y edades modelo TDM Sm-Nd de $1.18 \sim 1.21$ Ga, que sugieren un basamento de 1300 Ma a 900 Ma, con procedencia Gondwánica (López *et al.*, 2001; Zhao *et al.*, 2020). Sobre las rocas descritas hay una sucesión volcánica de arco continental en el subsuelo del Bloque de Coahuila (Eguiluz y Campa, 1983; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992). Análisis isotópicos de estas rocas cortadas por pozos petroleros (Anexo tabla suplemento, TS 1)

arrojan edades K/Ar en biotita de 163 ± 8 Ma (Ceballos 1) y por isócrona de Rb/Sr de 223 ± 20 Ma (Mayrán 1) y 236 ± 39 Ma (Paila 1A). En la sierra Diablo (Figura 1), bajo las capas sedimentarias de edad Albiano, afloran capas de toba y brecha volcánica (Jones y McKee, 1987; Jones *et al.*, 1995), su datación obtenida por isócronas de Rb-Sr es 180 ± 20 Ma en un reporte inédito de Petróleos Mexicanos elaborado por Denison *et al.* (1979), mientras que Jones y McKee (1987) obtienen por el mismo método analítico una edad de 179 ± 15 Ma.

La presencia de este bloque como un elemento insular fue propuesto por Böse (1923) al reconocer una sucesión marina del Jurásico Superior en su margen sureste (sierra de Arteaga). Trabajos posteriores confirmaron la presencia de este bloque concebido como Península de Coahuila (Kellum, 1936; Imlay, 1936). Kelly (1936) describió la estratigrafía del Cretácico sobre este bloque e introdujo aquí, impropiamente, la nomenclatura de la Cuenca de Chihuahua. Designó a una sucesión inferior constituida por evaporitas como Formación Cuchillo de edad pre-Albiano y a un cuerpo superior, con predominio de caliza, como Formación Aurora del Albiano. Sobre esta última unidad propuso el nombre de Formación Indidura para un paquete de 30 metros (m) de espesor compuesto por capas delgadas de lutita, caliza y arenisca del Cretácico Superior. La Formación Cuchillo depositada en discordancia angular sobre rocas del Paleozoico y Triásico dio origen a proponer la existencia de una plataforma a la que Álvarez (1949) propuso el apelativo paleogeográfico de Plataforma de Coahuila. Con base en el hallazgo del fósil *Dufrenoyia* sp., en areniscas de la base de la sucesión sedimentaria marina depositada sobre este bloque, Humphrey (1956) reconoció que las evaporitas, previamente designadas como “Formación Cuchillo” son más jóvenes en edad, e introdujo los nombres de las formaciones Las Uvas para las capas de arenisca con el fósil *Dufrenoyia* sp., en la base, Formación Acatita para los estratos de caliza y dolomía con evaporita que sobreyacen y así, suplir el nombre impropio de “Formación Cuchillo”, pero

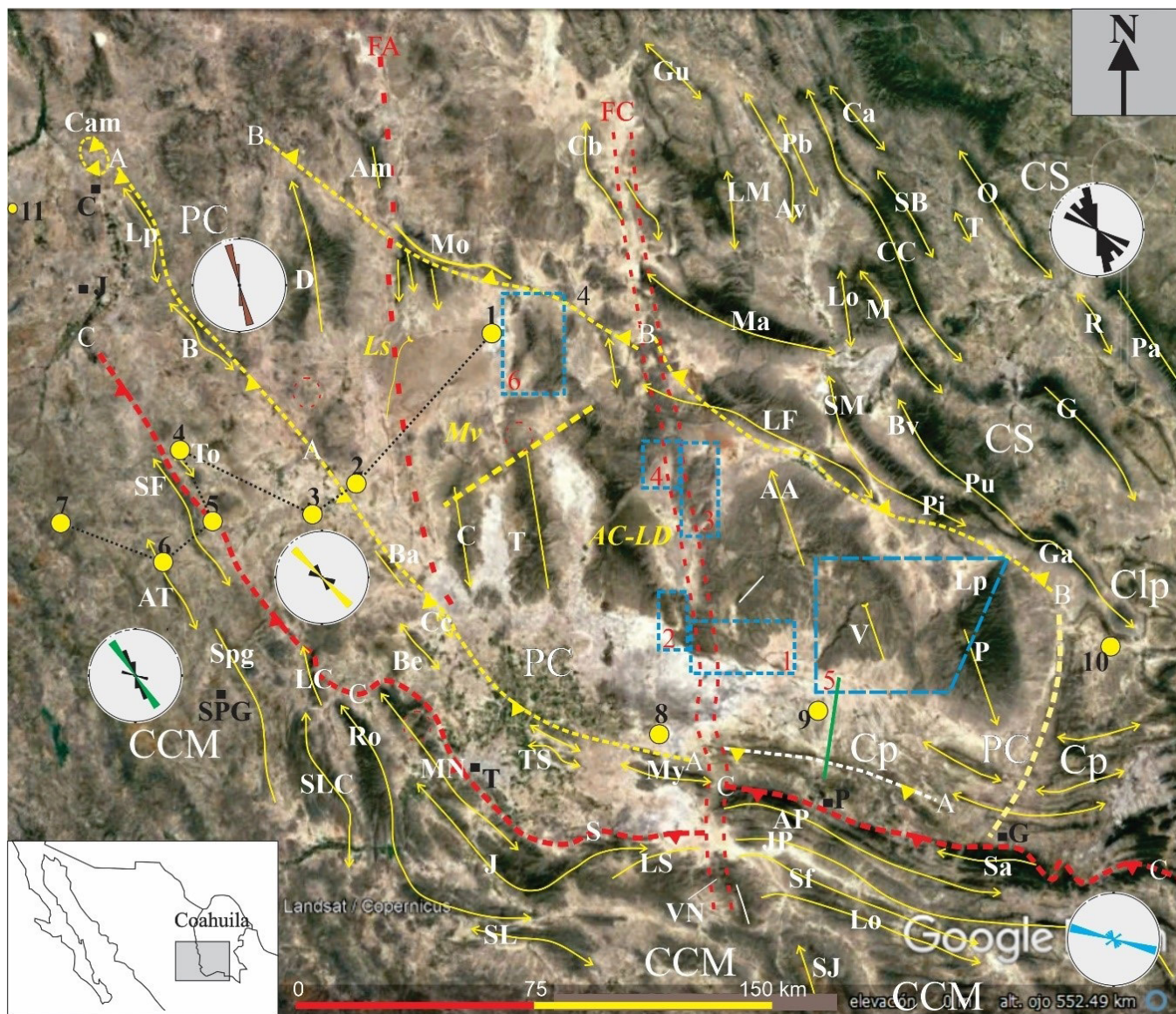


Figura 1 La imagen muestra las geformas estructurales regionales del Bloque de Coahuila (PC) y cuencas vecinas del Centro de México (CCM), Parras (Cp), La Popa (Clp) y Sabinas (CS). Línea roja cortada es la traza de la Napa de Parras (C), lineamientos El Caballo (FC) y Almagre (FA). Líneas amarillas y blancas cortadas son traza del frente de cabalgadura de la Plataforma de Coahuila (A) y de la Falla San Marcos (B). Círculos amarillos pozos: 1 Tarahumara 1, 2 Tlahualilo 1, 3 Ceballos 1, 4 Chihuahua 1, 5 Bermejillo 1, 6 Zarca 1, 7 Parral 1, 8 Mayrán 1, 9 Paila 1A, 10 Hacienda 1, 11 Toronto. Cuadros negros poblaciones de: Camargo (C), General Cepeda (G), Jiménez (J), Parras de la Fuente (P), Torreón (T), San Pedro el Gallo (SPG). Recuadros en azul áreas con descripción estructural documentadas aquí. Agrupados en sectores estructurales y marcados por líneas amarillas con flecha los anticlinales: San Felipe (SF), Atotonilco (AT), San Pedro el Gallo (Spg), La Campana (LC), El Rosario (Ro), San Luis el Cordero (SLC), Mapimí-Noas (MN), Jimulco (J), San Lorenzo (SL), Saucedo (S), Anticlinorio de Parras (AP), Juan Pérez (JP), San Julián (SJ), Lorenzeña (Lo), San Francisco (Sf), Astillero (Sa), La Gavia (Ga), Pinos (Pi), La Fragua (LF), San Marcos (SM), Barril Viejo (Bv), Menchaca (M), La Virgen (Lo), La Purísima (Pu), Gloria (G), Pájaros Azules (Pa), Rata (R), Ovallos (O), Tullillo (T), San Blas (SB), Cristo-Capilín (CC), Puerto Blanco (Pb), Agua Verde (Av), La Mula (LM), El Guaje (Gu), Madera (Ma), Candelilla (Ca), Caballo (Cb), Mojada (Mo), Almagre (Am), Camargo (Cam), El Toro (To), Diablo, (D), La Campana (C), Tlahualilo (T), Alamitos (AA), Venados (V), La Paila (P), La Pedrera (Lp), Móvano (Mv), Soledad (Ls), Acatita-Las Delicias (AC-LD). Línea verde sección sísmica (Figura 8). Diagramas de rosas muestran la orientación preferente de los ejes de pliegues en diferentes áreas. Imagen tomada de Google Earth.

Humphrey (*op. cit.*) conservó el nombre Aurora para el conjunto de estratos superiores de caliza. Garza-González (1973) examinó que el borde de esta plataforma está compuesto por una faja con bancos de rudistas (en las sierras La Sauceda y Pinos, Coahuila, figura 1) y a esta litología le dio el nombre de Formación Viesca, para la sucesión de evaporita, caliza y dolomía de ambiente lagunar conservó el nombre de Formación Acatita, pero para el cuerpo superior de caliza, dolomía sin evaporitas, con espesor de ~200 m propuso el nombre de Formación Treviño. De esta manera evitó usar el confuso nombre de Aurora para una comprensión más favorable para la estratigrafía y modelo sedimentario de la Plataforma de Coahuila, sin embargo, el término Formación Aurora permanece aún en uso aberrante en la literatura (McKee *et al.*, 1990, Lehmann *et al.*, 1999, Alonzo *et al.*, 2020). Garza-González (1973) designó otras unidades estratigráficas (formaciones Paila y Baicuco) en el modelo sedimentario de esta plataforma, pero su uso no es aplicable, como más adelante se explicará.

La estratigrafía del Cretácico Superior sobre el Bloque de Coahuila no está claramente definida. Se reconoce a la Formación Indidura, sin gran dificultad, desde las sierras La Paila, Alamitos, La Peña, Solís, Banderas, El Rey (Figura 1), pero hay dificultad para designar unidades más jóvenes depositadas sobre este bloque (*e. g.* capas La Soledad, Harmann, 1913, Figura 1). En la Cuenca de Parras se perforaron los pozos Paila 1A y Mayrán 1 (Eguiluz-de Antuñano, 1985), estos pozos (Figura 1) penetraron las formaciones Cerro Huerta, Cerro del Pueblo (ambas del Grupo Difunta), que yacen sobre las formaciones Parras e Indidura, estas unidades tienen un espesor menor comparado con sucesiones similares isócronas de estas formaciones (Murray *et al.*, 1962; Soegaard *et al.*, 2003), ubicadas en las áreas entre Saltillo y La Popa (Figura 1). En los pozos arriba enunciados la Formación Indidura yace sobre la Formación Treviño, seguida ésta de forma descendente por las formaciones Acatita, Las Uvas y rocas del arco Nazas (Eguiluz y Campa, 1983), por lo tanto, la sucesión del Cretácico Superior de la Cuenca de

Parras está acoplada sobre el Bloque y Plataforma de Coahuila.

La evolución estratigráfica del Paleógeno y Neógeno sobre el Bloque de Coahuila es complicada, hay afloramientos dispersos con datos limitados que dificultan sustentar la edad de sucesiones sedimentarias y eventos magmáticos. Con isotopía en circón U-Pb hay dataciones de rocas sedimentarias con 49 ± 2 Ma y magmatismo extrusivo e intrusivo que varía desde 46 Ma a 4.7 Ma (Singewald, 1936; Shulze, 1953; Bartolino, 1988; Chávez *et al.*, 2005; Aranda-Gómez *et al.*, 2019). Depósitos lacustres de edad Mioceno tardío y Plioceno de la Formación Mayrán son las rocas más jóvenes (Amezcuca *et al.*, 2012; Eguiluz-de Antuñano y Carranza-Castañeda, 2013).

La deformación en la porción norte y central del Bloque de Coahuila corresponde a estructuras amplias con echados de poca inclinación (braqui-anticlinales), con ejes orientados N-S y NW-SE (Kelly, 1936; Álvarez, 1949; Servicio Geológico Mexicano, 2008). En la parte sur y suroeste de este bloque aparece un arreglo diferente, hay conjuntos estructurales con anticlinales y sinclinales angostos y alargados orientados preferentemente NW-SE (Jones, 1938; Servicio Geológico Mexicano, 2008). Las rocas sedimentarias y volcánicas más jóvenes tienen deformación compleja, con echados de inclinación variable y hay cuerpos plutónicos que adquieren forma de domo (Aranda-Gómez *et al.*, 2019). Hay lineamientos estructurales que imprimen singular fisiografía y segmentan algunas zonas, así como planicies amplias que se especula su origen ligado a un sistema de extensión con fosas y pilares estructurales (Eguiluz-de Antuñano, 1984; Bartolino, 1988; Aranda-Gómez *et al.*, 2019).

En este bloque hay importantes recursos naturales. Yacimientos minerales de celestina (SrSO_4) con producción anual de 35,487 toneladas, barita (BaSO_4) 1438 toneladas y fluorita 4341 toneladas, considerados como depósitos de tipo *Mississippi Valley* (González-Sánchez *et al.*, 2007; Ramos-Rosique *et al.*, 2005; INEGI, 2019). Adicionalmente hay sulfato de sodio (Na_2SO_4) 27,900 toneladas, yeso 218,900 toneladas, dolomita 646,800

toneladas y producción marginal de plomo y zinc. Hay un pozo productor no comercial de gas y condensado (pozo Durango 1), por lo que el estudio geológico y geofísico de este bloque tiene relevante importancia económica.

2. Objetivo

Este trabajo tiene como objetivos aportar datos estratigráficos y estructurales de superficie y subsuelo para conocer con más detalle la evolución sedimentaria del Bloque de Coahuila, delimitar la extensión SW de este bloque, reconocer los estilos estructurales y describir una deformación sobrepuesta más joven no considerada previamente.

3. Método de trabajo

Se consultó y analizó la bibliografía geológica antecedente referente al Bloque de Coahuila y su entorno inmediato. Se analizaron mapas geológicos elaborados por CETENAL (actualmente INEGI) entre 1970 a 1980, así como cartas geológico mineras e informes del Servicio Geológico Mexicano y cartas geológicas inéditas de PEMEX que cubren el área a escalas 1:50,000 y 1:250,000. La toponimia usada en este trabajo es tomada de cartas topográficas de INEGI (1974). Imágenes digitales Google Earth dieron valioso apoyo para identificar áreas de interés. Con esta información se localizaron puntos estratégicos y acceso a localidades importantes. Se realizaron tres campañas de campo para verificar la estratigrafía y deformación de localidades específicas. Con posicionador satelital se obtuvo la ubicación de coordenadas Universal Transversa Mercator (UTM G13 y G14, Datum WGS84) de las localidades estudiadas en los estados de Coahuila, Durango y Chihuahua (anexo TS 1). Con brújula Freiburger (Clar) se tomaron datos estructurales para documentar la deformación de pliegues y fallas críticas en los estratos sedimentarios. La descripción de texturas y mineralogía de los componentes en muestra de mano se realizó con

lupa, la estimación porcentual de su composición mineralógica se hizo mediante un patrón de estimación visual. Mediante el diagrama ternario de McBride (1963) se clasificó el tipo de arenisca, que integra la suma de cuarzo, pedernal y cuarcita en un extremo y segrega al contenido de feldespato y fragmentos de líticos en extremos opuestos. La clasificación textural de Dunham (1962) se utilizó para calizas. En gabinete se analizó e integró la información geológica obtenida en campo para elaborar secciones estratigráficas, croquis estructurales y diagramas diversos. A la información de campo se integraron y analizaron datos de pozos consistentes en registros geofísicos. La petrografía de núcleos de pozos y los fechamientos de K/Ar e isócronas de Rb/Sr fueron realizadas por los laboratorios Rodger Denison y por el Instituto Mexicano del Petróleo para informes inéditos de Petróleos Mexicanos. Se interpretaron líneas sísmicas 2D obtenidas por brigadas de exploración de Petróleos Mexicanos. Con los programas ESTEREONET y FAULTKIN (Allmendinger, 2020) se analizaron los datos estructurales. La ubicación de las localidades estudiadas y los datos cinemáticos obtenidos en este trabajo, así como los datos de isotopía recopilados se incluyen en cuatro tablas suplementarias (anexo TS 1-4).

4. Estratigrafía

4.1. SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA BASAL

Como sucesión estratigráfica basal se describe aquí al sustrato de rocas que yacen por debajo de la cubierta sedimentaria del Cretácico. Hay datos que indican una evolución estratigráfica independiente de este bloque excluido de Laurasia y del cratón de Norteamérica, el origen de su basamento se vincula más apropiadamente con la margen periférica de Gondwana (López *et al.*, 2001; Zhao *et al.*, 2020). La estratigrafía, deformación, contenido fósil, ambiente de depósito y edad de las rocas del Paleozoico del Bloque de Coahuila ha sido descrita con relativa amplitud en trabajos antecedentes (King, 1944; McKee *et al.*, 1988;

Sour-Tovar, *et al.*, 2016). La litología y edad de las rocas del Paleozoico en el Bloque de Coahuila son diferentes al comparar con rocas similares en el área de Marathon, Texas, en este bloque no afloran rocas previas al Misisípico (Sellards *et al.*, 1932; Flawn *et al.*, 1961; McBride, 1988), la edad más joven de la sucesión es del Pérmico Ochoano (King, 1944) y hay magmatismo de arco (McKee *et al.*, 1988; Lopez *et al.*, 2001). Estas diferencias excluyen la vinculación de este bloque con el área Marathon; por lo tanto, su relación con el cratón de Norteamérica es discutible (Molina-Garza e Iriondo, 2005; Poole *et al.*, 2005). Este trabajo no presenta datos adicionales de estas rocas.

En el subsuelo del Bloque de Coahuila hay rocas volcánicas que subyacen a la cubierta sedimentaria del Cretácico cortadas por pozos petroleros. Denison *et al.* (1969) y Grajales-Nishimura *et al.* (1992) sugirieron que estas rocas volcánicas estaban vinculadas con el arco Nazas, pero esta hipótesis en su tiempo no fue concluyente ya que las dataciones K/Ar y Rb/Sr obtenidas de dos pozos podrían tener variaciones desde el Paleozoico al Jurásico y presentaban alteración hidrotermal con edades más jóvenes anómalas. Dataciones U-Pb de afloramientos del arco Nazas en Durango (Lawton y Molina-Garza, 2014) y Tamaulipas (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011) apoyan la edad del arco Nazas entre 184 Ma a 167 Ma.

La relevancia que tiene identificar la distribución del arco Nazas radica en que al sur de la postulada megacizalla Mojave-Sonora hay vulcanismo de arco continental Jurásico, mientras que al norte de esta megacizalla el vulcanismo de esta edad está ausente (Silver y Anderson, 1974), por lo tanto, identificar el vulcanismo de arco sobre el Bloque de Coahuila puede ser importante para definir sus límites con base a la hipotética megacizalla. Algunos criterios consideran que el límite SW de este bloque es segmentado por la postulada megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974) o lineamiento Torreón-Monterrey (De Cerna, 1976), otros trabajos proponen que la traza de esta megacizalla corresponde con el lineamiento San Marcos, al norte de este bloque (Denison *et al.*,

1969; López-Infanzón, 1986; McKee *et al.*, 1988; Grajales-Nishimura *et al.*, 1992; Dickinson y Lawton, 2001). Varios autores no comparten la idea de la proyección de la megacizalla en esta región (Molina-Garza e Iriondo, 2005; Poole *et al.*, 2005; Eguiluz-de Antuñano y Chávez-Cabello, 2022). Independiente a los criterios enunciados la identificación del arco Nazas en el Bloque de Coahuila es importante porque forma parte de la evolución geodinámica de esta área y su vinculación con el contexto regional. Los datos que presenta este trabajo es una compilación de información petrográfica e isotópica de núcleos de pozos (anexo TS 1) generados en informes inéditos de Petróleos Mexicanos entre 1970 y 1980, que, aunada con datos más recientes, contribuyen a una interpretación más propia del magmatismo y edad de este intervalo estratigráfico, así como a comprender su relación con la evolución tectónica.

La petrografía proviene de 6 núcleos de fondo de pozos que alcanzaron a la sucesión basal y cortaron rocas como riolita, ignimbrita, andesita-dacita, esquisto, latita y tonalita, un tanto alteradas (anexo TS 1 y Figura 1). La petrografía del núcleo del pozo Ceballos 1 describe una masa mayormente de cuarzo policristalino y plagioclasa reemplazada por sericita y biotita alterada a clorita, con minerales de pirita, rutilo, apatito, esfena, circón y grafito. Con base en estos dos últimos minerales y su aspecto “foliado” se clasificó como esquisto derivado de roca sedimentaria clástica. El núcleo del pozo Tarahumara 1 tiene textura microlítica y poco porfídica, formada por una pasta microlítica de feldespato alterado a arcilla, esta alteración rodea a cristales de plagioclasa y sanidino, con amígdalas rellenas por cuarzo y clorita, clasificada como latita alterada. La petrografía del núcleo del pozo Paila 1A reportó fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, clorita, circón, apatito, epidota y óxidos de hierro, con planos de flujo, así como esferulitas y amígdalas rellenas por calcedonia y cuarzo, con silicificación y desvitrificación, que diagnostican a la roca como ignimbrita de composición riolítica. El estudio petrográfico del núcleo del pozo Mayrán 1 describe una masa

irregular de cristales euhedrales y fragmentados de plagioclasa, cuarzo y clorita, con óxidos de hierro, apatito, calcita, sericita, tiene alineamiento subtraquítico y lentes de feldespato rodeado por vetillas de clorita, con fantasmas de grietas perlíticas. Esta roca se clasificó como riolita con desvitrificación y alteración hidrotermal. Los núcleos de fondo de los pozos Zarca 1 y Tlahualilo 1 se clasificaron como riolita y andesita-dacita respectivamente, sin más detalle de sus componentes mineralógicos. Este entorno petrológico puede correlacionarse con rocas de similar aspecto volcánico que aflora en la sierra Diablo (Jones y McKee, 1987; Jones *et al.*, 1995). La mineralogía de los núcleos de estos pozos identifica un vulcanismo continental de composición félsica o intermedia, pero con alteración, lo cual afecta fechar las rocas por algunos métodos isotópicos (Kelley, 2002 a, 2002b; Gillot *et al.*, 2006).

En el pozo Ceballos 1 se realizaron dos análisis por K/Ar obtenidos de mica biotita alterada a clorita y sericita, la cantidad de potasio fue baja, pero dentro de un rango aceptable. Un análisis Rb/Sr del núcleo en el pozo Mayrán 1 se realizó en roca total y plagioclasa, advirtiendo alteración hidrotermal en la roca. En el pozo Paila 1A los análisis K/Ar y Rb/Sr fueron en roca total y en el pozo Tarahumara 1 con K/Ar en sanidino.

Las edades obtenidas según el método variaron desde Triásico Tardío (236 ± 39 Ma) a Jurásico Tardío (163 ± 8 Ma). La confrontación de edad absoluta en el núcleo del pozo Paila 1A por métodos diferentes, indica que existe alteración de la roca que afecta el resultado, por lo tanto, su interpretación requiere sustentarse con criterio geológico en base a su posición estratigráfica, como es el caso para la edad del núcleo 3 del pozo Tarahumara 1 (anexo TS 1). La posición estratigráfica de los núcleos de pozos y un afloramiento en la sierra Diablo (Jones y McKee, 1987; Jones *et al.*, 1995), yacen bajo la cubierta sedimentaria del Cretácico (formaciones San Marcos, Las Uvas o Acatita), por lo que las rocas volcánicas descritas no pueden ser más jóvenes a esta cubierta. Las rocas de los núcleos descritos no presentan esquistosidad

ni foliación que se pudiera relacionar a un metamorfismo dinámico importante, su aspecto de flujo o aparente pizarra es más propio de coladas volcánicas en tobas o ignimbritas, a diferencia del aspecto de pizarra y foliación que tienen las rocas del Paleozoico del área Acatita-Las Delicias.

4.2. SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA APTIANO-CENOMANIANO INFERIOR

La estratigrafía en el norte del Bloque de Coahuila, en colindancia con la Cuenca de Sabinas, está expuesta en el núcleo de pliegues exhumados durante la deformación del Paleógeno (sierras Mojada, La Fragua, Madera, San Marcos, Pinos y La Gavia, Chávez-Cabello, 2005). Las facies sedimentarias que afloran en la margen norte de este bloque muestran el paso gradual vertical y lateral de facies continentales hacia facies marinas y cuñas de estratos (*onlap*) que indican una transgresión paulatina pero constante (Figura 2), desde el Jurásico Superior al Aptiano y Albiano (Charleston, 1981; Garza-González, 1973; McKee *et al.*, 1990; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Alonso *et al.*, 2020). Las rocas más viejas del Cretácico que afloran sobre el Bloque de Coahuila están en la localidad La Pedrera, flanco noroeste de la sierra La Paila (Figura 1). La sucesión sedimentaria sin nombre propuesto está formada por arcosa de grano grueso y guijas de arenisca y andesita, subredondeadas y redondeadas, con estratificación cruzada, de color ocre y verde, en capas de 20 centímetros (cm) a 30 cm de grosor, con espesor de 15 m, sin observar su contacto inferior por estar sepultado en el subsuelo. El límite superior de esta unidad es gradual al pasar a caliza y dolomía de color gris oscuro, en capas de 60 cm a 80 cm y constituyen un paquete de ~100 m de espesor, con miliólidos y moluscos, esta litología puede ser correlacionada con la Caliza Cupidito. Sobre la Caliza Cupidito hay lutita y arenisca de grano fino, calcárea, gris oscuro a negro, con laminación paralela y moldes e impresiones de ammonites del género cf. *Dufrenoyia* (identificadas en campo por el suscrito), su espesor es de 20 m

y estas litologías poseen similitud litológica con la Formación La Peña y por posición estratigráfica y contenido fósil su correlación es con la Formación Las Uvas (Figura 2). Litologías similares fueron cortadas por el pozo Tarahumara 1 (Figura 1), con 117 m de areniscas de la Formación Las Uvas, 68 m de la Formación Cupidito y 1162 m de arenisca y conglomerado (referidos en el reporte inédito del pozo como Formación San Marcos). La localidad La Pedrera y el pozo Tarahumara 1 indican la existencia de cuñas sedimentarias (*onlaps*) de terrígenos y rocas carbonatadas, en facies transgresivas sobre la periferia del Bloque de Coahuila. Las evidencias litológicas de pozos y afloramientos indican la migración temporal y espacial de facies transgresivas más precoces que lo reportado en trabajos antecedentes, en donde la inundación marina de este bloque se asumió ser Aptiano superior (Humphrey, 1956; Lehmann *et al.*, 1999). Cabe aclarar aquí que *Dufrenoyia justinae*, tradicionalmente fue referida para identificar la base del Aptiano superior (Imlay, 1936; Cantú-Chapa, 1976); sin embargo, nuevos criterios ubican este fósil en la parte más alta del Aptiano inferior (Bedouliano; Barragán-Manzo y Méndez-Franco, 2005).

La Formación Las Uvas es un depósito de arcosa, de grano mediano a grueso, en estratos

delgados, que ocasionalmente contiene el fósil *Dufrenoyia* sp. (Humphrey y Díaz, 2003), que asigna a esta formación una edad Aptiano temprano. El espesor de esta formación en superficie y subsuelo es variable, desde 15 m a 120 m, delgada sobre el bloque y gruesa hacia sus bordes. Sobre la Formación Las Uvas hay una sucesión constituida por capas medianas a gruesas de caliza y dolomía, con espesores con decenas de metros que corresponden a la base de la Formación Acatita a la que Garza-González (1973) refirió como Formación Paila (actualmente en desuso). Sobre la unidad inferior de caliza y dolomía alternan intervalos de yeso y anhidrita que se identifican en este trabajo como ambientes de *sabkha*. Esta alternancia litológica con más de 500 m de espesor corresponde a la Formación Acatita, desde el contacto con la Formación Las Uvas hasta el contacto con la Formación Treviño (Figura 3). Dentro de la Formación Acatita hay un intervalo de particular interés económico formado por brechas de caliza, dolomía y yeso, con superficies de disolución y karsticidad, que aloja mineralización de estroncio (González-Sánchez *et al.*, 2007; Ramos-Rosique *et al.*, 2005). Las características litológicas de este intervalo sugieren la existencia de una discordancia paralela como un evento regresivo. Sobre este

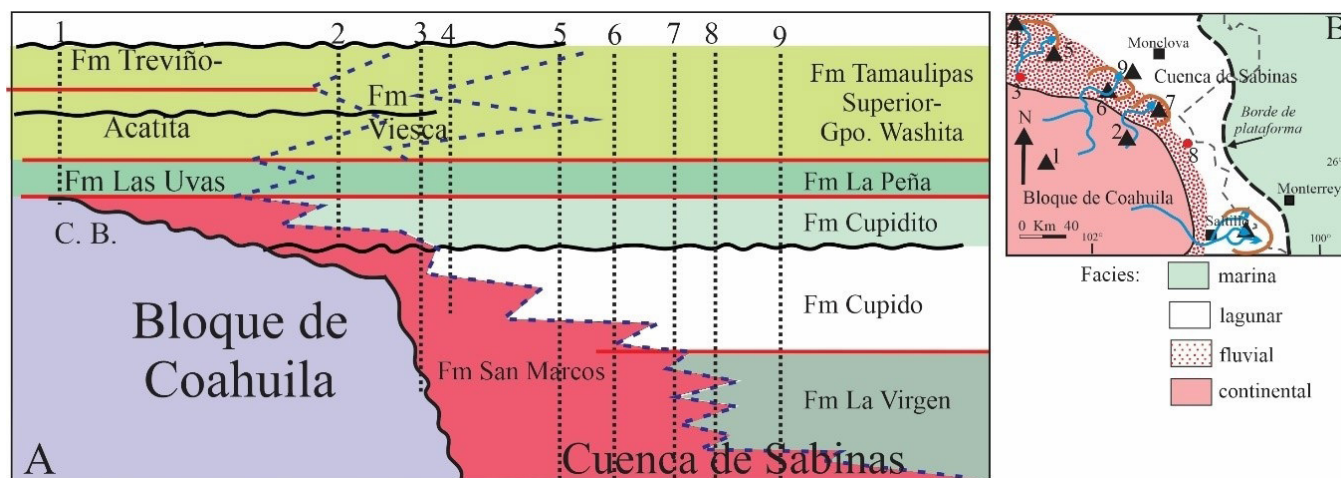


Figura 2 A) Relaciones estratigráficas entre el Bloque de Coahuila y la Cuenca de Sabinas en el Aptiano-Cenomaniano temprano. Localidades: 1) Las Delicias, 2) La Pedrera, 3) pozo Tarahumara 1, 4) sierra Mojada, 5) sierra La Fragua, 6) sierra y pozo San Marcos-1, 7) sierra La Gavia, 8) pozo Hacienda-1, 9) sierra y pozo Menchaca-1. C.B. sustrato basal. B) Distribución de facies continental, fluvial, lagunar y marina durante el Aptiano temprano en el borde noreste del Bloque de Coahuila.

límite se restablece el depósito de una sucesión nuevamente transgresiva que da continuidad al depósito de facies *sabkha* hasta su cambio gradual con la Formación Treviño.

El reporte de *Coalcomana ramosa* (McKee y Jones, 1997), *Orbitolina texana* y diversos foraminíferos bentónicos en la base de la Formación Acatita sugieren una edad Albiano temprano a medio (Humphrey, 1956; Humphrey y Díaz, 2003). En contacto gradual y concordancia esta formación pasa a la Formación Treviño compuesta por capas de caliza con diferente grado de dolomitización, en capas gruesas a muy gruesas, de color gris claro a gris medio, con ~250 m de espesor (Figura 3). Lehmann *et al.* (1999) reportan en las sierras de La Paila y La Peña un intervalo particular con capas de *mudstone* y *wackestone* con foraminíferos planctónicos (*Praeglobotruncana stephani*, *Ticinela primula* y *T. madecassiana*) que datan facies pelágicas del Albiano tardío. En la cima de lo que corresponde a la Formación Treviño Jones (1938) reporta *Gryphea marcoui*, *Pecten subalpinus*, *Holectypus* aff. *castilloi*, *Monopleura* cf. *texana*, *Monopleura* cf. *marcida*, *Toucasia* cf. *texana*, mientras que Humphrey (1956) reportó *Enallaster* cf. *bravoensis*, *Ostrea carinata*, *Toucasia* sp., y miliolidos, por lo que su contenido fósil y posición estratigráfica sugieren una edad Albiano tardío al Cenomaniano temprano. El conjunto litológico de facies marinas de caliza, dolomía y evaporita arriba descritas constituye el dominio sedimentario de la Plataforma de Coahuila.

El límite entre la Plataforma de Coahuila y las facies de cuenca afloran en el borde norte,

en colindancia con la Cuenca de Sabinas. Este borde está compuesto por capas de dolomía, en estratos gruesos, con moluscos y estromatolitos. Este cambio no denota un borde con montículos biohermales apilados y facies de talud prebarrera, como es el caso de las plataformas de Valles y Faja de Oro que tienen arrecifes masivos (Enos, 1974; Coogan *et al.*, 1972). El paso de la Plataforma de Coahuila hacia la Cuenca de Sabinas, en la base y parte media de la sucesión, es un borde mixto, formado por caliza y dolomía en facies lagunares y de mar abierto interdigitadas, hay montículos de moluscos, corales y estromatolitos dispersos (Alonso *et al.*, 2020). El pozo Tarahumara 1 (Figura 2) cortó una sucesión litológica comparable a la facies postbarrera o lagunar marginal arriba descrita. Las características sedimentarias del borde de la plataforma Cupido referido por Murillo y Dorobek (2003), pueden ser comparables para algunos sectores del borde de la Plataforma de Coahuila. Para el tercio superior de la sucesión sedimentaria del borde de la Plataforma de Coahuila localmente hay apilamiento de montículos con rudistas, descritos por Garza-González (1973) como Arrecife Viesca, presentes en la localidad La Pedrera, flanco NW de la sierra La Paila y en la sierra de Pinos. Por otro lado, el pozo Hacienda 1 (Figura 1) cortó rocas del Albiano y Cenomaniano inferior (formaciones Tamaulipas Superior y Grupo Washita) en facies de mar abierto en la Cuenca de Sabinas (Eguiluz-de Antuñano, 1989), lo que sugiere que el límite de la Plataforma de Coahuila está distante ~10 km al occidente de este pozo (Figura 2).

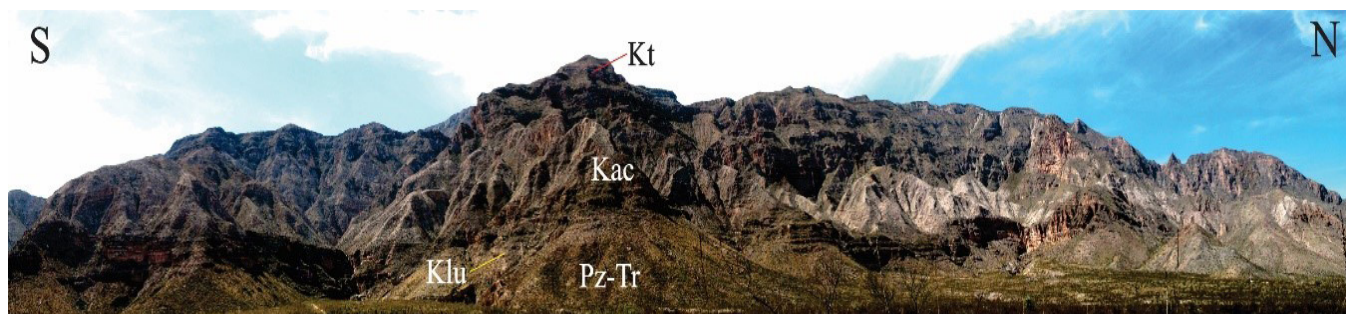


Figura 3 Panorámica de la sierra Acatita, vista desde el valle Las Delicias. Rocas del Paleozoico e intrusivo Triásico (Pz-Tr). En discordancia angular y erosiva Formación Las Uvas (Klu). Capas de dolomía y evaporita de la Formación Acatita (Kac). Caliza y dolomía de la Formación Treviño (Kt).

La existencia de cambios estratigráficos del borde sur, suroeste y noroeste del Bloque de Coahuila se deduce por la presencia de facies clásticas litorales y caliza con fauna pelágica marina del Jurásico y Cretácico Inferior, que afloran en estructuras alóctonas que bordean a este bloque (Tardy, 1980; Eguiluz y Campa, 1983; Eguiluz-de Antuñano, 1989; Aranda-García, 1991; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). En la ventana estructural El Número (Figuras 1 y 4) se observan rocas características de la Plataforma de Coahuila, constituidas por facies lagunares de caliza y dolomía de la Formación Treviño que están en contacto estratigráfico con discordancia paralela con la Formación Indidura (Figura 4). Ambas

unidades subyacen por traslape tectónico a estratos alóctonos del Jurásico (Tardy, 1980, Figura 4). Esta observación indica que el borde sur de la Plataforma de Coahuila puede extenderse a una posición más austral que la expuesta en las sierras La Peña y Saucedá (Figura 1), en la que hay facies lagunares y de borde de plataforma (Jones, 1938; Garza-González 1973; De la Llata y Araujo, 1974). En este orden de ideas el borde SW de la Plataforma de Coahuila ha sido bosquejado en las sierras de Las Noas y Mapimí (Figura 1), en donde afloran facies lagunares y de borde de la plataforma de edad Albiano, estas facies cambian al SW a calizas con organismos planctónicos de edad Albiano-Cenomaniano temprano, en las



Figura 4 Sierra del Oratorio en la Ventana del Número (A) muestra rocas del Jurásico (Js Formación Zuloaga) con estratos plegados (línea punteada amarilla) sobrepuestos tectónicamente a la Formación Indidura (Ki) que yace sobre la Formación Treviño (Kt). En la Ventana del Número: litología de caliza, margas y lutitas de la Formación Indidura, GPS de escala 18 cm (B). Contacto discordante entre las formaciones Treviño (Kt) e Indidura (Ki) en (C). En la localidad el Amparo, Sierra La Peña: brechas de litoclastos (flecha amarilla) en la base de la Formación Indidura (D) estilógrafo de escala 14 cm.

sierras de Rosario y San Lorenzo, pero todas estas serranías son estructuras tectónicamente alóctonas y ocultan en el subsuelo el borde autóctono de la plataforma. Una sección estratigráfica del subsuelo entre los pozos Tarahumara 1 (al noreste) y Zarca 1 (al suroeste) muestra los cambios litológicos del Bloque de Coahuila aunado a una deformación compleja (Figura 5).

En superficie las sierras de Tlahualilo y Diablo tienen facies lagunares de caliza, dolomía y

evaporita de las formaciones Acatita y Treviño. El pozo Tarahumara 1 cortó 910 m de las formaciones Acatita y Treviño entre el intervalo 585 m a 1495 m de profundidad y el pozo Tlahualilo 1 cortó 1125 m de las mismas formaciones en el intervalo 2975 m a 4100 m. Esta sucesión sedimentaria en ambos pozos yace sobre clásticos litorales (Formación Las Uvas). Un cambio estratigráfico importante ocurre en el Cretácico Inferior entre los pozos Chihuahua 1, Bermejillo 1, Zarca 1 y

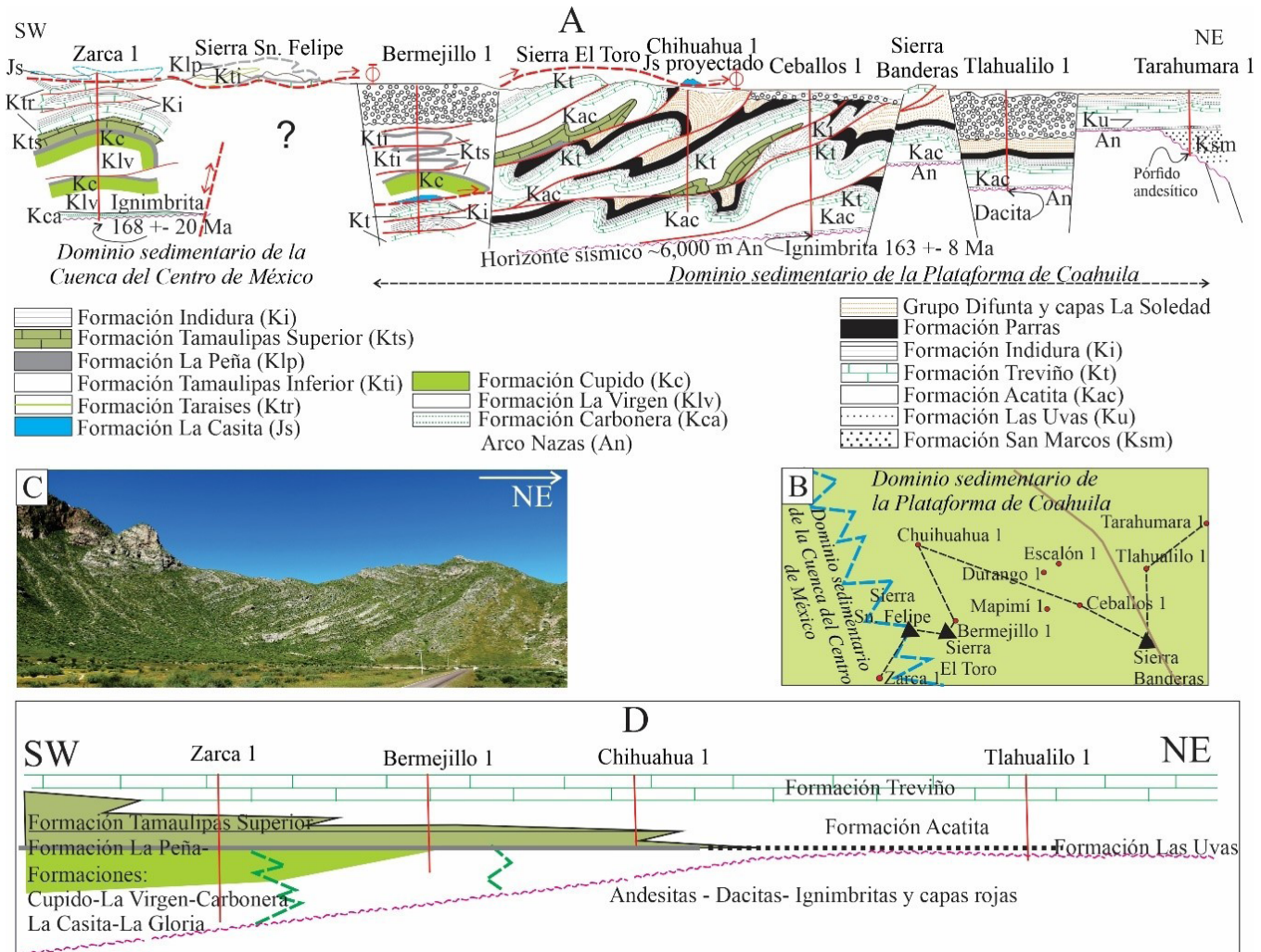


Figura 5 Sección con datos de pozos y superficie que muestran la complejidad estructural de la cubierta sedimentaria en el Bloque de Coahuila. Pliegues *duplex* y por propagación de falla prevalecen en el dominio sedimentario de la Plataforma de Coahuila. En la cubierta sedimentaria autóctona hay cuñas de facies marginales del Valanginiano al Aptiano en el borde paleogeográfico. Las facies del dominio sedimentario de la Cuenca del Centro de México son alóctonas y transportadas tectónicamente al oriente (A). Ubicación de los pozos (B) de la sección A. En superficie se observa la deformación de la cubierta sedimentaria alóctona. Localidad La Ventana de Aguanaval (C). Reconstrucción del modelo sedimentario sobre la Plataforma de Coahuila. Note la progradación de facies lagunares entre los pozos Chihuahua 1 y Zarca 1 (D). Bloques altos y bajos muestran deformación postorogénica en A.

1 Párral 1 (Figura 5), las columnas estratigráficas de estos pozos encuentran una sucesión autóctona (pre-Aptiano) formada de la cima a la base por lutita, caliza, dolomía, evaporitas y clásticos litorales (formaciones La Peña, Cupido, La Virgen y Carbonera), que indican la existencia de acuíferos contra la porción SW del Bloque de Coahuila. Estas rocas sobreyacen a rocas volcánicas que son relacionadas con el arco Nazas. En los pozos arriba citados las rocas sedimentarias marinas del Albiano inferior cambian de un ambiente lagunar al noreste, a una facies de cuenca poco profunda al suroeste (Figura 5). Los pozos Párral 1, Zarca 1 y Bermejillo 1, tienen un manto alóctono (napa) que cubre a la sucesión autóctona. El manto alóctono en superficie y subsuelo tiene rocas del Jurásico (Nazas, La Gloria y La Casita) y Cretácico Inferior (Taraises, Tamaulipas Inferior y La Peña). Estos datos sugieren interpretar cambios de facies entre el manto alóctono y la sucesión estratigráfica autóctona que corresponde a la extensión SW del Bloque de Coahuila sepultado bajo la napa, asimismo estos datos permiten reconstruir el modelo sedimentario de la Plataforma de Coahuila hacia el SW que se discutirán más adelante.

El borde noroeste de la Plataforma de Coahuila es impreciso. En la sierra del Pajarito, en Chihuahua (Figura 1), afloran facies lagunares del Albiano-Cenomaniano inferior como extensión hacia esa latitud de la Plataforma de Coahuila. Cercano a esta localidad el pozo Toronto 1 cortó 1794 m de rocas del Cretácico Superior (Grupo Difunta y formaciones Parras e Indidura), 1085 m de facies de laguna del Albiano-Cenomaniano inferior y 1775 m de facies periféricas al Bloque de Coahuila (formaciones La Peña, Cupido, La Virgen y cuarzo-arenita sin nombre). En la sierra Camargo afloran caliza y dolomía en facies lagunar, así como lutitas y calizas en facies de cuenca de edad Albiano y Cenomaniano tardío (Franco-Rubio, 1978). Estas litologías son similares a formaciones de la Cuenca de Chihuahua citadas por Haenggi (2002) como Finlay o Edwards, Benavidez o Kiamichi y Loma de Plata o Georgetown (que, en conjunto, sustituyen el anacrónico nombre Aurora

propuesto por Burrows, 1910), estas rocas forman pliegues y fallas inversas en una estructura alóctona. Las rocas descritas en las sierras del Pajarito, Camargo y el pozo Toronto 1 sugieren ser el margen noroeste del Bloque de Coahuila.

4.3. SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA CENOMANIANO SUPERIOR-MAASTRICHTIANO

La sucesión estratigráfica de rocas del Cretácico Superior sobre el Bloque de Coahuila no está claramente establecida. En varias localidades de la Plataforma de Coahuila aflora el contacto entre las formaciones Treviño e Indidura, el contacto se presenta con paralelismo aparentemente concordante, pero hay un espesor delgado con clastos retrabajados formado por calcarenitas o brechas, que muestra una superficie irregular que sugieren una discordancia paralela (Eguiluz-de Antuñano, 1991b). En la sierra La Peña y ventana del Número son evidentes estos contactos con discordancia paralela (Figura 4). En el pozo Tlahualilo 1 hay brechas de caliza y arenisca en este contacto estratigráfico que ocurre entre 2975 m a 2976 m de profundidad (Figura 5). Garza-González (1973) designó a un cuerpo arenoso en la base de la Formación Indidura con el nombre de Baicuco, en la localidad con el mismo nombre (Figura 1), pero debido a su espesor pequeño y difícil cartografía no es factible elevar al rango de formación a esta unidad y está en desuso. Generalmente la Formación Indidura aflora con poco espesor porque su cima está cubierta por aluvión o erosionada. Kelly (1936) al definir a esta formación reportó 30 m a partir de su base. Una sección estratigráfica más completa de la Formación Indidura aflora en el borde norte de la Plataforma de Coahuila (Alonso, 2016), se puede dividir en tres segmentos. Su base no se observa por tener falla, pero la sucesión está compuesta hacia la base por capas de caliza arcillosa intercalada con marga, en estratos delgados que se exfolian en lascas, con un espesor de ~45 m que es tangiblemente similar al descrito por Kelly (1936). En la parte media (~100 m) predominan cuerpos de lutita y capas de caliza margosa con un

cuerpo de caliza en la cima. La parte superior (~55 m) de la sección está compuesta por una sucesión rítmica de capas delgadas de caliza y lutita, con intervalos de lutita laminar negra de espesor métrico, con una zona de brecha y microbrecha que separan la cima formada por capas nodulares de caliza arcillosa. La presencia de *Pryonocylus hyatti*, *Romaniceras mexicanum*, *Mytiloides mytiloides* y *Coilopoceras springeri*, apoyan una edad Turoniano medio-tardío para la cima de la parte media de la sección referida por Alonso (2016). El espesor reportado en el cerro Las Brujas asciende a 200 m y el nombre de capas Las Brujas lo propuso Alonso (2016) para esta sucesión, pero en el presente trabajo se considera que esta litología corresponde con la descripción de la Formación Indidura. La base de la Formación Indidura está bien expuesta en las sierras El Rey, La Peña, Texas y Solís (Figura 1). La base de esta formación tiene *Hedbergella planispira*, *H. pseudotrocoidea*, *H. amabilis*, *Rotalipora cushmani*, *Globotruncana* sp., *Clavihedbergella simplex*, *Dicarinella* sp., (Eguiluz-de Antuñano, 1991b) y característicos *Inoceramus labiatus*, *Hemiaster calvini*, *Hemiaster bezari*, *Holoaster nanus* (Jones, 1938), este conjunto sugiere una edad Cenomaniano tardío a Turoniano temprano.

En los cerros Güeros, flanco norte de la sierra La Madera, en la margen norte de la Plataforma de Coahuila, hay un espesor completo de la sucesión Cenomaniano tardío, Turoniano, Coniaciano y Campaniano (Figura 1). El contacto estratigráfico con la Formación Treviño está cubierto por un par de metros de suelo. En la base de la Formación Indidura predominan de capas de caliza arcillosa con marga y lutita calcárea interestratificadas en capas delgadas que exfolian en lajas, su color es gris claro y hay laminaciones de yeso fibroso y fragmentos de *Inoceramus labiatus*. Hacia la parte media y superior de la sección aumenta el contenido de lutita laminar gris oscuro o negro, con espesor de 2 m a 3 m y se presentan cuerpos que alternan con caliza laminar arcillosa. El espesor medido de esta sección alcanza 300 m, su cima pasa a lutita gris oscuro a negra con ~250 m de espesor que es semejante litológicamente a la Formación

Parras, o bien con la Formación Upson (Figura 6a). *Globotruncana fornicata*, *G. concavata*, *G. marginata*, *G. elevata*, *G. contusa*, entre otros foraminíferos sugieren para estas rocas una edad Coniaciano-Santoniano. Esta unidad arcillosa pasa gradualmente a capas de espesor mediano y grueso de arcosa, con estratificación cruzada y laminar, color gris con pátina ocre, con ~200 m de espesor y por sus características litológicas es correlacionable con la Formación Cerro del Pueblo. La presencia de *Exogyra ponderosa* sugiere una edad Campaniano. Esta litología cambia hacia la cima a arcosa lítica, con estratificación cruzada y canales rellenos con conglomerado, en estratos gruesos, de coloración guinda y verde, con espesor incompleto de +150 m, semejante a la Formación Cerro Huerta (Campaniano). Estas dos últimas formaciones tienen gran semejanza con rocas del Grupo Difunta (Ramírez-Gutiérrez, 2008), pero aquí su espesor es notablemente menor comparado con unidades isócronas que afloran en las cuencas de Parras, La Popa y Sabinas. En la sierra Banderas (Figura 1) hay un espesor de 300 m de arcosa de grano fino a mediano, con estratificación cruzada, que alterna con intervalos métricos de limolita y lutita laminar, con estratos de conglomerado con estructuras de corte y relleno, de coloración predominante rojiza, verde y en menor grado ocre, su litología es semejante con el Grupo Difunta (Figura 6b).

El nombre capas La Soledad fue dado por Harmann (1913) para incluir una sucesión estratigráfica formada por estratos de arenisca y conglomerado con clastos redondeados de caliza y rocas ígneas, con restos de madera y vertebrados. Janensch (1926) atribuyó un fémur y omóplato colectado por el primer autor, asignable a un posible ceratópsido, del Cretácico Superior. En este trabajo se realizó la medición de una sección estratigráfica de estas capas entre el rancho La Soledad (actualmente abandonado) y el estanque seco La Represa (Figuras 1 y 6c). Esta sección está compuesta, de la base a la cima, por ~45 m de capas de arcosa lítica y feldespática, de grano mediano a grano grueso, cementada por carbonato de calcio, su color es gris, pero con pátina color verde

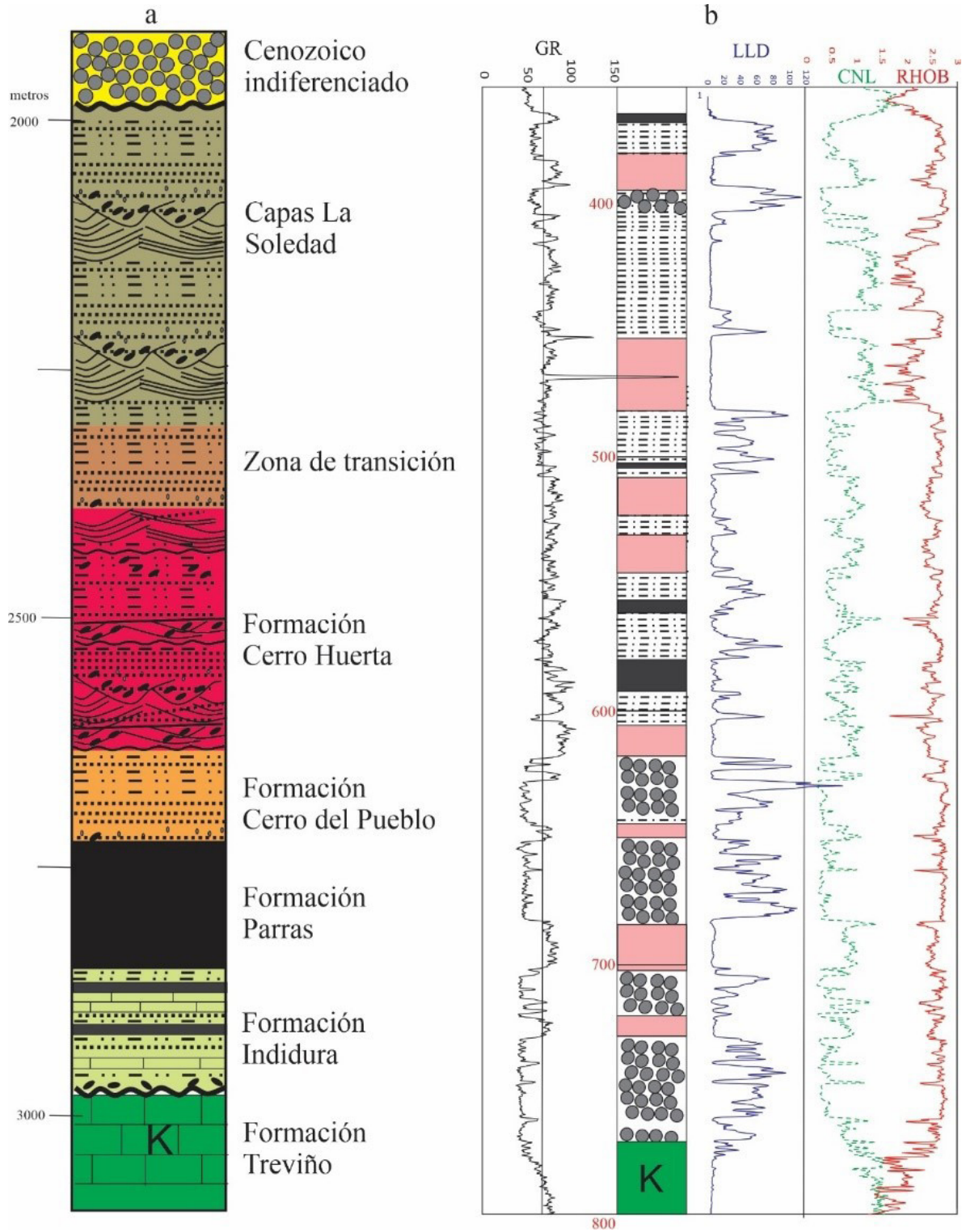


Figura 7 Columna estratigráfica del Cretácico Superior del pozo Tlahualilo 1 (a). Columna estratigráfica del Cenozoico en el pozo Escalón 1 (b), litología interpretada con apoyo de las curvas de rayos gamma RG, resistividad LLD, neutrón compensado CNL y densidad RHOB. Descripción en el texto. Simbología litológica en la leyenda de la figura 6.

arenisca de grano mediano y fino de coloración ocre y gris, en capas gruesas con un espesor de 90 m. Un cambio litológico contrastante se presenta de los 2725 m a los 2845 m, formado por arenisca de grano fino en la cima que pasa a predominio de limolita y lutita en la base, de color gris medio a gris oscuro con pirita diseminada e incremento de capas de caliza hacia la base con fragmentos de moluscos y foraminíferos planctónicos. Esta unidad se identifica como Formación Parras con 120 m de espesor. La Formación Indidura está compuesta por limolita, lutita y caliza arcillosa, en estratos delgados gris oscuro con capas verdes intercaladas con abundantes fragmentos de moluscos, peloides, foraminíferos planctónicos y bentónicos, con espesor de 125 m (Figura 7a).

Los pozos Paila 1A, Mayrán 1, Ceballos 1, Durango 1, Escalón 1, Chihuahua 1 (Figura 1), han cortado sucesiones similares a las descritas anteriormente para las Formaciones Indidura, Parras, Cerro del Pueblo y Cerro Huerta, que junto con las formaciones Las Uvas, Acatita y Treviño forman parte del dominio sedimentario del Bloque de Coahuila.

4.4. SUCESIÓN ESTRATIGRÁFICA PALEÓGENO-NEÓGENO

La sucesión del Cenozoico sobre el Bloque de Coahuila la integran depósitos clásticos y caliza lacustres de ambiente continental, así como derrames volcánicos y cuerpos plutónicos (Singewald, 1936; Shulze, 1953; Bartolino, 1988; Aranda-Gómez *et al.*, 2019). Espesores relativamente gruesos de conglomerado formado por guijas y bloques de caliza predominan en la parte poniente del Bloque de Coahuila, pero no están reportados en la parte meridional y al oriente de este bloque (pozos Mayrán 1 y Paila 1A). Un magmatismo caracterizado por pórfidos de diorita, monzonita y dacita se emplaza en rocas del Cretácico en varias localidades (sierras La Paila, Alamitos-Australia, Mapimí, Banderas, cerro Dinamita, Figura 1). Derrames de andesita y riolita se presentan antecedidos por basaltos. La edad de estas rocas

sugiere varios pulsos magmáticos entre ~49, 35, 29, 14 y 4.7 Ma. (Singewald, 1936; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, Chávez-Cabello, 2005; Aranda-Gómez *et al.*, 2019). En el área de Escalón, Chihuahua (Figura 1), granos de circón detrítico fueron obtenidos de capas de arenisca plegadas que indican una edad U-Pb de ~51 Ma y una ignimbrita intercalada en estas rocas arroja una edad de 46.4 +0.8/-1.6 Ma (Aranda *et al.*, 2019). Estas edades sugieren que el depósito ocurrió en el Paleógeno y tiene una primera fase de deformación por acortamiento, pero está afectado por un domo riolítico (cerro Dinamita) datado entre ~32 a 29 Ma (Aranda-Gómez *et al.*, 2019). El pozo Tlahualilo 1 penetró desde la superficie a 1985 m de profundidad, conglomerado y arenisca poco consolidados que fueron considerados como relleno de bolsón. El pozo Mapimí 1 cortó 1604 m de una litología semejante, el pozo Ceballos 1, 435 m y el pozo Durango 1, 1450 m, estos pozos revelan que existe un potente espesor de conglomerado y arenisca que rellena fosas tectónicas. El pozo Escalón 1 perforó 722 m de sedimentos continentales poco consolidados, la interpretación de registros de rayos gamma (RG), neutrón (CNL), densidad (RHOB) y resistividad (LLD), indica que en discordancia sobre rocas del Cretácico Superior (Figura 7b) hay un espesor de conglomerado bien cementado que subyace a capas de arenisca, limolita y rocas volcánicas que están en la parte media y cima del registro, sin conocer los 400 m superiores de la sección cortada por carecer del registro. Entre el área de Escalón y el rancho La Soledad aflora una sucesión de arenisca, limolita, conglomerado (Formación Quiotentas), toba y basalto, sus mejores exposiciones están en inmediaciones de los cerros San Ignacio y Móvano (Bartolino, 1988; Treviño-Rodríguez, 2019). Estas rocas son un depósito de ambiente continental, en facies lacustres, fluvial y aluvial que se interpretaron como depósito de *pediment* para las que se refiere una edad Oligoceno o más joven (Bartolino, 1988; Treviño-Rodríguez, 2019; Aranda-Gómez *et al.*, 2019). La descripción litológica de estas rocas ha sido correlacionada con la Formación Ahuichila

(Aranda-Gómez *et al.*, 2001) y en informes inéditos de Petróleos Mexicanos, pero aquí se rechaza esta opción debido a la presencia de derrames de lava que contienen estas rocas, los cuales están ausentes en la Formación Ahuichila de su localidad tipo (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2022c). Un enigma es la inclinación que presentan las rocas clásticas y volcánicas de esta área, una hipótesis postula que es originada por fallamiento y rotación de bloques durante la fase de *basin and range* (Aranda-Gómez *et al.*, 2005), pero Schulze (1953) y Bartolino (1988) interpretan que la inclinación de capas es ocasionada por relleno sedimentario (*pediment interpretation*) en una pendiente que procede de la erosión de bloques en ascenso de las montañas vecinas.

Las rocas más jóvenes sobre el Bloque de Coahuila son depósitos lacustres dispersos (Formación Mayrán), que indican un periodo con abundante humedad durante el Mioceno tardío-Plioceno y Pleistoceno (Amezcuca *et al.*, 2012; Eguiluz y Carranza, 2013) y no están afectados por deformación estructural. Así mismo hay derrames de basalto en la Laguna de Mayrán, Puerto Colorado y el bolsón de Mapimí con edad de 4.7 Ma o más jóvenes (Aranda-Gómez *et al.*, 2001).

5. Deformación

Las rocas del Bloque de Coahuila tienen varias fases de deformación. La deformación más vieja plegó a rocas del Paleozoico con un estilo de acortamiento con ejes orientados NE20°SW, estas rocas son cortadas por intrusivos de edad Triásico (McKee *et al.*, 1988). Fallas posteriores dieron origen al Bloque de Coahuila, su análisis estructural se agrupa en una primera fase de deformación y no se aborda en este trabajo. Las rocas del Cretácico sobre este bloque tienen estilos de deformación contrastantes. Un estilo agrupa pliegues de radio de curvatura amplia (braquianticlinales), con ejes orientados al NW20° y N-S (anticlinales La Paila, Alamitos, Tlahualilo, La Campana, Figura 1). Otro estilo de deformación se agrupa al sur y suroeste de este bloque y lo define un frente de

cabalgamiento que se identifica desde el NW (a partir del anticlinal Las Pampas) y se proyecta al SE, en los anticlinales Barraza, Banderas, Cerro Colorado, Bermejillo, Texas-Solís, La Peña-Baicuco y por sísmica 2D se interpreta que continúa al oriente bajo la cubierta sedimentaria del Grupo Difunta en la Cuenca de Parras (Figuras 1 y 8). Este estilo de deformación consiste en conjuntos amalgamados de pliegues angostos y alargados, orientados NW-SE, forman un abanico de escamas imbricadas que dan considerable relieve estructural, con vergencia y dirección de transporte al NE, con cabalgaduras en estructuras de tipo propagación de falla (Suppe, 1985), con despegue en evaporitas de la Formación Acatita (Jones, 1938; De la Llata y Araujo, 1974; Eguiluz y Campa, 1983; Servicio Geológico Mexicano, 2000). Este estilo de deformación es más complejo en colindancia con la zona frontal de la napa de Parras en los sectores San Pedro el Gallo y Transversal de Parras. Las sucesiones estratigráficas propias del Jurásico-Cretácico del dominio sedimentario de la Cuenca del Centro de México se presentan en mantos con aloctonía (Tardy, 1980; Eguiluz y Campa, 1983; Aranda-García, 1991; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000a; Eguiluz-de Antuñano, 2011) y bajo este manto alóctono está el dominio sedimentario de la Plataforma de Coahuila con deformación compleja (ventana estructural del Número, Pozo Bermejillo 1, Zarca 1, Figuras 1, 4a, 5 y 9). La deformación descrita anteriormente de braquianticlinales y pliegues por propagación de falla son estilos de una segunda fase de deformación y se relaciona con la evolución de acortamiento del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018).

Los braquianticlinales inicialmente descritos están modificados por pliegues anticlinales sobrepuestos que tienen estratos inclinados suavemente en un flanco que es truncado en un cantil, en donde generalmente se interpreta una falla normal que resuelve la estructura (CETENAL, 1974-1978; Servicio Geológico Mexicano 2000, 2008), sin embargo, una inspección minuciosa del afloramiento (anticlinales Alamitos, Rincón

de los Venados, Rincón de los Bueyes, Las Vacas, La Pedrera, La Martha y Los Remedios), muestra pares de ejes (anticlinal y sinclinal), de longitud kilométrica que tienen un flanco amplio, con estratos inclinados suavemente y un flanco con estratos subverticales, en donde hay pliegues angulares y amplitud angosta. La orientación del eje de estos pliegues es variable, al NE $\sim 20^\circ$ a 40° , NW $\sim 20^\circ$ o SE $\sim 60^\circ$, estos pliegues pueden ser cónicos o idealmente cilíndricos, con inmersión en diversas direcciones, o en otros casos la inmersión es suave y no se identifica con claridad. Estos pliegues forman un tercer estilo que se agrupa junto con conjuntos de pliegues con ejes sinuosos orientados N-S, con charnelas agudas y fallas de ángulo alto (conjuntos estructurales de Ventanillas, Venado y El Rey). Este tercer estilo de deformación se relaciona con otra fase de deformación más joven que se discutirá más adelante. Especial atención en este trabajo se da a esta deformación estructural. Por último, la deformación más reciente la tienen rocas volcánicas y depósitos continentales que tienen inclinaciones variables, pero cuyo estudio queda fuera de los alcances de este trabajo.

5.1. DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL

Los anticlinales Mala Noche, El Tutanero y La Mancha forman tres prominencias fisiográficas paralelas y discontinuas entre sí, vistos en planta están dispuestos en *echelón* y forman en conjunto

un rasgo distintivo al sur de la sierra Alamitos. La amplitud de cada estructura varía ~ 500 m y su longitud es de 7.5 km, 15 km y 25 km respectivamente, sin embargo, la estructura Mala Noche con sísmica en el subsuelo (Figura 8) puede tener 15 km adicionales. Los ejes de estos pliegues están orientados desde $N55^\circ W$ a $N70^\circ W$, el flanco SW de estas estructuras tiene echados de $\sim 30^\circ$ a 60° de inclinación y el flanco NE tiene echados con 60° o incluso pueden estar invertidos. Estas estructuras forman pliegues de caja abiertos en la cima de la Formación Treviño (Figura 9). En varios flancos de estas estructuras aflora la base de la Formación Indidura sin observar falla. Estas capas adquieren echados suaves con 8° a 15° de inclinación y forman un sinclinal agudo adyacente al anticlinal para dar forma geométrica de escalón (Figura 9 localidades 1 – 21 y anexo TS 2). Estas estructuras tienen inmersión al SE y se ocultan bajo el suelo, la continuidad de los pliegues al NW pasa a una serie de flexiones que dificultan distinguir su continuidad. En el anticlinal Mahoma hay una falla normal con su plano orientado $020^\circ/80^\circ$, con estrías en roca con una componente lateral derecha que se inclina 55° al W (anexo TS 3).

Los anticlinales Alamitos, Rincón de los Venados, Rincón de los Bueyes, Las Vacas y La Pedrera se ubican en la porción oriente del Bloque de Coahuila incluidos al margen de estructuras de curvatura amplia (Figura 10). Estos pliegues tienen orientación divergente entre sí, pues sus ejes

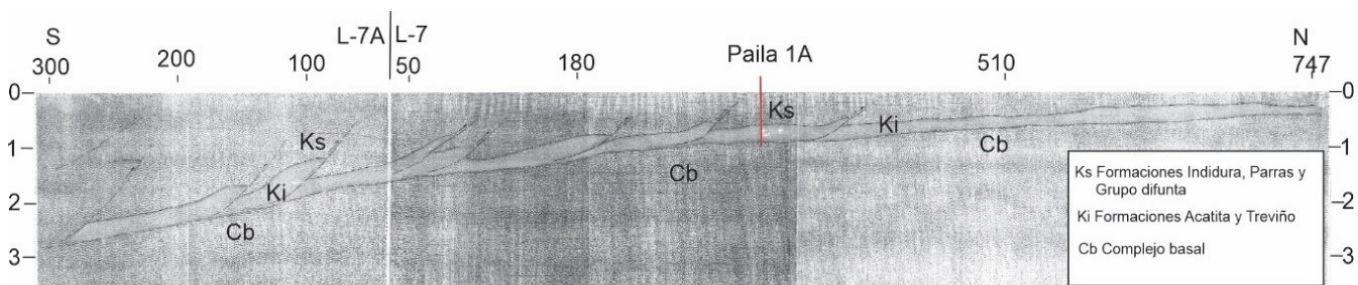


Figura 8 El contraste de densidad entre rocas volcánicas (Cb), evaporitas y rocas carbonatadas (Ki) y arenisca y lutita (Ks) se identifican en los reflectores por cambios de velocidad en la señal de reflexión en la línea sísmica 2D, adquirida con dinamita como fuente de energía. Puntos de tiro cada 60 m, con tendido bilateral 720-60-0-60-720 y apilamiento 600%, grabación en cinta magnética y proceso no migrado. El pozo Paila 1A (sobre línea de sección) muestra la profundidad del complejo basal que emerge al norte y profundiza al sur, con pliegues imbricados por propagación de falla en rocas del Cretácico. Escala lateral en tiempo (segundos). Ubicación de línea sísmica en la figura 1.

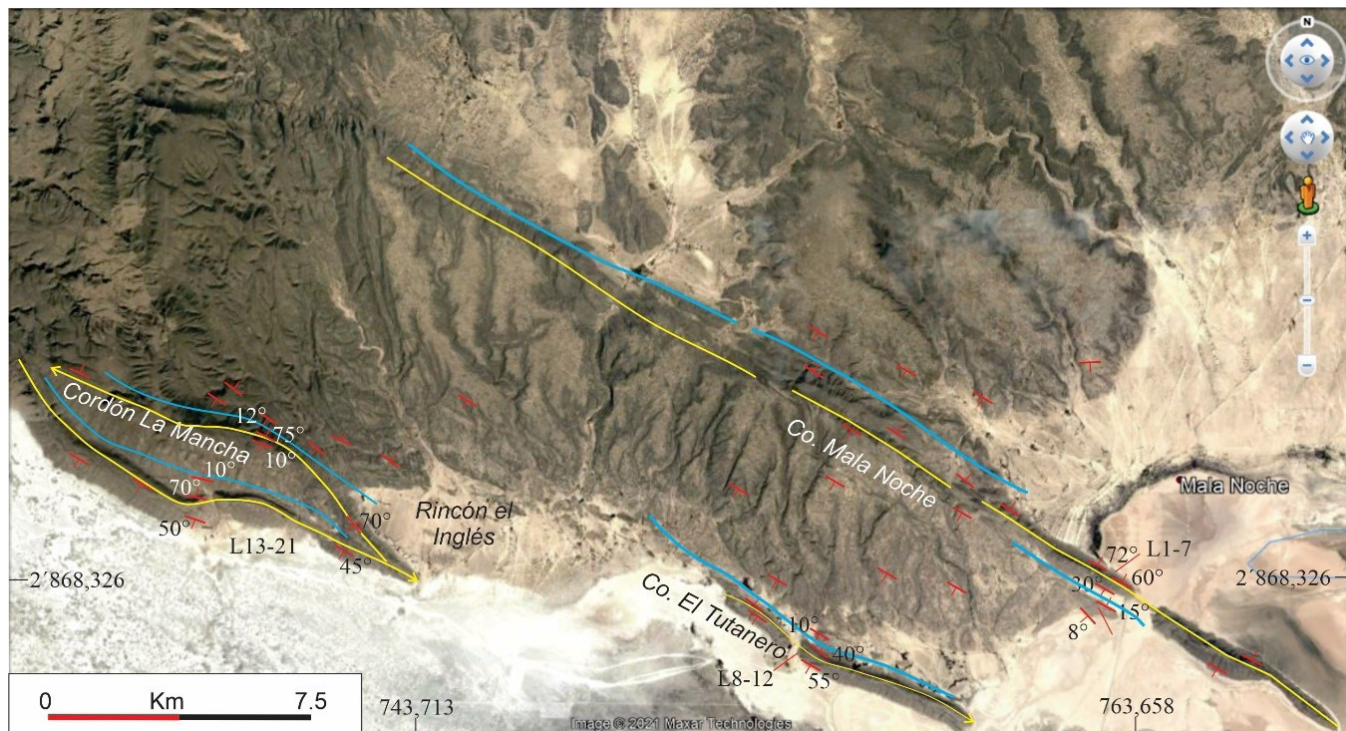


Figura 9 Imagen Google Earth que muestra las estructuras Mala Noche, El Tutanero y Cordón La Mancha (a). Simbología para las figuras 10-14: línea amarilla eje anticlinal, la flecha indica inmersión del pliegue, línea azul eje sinclinal, línea blanca falla, echado de las capas en color rojo con valor de inclinación en números blancos o negros según el fondo de la imagen, sección estructural línea verde, localidades estudiadas (ejemplo L-30-32). Explicación en el texto. Datos de localidades en anexo TS 2.

se orientan entre 15° a 25° al NW, o bien entre 15° a 40° al NE, con longitud de 15 km a 35 km y amplitud de ~600 m. Estos pliegues generalmente se ubican al margen de un relieve fisiográfico con 300 m a 500 m de desnivel entre un valle y la montaña (Figura 10 localidades 31-44, 76-80 y 87-92 y anexo TS 2). En un flanco del pliegue los estratos se inclinan suavemente de 1° a 15°, mientras que otro flanco, en distancia corta tiene echados de 45° a 80° y forma una charnela anticlinal aguda. De la misma forma hay un eje sinclinal aledaño que da una forma geométrica de escalón a estas estructuras. Las rocas que forman los anticlinales son las formaciones Acatita y Treviño, mientras que en el sinclinal aflora la base de la Formación Indidura con echado subhorizontal. Entre ambos pliegues no se observa falla. Los ejes de estos pliegues tienen inmersión en sus extremos o pasan de manera indefinida con relevo hacia otra estructura, esta forma sugiere geometría de pliegues cónicos o

cilíndricos, pero la “vergencia” entre estas estructuras es opuesta de acuerdo con la orientación de sus ejes (Figura 10). Entre el extremo sur de las sierras La Paila y Rincón de los Venados, en los parajes de Mesa el Tule, el Chisguete, cerro el Jabalí al oriente y el cordón Rincón de los Venados ~300 m al poniente se define un sinclinal abierto en rocas de la base de la Formación Indidura y la cima de la Formación Treviño. Este sinclinal tiene su eje orientado 10° NW y separa a los anticlinales Rincón de Los Venados y Las Vacas (Figura 10 localidades 22-30 y anexo TS 2).

Los anticlinales Las Vacas y La Pedrera presentan similares características descritas para las estructuras anteriores. Estos dos anticlinales son discontinuos, separados por un relevo estructural y una falla que los aparta (Figura 10). La parte central del anticlinal La Pedrera tiene su eje con el mayor relieve. En el núcleo del pliegue (localidad 44) hay una falla inversa con componente lateral

izquierdo al NE, que orienta su plano 030/60° a 165/80°, con raque 30° NE, escalones en roca identifican movimiento lateral izquierdo (anexo TS 3). En el bloque de techo de esta falla hay estratos de arenisca pre-Cupidito, que sirven como nivel de referencia, que están estructuralmente pocos metros más altos que los mismos estratos ubicados en el bloque de piso (Figuras 10 b a 10f). Esta es la única localidad en la que se observa una falla de este tipo en el núcleo de un pliegue similar. La inmersión del anticlinal La Pradera al NE e identificación de la falla sugieren la rotación de los bloques de piso y de techo como falla de tijera. Al NW de los anticlinales La Pedrera y Las Vacas hay un amplio valle (valle de San Marcos, Pinos o Filipinas), con esporádicos afloramientos de la

Formación Indidura, extensas coladas de basalto y relleno de aluvi6n.

La descripci6n estructural anterior no est1 restringida a la porci6n oriente del Bloque de Coahuila, en otras localidades al poniente hay estas caracter1sticas de deformaci6n identificadas con teledetecci6n y verificadas en campo. Los anticlinales Las Margaritas y La Martha est1n separados por el valle del Sobaco (Figura 11a), estos pliegues se presentan al margen de un escarpe fisiogr1fico abrupto, los estratos est1n poco inclinados en un flanco y en el otro flanco con inclinaci6n acentuada (Figura 11a localidades 72-75, anexo TS 2). Sus ejes son de gran longitud, para el anticlinal Las Margaritas est1 orientado ~15°NE y para el anticlinal La Martha su trayectoria variable o

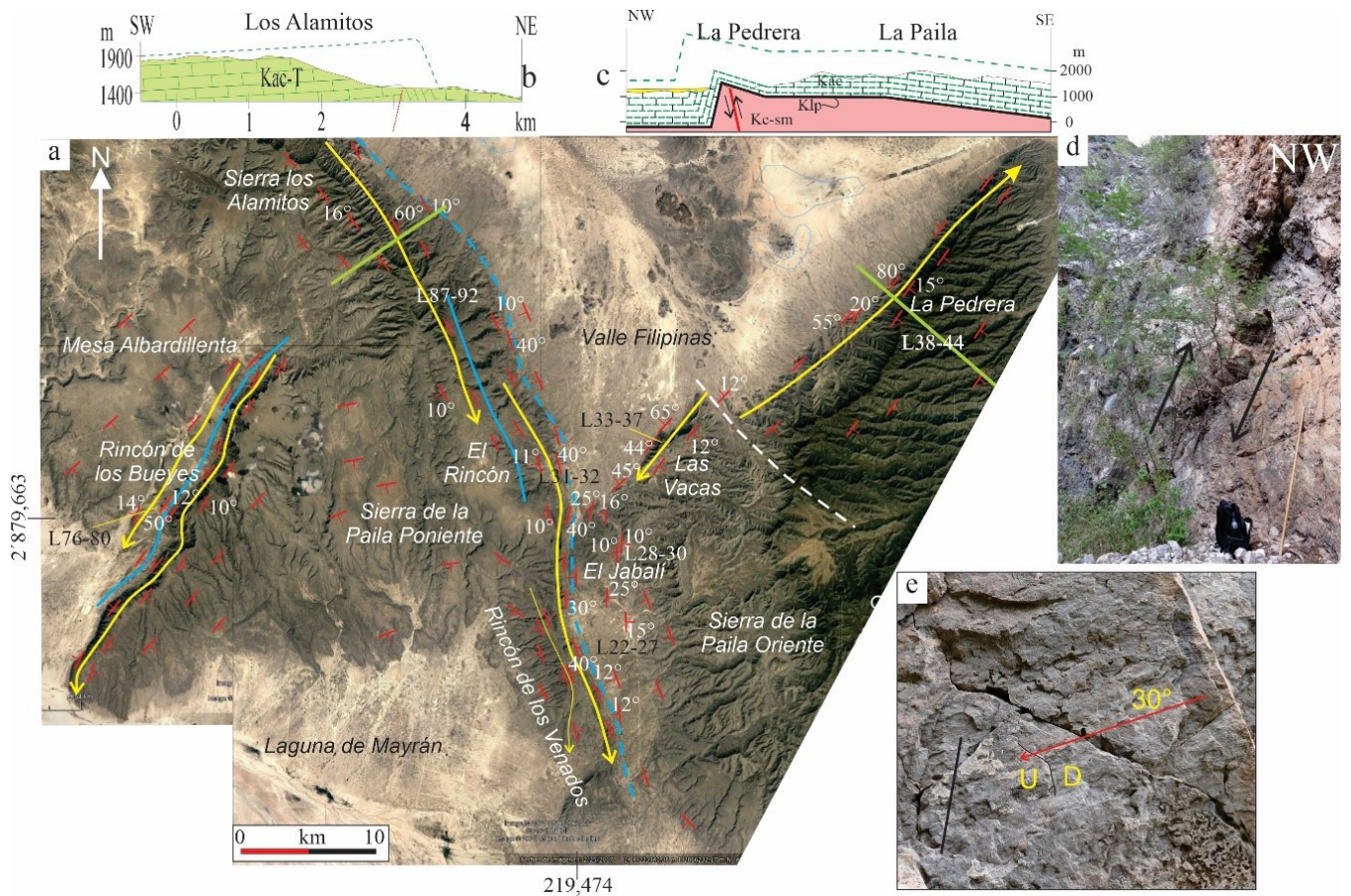


Figura 10 Rasgos morfol6gicos de las estructuras La Pedrera, Rinc6n de los Venados, Los Alamitos y Rinc6n de los Bueyes (a). Croquis estructurales: anticlinales Los Alamitos (b) y La Pedrera (c). Actitud subvertical de la falla La Pedrera, escala de mochila 40 cm de alto (d). Estr1as y escalones en calcita del bloque de techo sobre el plano de falla La Pedrera, sentido de movimiento flecha roja (e). Barra negra escala 15 cm. Explicaci6n en el texto. Simbolog1a descrita en la Figura 9. Imagen tomada de Google Earth.

sensiblemente N-S, con inmersión al S y ambos pliegues tienen vergencias opuestas entre sí. Estos anticlinales tienen estratos de las formaciones Acatita y Treviño, los echados contrastantes dan una geometría de escalón hacia el amplio valle que los separa. En el valle del Sobaco se identifica un sinclinal paralelo, aledaño al anticlinal La Martha, con echados inclinados suavemente, abierto en la base de la Formación Indidura.

Las sierras de La Campana, Tlahualilo y El Zapatero son estructuras de grandes dimensiones, compuestas por estratos de las formaciones Acatita y Treviño con echado mayormente sub-horizontal. Con sensores remotos en estas sierras se identifican lineamientos con orientación diversa (Figura 11b), el cuerpo principal de estas sierras se define como braquianticlinales orientados N-S, segmentados por lineamientos diversos al NW, N-S y el más evidente al NE lo define un anticlinal angosto con ~60 km de longitud, con inmersión en sus extremos (Figura 11b). Este anticlinal tiene echados con inclinación contrastante a lo largo de su longitud, con un flanco subvertical escalonado, similar a los anticlinales Las Vacas, La Martha,

Margaritas o La Pradera anteriormente descritos. Su verificación no fue posible en este trabajo por estar confinados en latifundios, pero con la observación de acercamiento máximo permitido de acuerdo con la resolución de imágenes satelitales y observaciones de campo a distancia se comprueba su presencia.

En el Bloque de Coahuila se presenta adicionalmente un estilo de deformación formado por conjuntos estructurales complejos, se describen tres de ellos; uno se ubica en la localidad puerto Ventanillas; otro en la sierra del Venado y otro en la sierra El Rey. La característica común de estos conjuntos estructurales es la orientación N-S de los ejes de pliegues, rectilíneos o sinuosos en su desarrollo, con longitud y amplitud variable, con anticlinales y sinclinales con geometrías parcialmente escalonadas, con vergencia bidireccional y fallas de tipo normal expuestas, o bien pliegues agudos que sugieren fallas sepultadas.

El conjunto estructural Ventanillas está delimitado por las sierras Candelaria, El Clarín y Las Delicias que en su porción sur recibe el nombre de El Orégano. Las rocas que arman

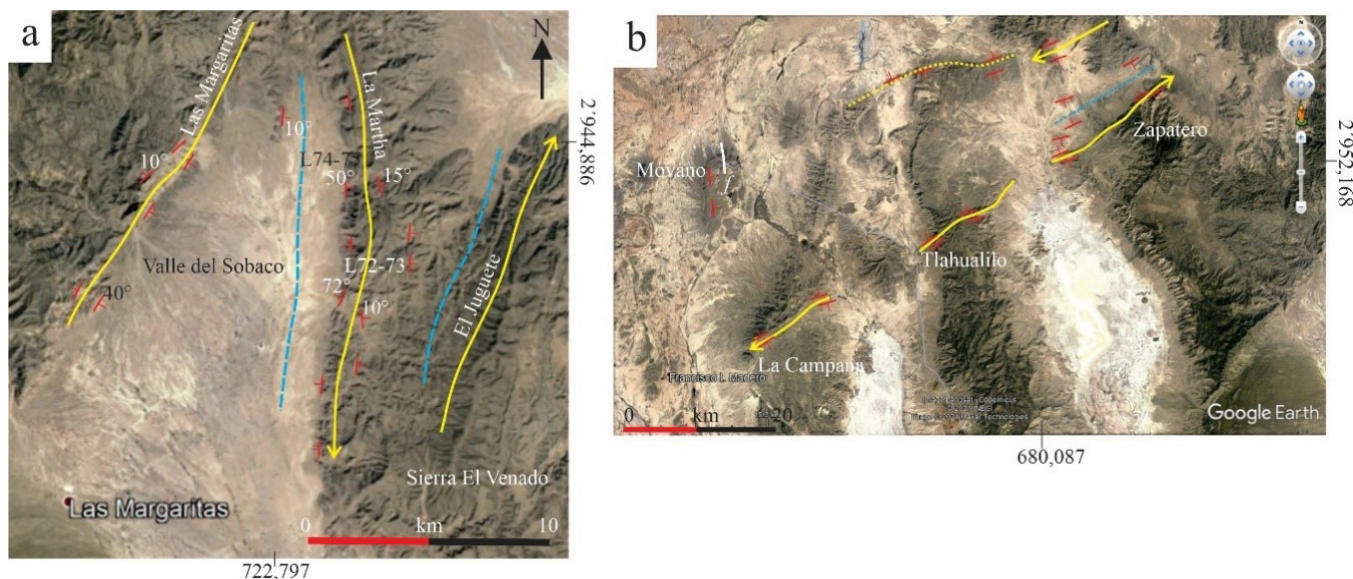


Figura 11 Estructuras La Martha y Las Margaritas al margen del valle El Sobaco (a). Lineamiento estructural entre las sierras de La Campana y Zapatero que se interpreta como un anticlinal angosto, parcialmente discontinuo, oblicuo a los ejes de pliegues orientados N-S (b). Otras estructuras paralelas al lineamiento se presentan al norte. El cerro Móvano con capas moderadamente inclinadas al oriente y falla lateral coexisten en este complejo estructural. Explicación en el texto. Simbología indicada en la Figura 9. Imágenes tomadas de Google Earth.

este complejo estructural corresponden a las formaciones Acatita y Treviño y no se observa que aflore la Formación Indidura. Varios sinclinales se identifican con claridad (La Maroma, Orégano, Ventanillas y Candelaria), son pliegues segmentados o continuos y de amplitud variable y tienen echados desde 10° hasta 80° (localidades 45-58, anexo TS 2), sin embargo, la identificación de ejes anticlinales no es clara, con excepción de los anticlinales Ventanillas y Candelaria que tiene la forma geométrica escalonada (Figura 12). En este conjunto estructural hay un bloque segmentado por falla. Los estratos de las formaciones Treviño

y Acatita están inclinados al oriente con 5° a 15°, pero estas capas están cortadas por planos de falla, una (falla Orégano) con rumbo 140°, inclinada 75° al WSW con estrías en roca con movimiento izquierdo (localidad 52, anexo TS 3). La zona de falla forma una brecha con clastos angulares y la longitud estimada de esta falla posiblemente es de 10 km, entre el puerto Ventanillas y el cerro Los Aguilar, en este último lugar se interpretan dos fallas orientadas E-W que segmentan la proyección hacia el norte de los pliegues descritos (Figura 12).

El valle El Sobaco es una depresión intermontana, de forma triangular, delimitada por las

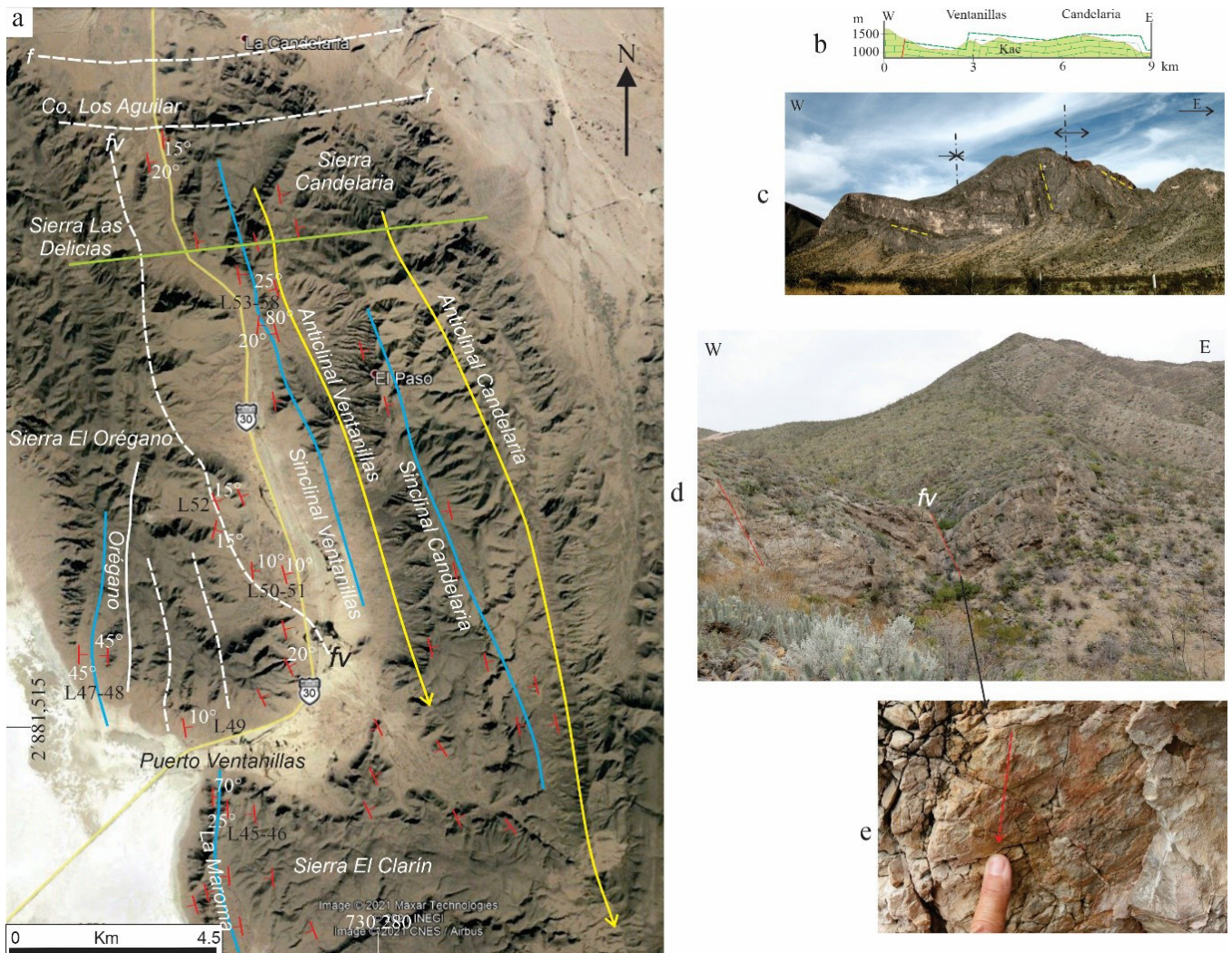


Figura 12 Complejo estructural Ventanillas (a). Croquis estructural (b) y panorámica del sinclinal y anticlinal Ventanillas (c). Falla (fv) Ventanillas (d). Estrías sobre el plano de la falla Ventanillas (e). Explicación en el texto. Simbología indicada en la Figura 9. Imagen tomada de Google Earth.

sierras Los Alamitos, Australia, Las Delicias, El Venado, Los Remedios, La Martha y Margaritas, entre estas serranías está el complejo estructural Los Venados (Figura 13). Este complejo está compuesto por varios anticlinales y sinclinales con amplitud variable y longitud en decenas de kilómetros, sus ejes son sinuosos y burdamente orientados N-S, dispuestos en acomodo de tipo *echelón*, constituidos por rocas de las formaciones Acatita y Treviño, con excepción del anticlinal Mauro, en donde aflora la base de la Formación Indidura. La porción sur la forman tres anticlinales (El Venado, San Lucas y El Mezquite), separados por un prominente sinclinal (San Lucas) y otro sinclinal menor (El Mezquite). Estas estructuras están segmentadas oblicuamente por fallas que se interpretan de tipo normal (Figura 13 localidades 59-68, anexo TS 2). La continuidad de un par de anticlinales al norte da origen a los pliegues El Caracol y El Venado, separados por un sinclinal amplio que emerge, mientras que ambos anticlinales tienen inmersión al norte (Figura 13 localidades 69-71), con vergencia en direcciones opuestas. En estos conjuntos estructurales ocasionalmente hay estilolitas con disposición normal a la dirección de acortamiento de los pliegues (análisis cinemático anexo TS 3).

Se denomina complejo estructural El Rey a una serie de pliegues peculiares con sus ejes orientados sensiblemente N-S, con varios kilómetros de longitud y amplitud variable, constituidos por las formaciones Acatita, Treviño e Indidura, segmentados por fallas oblicuas o paralelas a estas estructuras. El anticlinal Suerte Loca presenta las características estructurales de pliegues angulares y escalonados descritas previamente, en este caso, con escalonamiento descendente al W. El Anticlinal El Rey es un pliegue simétrico con inmersión al norte, pero cortado al sur por un par de fallas que forman una fosa estructural. En esta fosa se observa la cresta del anticlinal El Rey con giro de rotación contrario a las manecillas del reloj. Al suroeste de esta fosa, en el bloque de techo hay un par de pliegues anticlinales que tienen inmersión y están orientados paralelos a la

traza de fallas que forman esta depresión (Figura 14). El anticlinal Berrinche en la porción sur es angosto y agudo, abierto en la Formación Treviño, al poniente hay un sinclinal agudo, sin embargo, en la parte media y norte de este anticlinal aparecen capas fuertemente inclinadas de la Formación Treviño que están en contacto por falla con capas subhorizontales de la Formación Indidura sin que se observen charnelas de pliegues. Los planos de las fallas subverticales tienen brechas que obliteran estrías indicadoras de la cinemática.

6. Discusión

La evolución tectónica del Bloque de Coahuila se aparta en varios aspectos de ser una extensión vinculada al Sistema Cordillerano de Canadá y Estados Unidos. El Sistema Cordillerano está formado por la evolución sedimentaria de un prisma formado por rocas del Paleozoico, Mesozoico y Paleógeno, depositadas al margen de un cratón deformado con particular acortamiento a lo largo de su extensión (Bally *et al.*, 1966; Armstrong, 1968). Para el Bloque de Coahuila se considera que su basamento es parte de un terreno acrecionado a Norteamérica en el Paleozoico (Pindell y Dewey 1982; Dickinson y Lawton, 2001; Poole *et al.*, 2005; Mueller *et al.*, 2014, Fitz-Díaz *et al.*, 2011) y fragmentado durante la evolución de apertura del Golfo de México en el Jurásico (Salvador, 1987; Pindell y Kennan, 2009). Visto de esta manera los límites de este bloque se conciben como fronteras estructurales circundadas por cuñas de sedimentos derivados de este mismo bloque (McKee *et al.*, 1990; Ocampo-Díaz *et al.*, 2014), cuñas ligadas a la evolución de las cuencas vecinas en un modelo sedimentario integral: primero, durante la etapa rift que formó cuencas y bloques insulares, posteriormente, en la fases de subsidencia y desarrollo de plataformas *versus* cuencas y por último durante la migración de facies de antepaís (Tardy, 1980; Lawton *et al.*, 2009; Fitz-Díaz *et al.*, 2018, Juárez-Arriaga *et al.*, 2019). Por otro lado, en las fronteras estructurales del Bloque de Coahuila

las cuñas sedimentarias en sus márgenes tienen peculiar deformación por acortamiento, con vergencias contrastantes dirigidas al NE y NNE en la Cuenca del Centro de México) y hacia el SW en la Cuenca de Sabinas, deformación no observada así en el Sistema Cordillerano (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Varias corrientes de pensamiento consideran que

el Bloque de Coahuila está delimitado por fallas relacionadas con la proyección de la megacizalla Mojave-Sonora (McKee *et al.*, 1990, Grajales *et al.*, 1992; Centeno, 2017), megacizalla cuestionada por otros trabajos (Molina-Garza y Geissman, 1999; Poole *et al.*, 2005; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Molina-Garza e Iriando, 2005, Eguluz-de

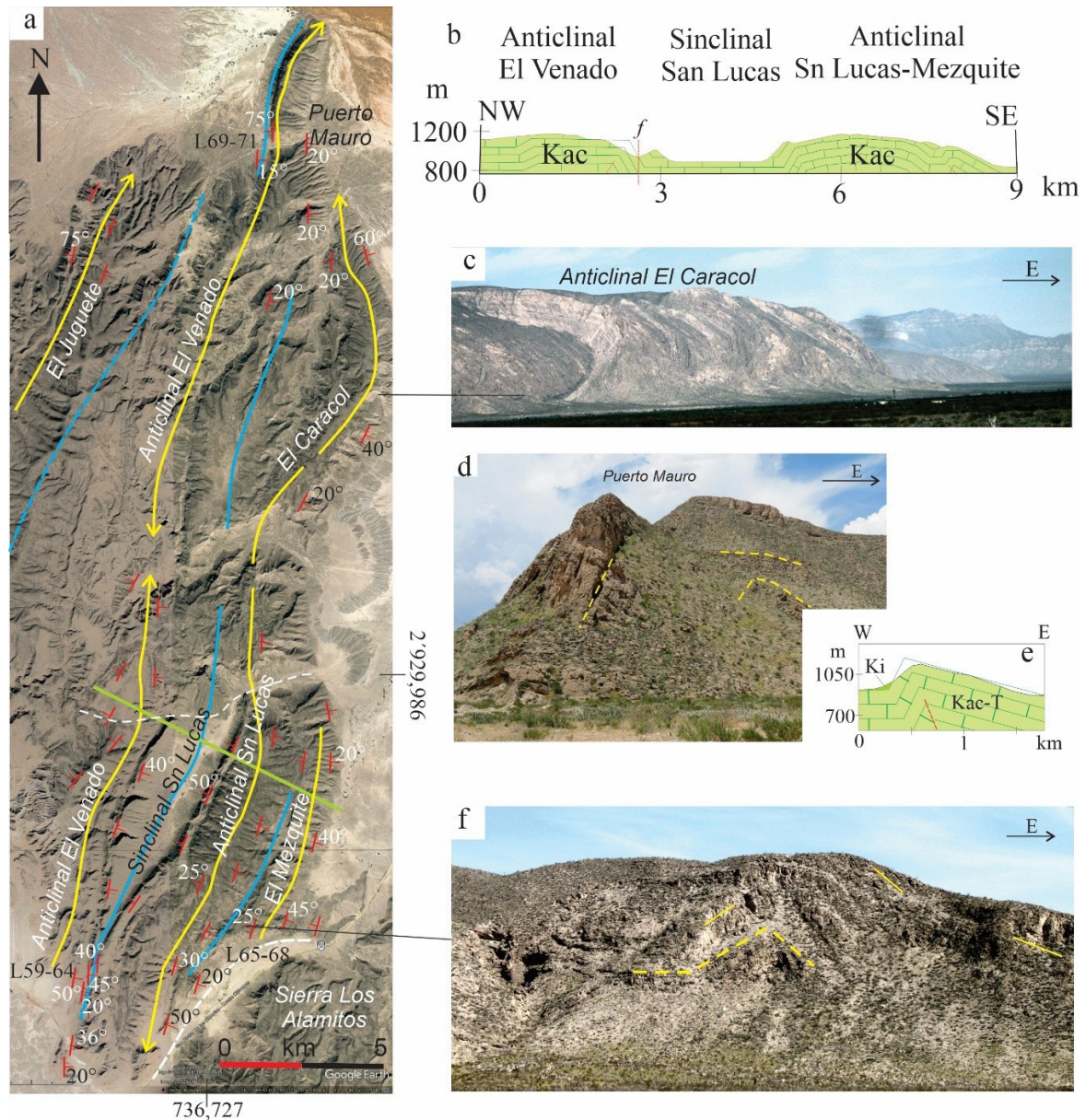


Figura 13 Complejo estructural Los Venados (a) y croquis estructural de los pliegues (b). Panorámica muestra la inclinación de los estratos en el flanco oriente del anticlinal El Caracol (c). Actitud angular que adquieren la charnelas y flanco del anticlinal Mauro (d) y un croquis estructural del pliegue en recuadro (e). Detalle del comportamiento del pliegue El Mezquite (f). Explicación en el texto. Simbología en la Figura 9. Imágenes tomadas de Google Earth.

Antuñano y Chávez-Cabello, 2022). Con los escasos datos en torno al origen de este bloque su discusión queda fuera de los alcances de este trabajo, aquí se admite la existencia de este bloque como un pilar tectónico, compuesto por rocas del Pérmico, Triásico y el arco Nazas, que paleogeográficamente fue un elemento insular, posteriormente una plataforma y culminó como una

cresta que separó la sedimentación de antepaís entre las cuencas del Centro de México y de Sabinas. Este arreglo de altos y bajos estructurales que separan plataformas y cuencas, de forma general y con su debido paralelismo, es similar al modelo que Abouin (1965) refiere en la evolución geodinámica para la región del Adriático y Helénides en el sur de Europa.

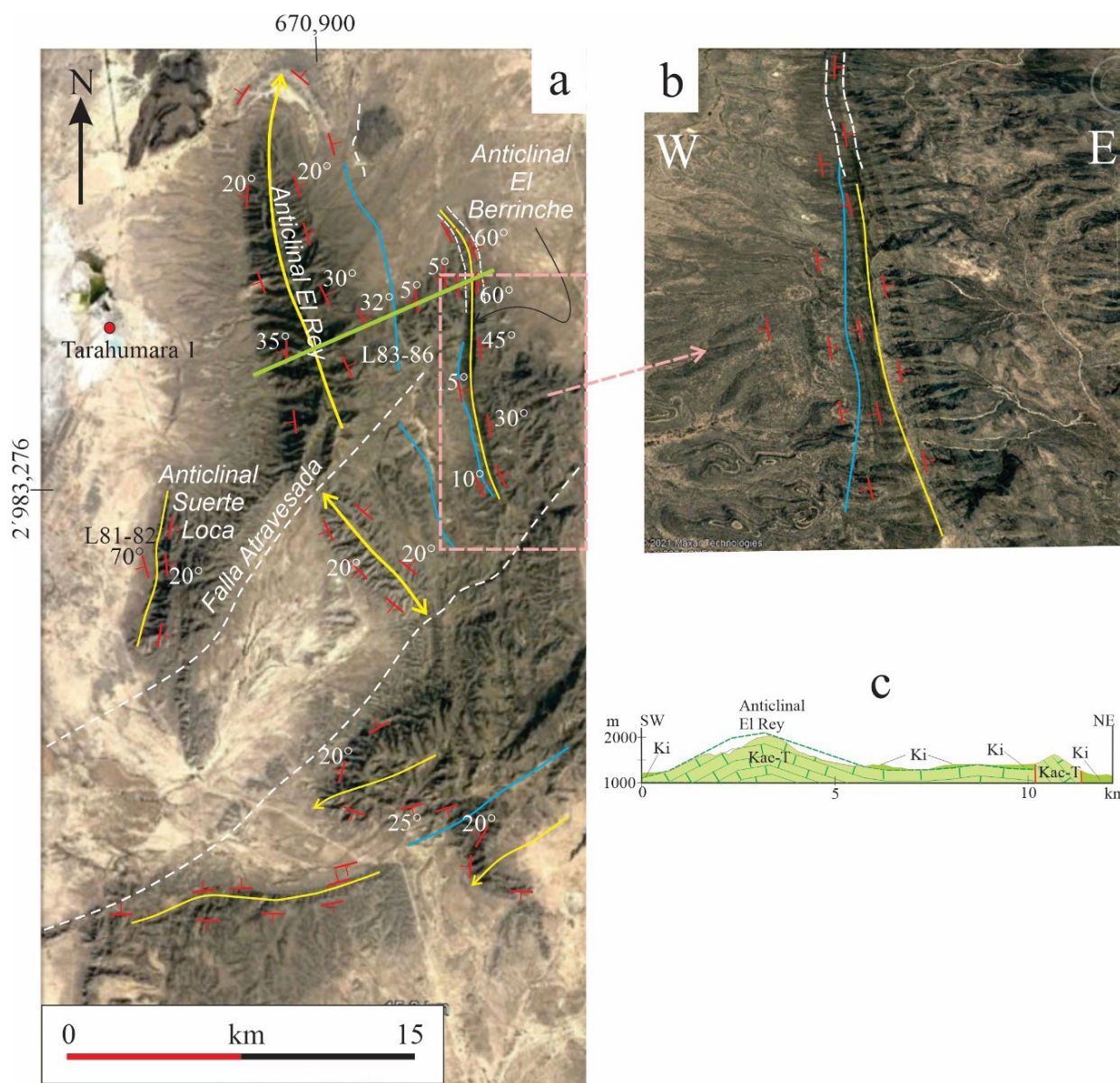


Figura 14 Complejo estructural El Rey (a). La imagen adquirida de Google Earth realza las geoformas El Rey y Suerte Loca, cortados por la Falla Atravesada en un bloque hundido que conserva la cúpula del anticlinal El Rey. El anticlinal El Berrinche segmentado por fallas laterales paralelas a la estructura (b). El pozo Tarahumara 1 se ubica al poniente del complejo estructural El Rey. El croquis estructural muestra un corte de la deformación de este sector (c). Explicación en el texto. Simbología en la Figura 9.

6.1. EVOLUCIÓN ESTRATIGRÁFICA

La petrografía de núcleos de pozos obtenida de informes inéditos de Petróleos Mexicanos y Grajales-Nishimura *et al.* (1992) indican una composición mineralógica de vulcanismo félsico de un arco magmático continental. La isotopía K/Ar y Rb/Sr de estos núcleos dan una gama amplia de edades con la técnica analítica utilizada en la década de 1980. Considerando que la datación U/Pb con granos de circón es una técnica moderna y en el contexto regional sitúan la edad del arco Nazas entre 180-178 Ma y $170-169 \pm 2$ Ma en su localidad tipo (Lawton y Molina-Garza, 2014) y entre 184-183 Ma y $167-163$ Ma en el valle Huizachal (Rubio-Cisneros y Lawton, 2011). De acuerdo con las limitaciones y alcances de los métodos utilizados por análisis de isótopos en los núcleos aquí discutidos, las edades numéricas entre 223 ± 20 Ma (203), 236 ± 39 Ma (197) y 163 ± 8 Ma (171), la tolerancia de estas mediciones, litología y posición estratigráfica, estas rocas pueden pertenecer al arco Nazas (Barboza *et al.*, 2008, Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2014b). Por lo tanto, considerando la idea de Anderson y Silver (1979) que al norte de la megacizalla Mojave-Sonora no se emplazó el arco Nazas no hay fundamento para proponer el paso de la megacizalla Mojave-Sonora al sur de este bloque ya que en éste hay rocas volcánicas de este arco. Por otro lado, la falla de San Marcos es el límite norte del Bloque de Coahuila y no hay datos cinemáticos firmes que apoyen un corrimiento lateral de la magnitud propuesta para el paso de la megacizalla Mojave-Sonora (Chávez-Cabello, 2005), la falla San Marcos está más vinculada a la génesis de una cuenca *rift* durante la apertura del Golfo de México que a una cuenca *pull-apart* (Eguiluz-de Antuñano, 2001 y Eguiluz-de Antuñano y Chávez-Cabello, 2022). El paso de la megacizalla citada hacia el noreste de México sigue siendo una hipótesis no probada.

Las sucesiones litológicas descritas en la La Pedrera y el pozo Tarahumara 1 son evidencia de la invasión marina transgresiva que cubrió la periferia del Bloque de Coahuila en una edad más temprana que lo reportado en trabajos

anteriores (Humphrey, 1956; Lehemann *et al.*, 1999; Humphrey y Díaz, 2003). La cubierta sedimentaria que prosiguió su depósito durante el Albiano y el Cenomaniano temprano constituye una plataforma de ambiente lagunar, con periodos de transgresión y regresión, su estudio secuencial está fuera del alcance de este trabajo.

Las secciones estratigráficas aquí descritas muestran que a partir del Cenomaniano tardío la sedimentación no tuvo interrupción. Está sedimentación está compuesta en la base por una sucesión de caliza, arenisca fina y marga representada por dos unidades distinguibles de la Formación Indidura, la unidad inferior mayormente menos arcillosa y arenosa que la unidad superior (Figura 7a). A esta formación le sigue el depósito predominante pelítico (Formación Parras) de edad Coniaciano y Santoniano y culmina con el depósito de facies de delta y fluvial del Grupo Difunta de edad Campaniano, así como las capas La Soledad, esta última posiblemente puede ser Maastrichtiano. Sobre el Bloque de Coahuila, en el subsuelo, la sucesión sedimentaria del Cretácico Superior tiene espesores de 1126 m en el Pozo Paila 1 A, 1143 m en el pozo Mayrán 1 y 990 m en el pozo Tlahualilo 1. Depósitos similares alrededor al entorno de este bloque en las sierras La Fragua y La Madera (Leyva, 1970), tienen espesores de ~ 1000 m. Los espesores aquí descritos para el Cretácico Superior son significativamente menores comparados con facies similares isócronas en otras localidades vecinas al Bloque de Coahuila, con un espesor mayor a 2000 m en el área oriente de la Cuenca de Parras y el área de La Popa (Murray *et al.*, 1962; Soegard *et al.*, 2003). Se infiere que la sucesión sedimentaria para el Cretácico Superior sobre el Bloque de Coahuila puede ser una condensación estratigráfica en el sentido propuesto por Gómez y Fernández-López (1992), al presentar un espesor menor comparado con sucesiones similares isócronas, como sucede con depósitos *forebulge* en otros lugares (DeCelles *et al.*, 1995); sin embargo, el control tectónico y sedimentario del Bloque de Coahuila puede ser originado por un alto de basamento heredado (Auboin, 1965; Wilson, 1990) y no al efecto ocasionado por

isostasia, como lo define el propio concepto *forebulge* que ha sido extrapolado a otras sucesiones de México (Lawton *et al.*, 2014; Fitz-Díaz *et al.*, 2018; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019).

Los datos estratigráficos aportados por los pozos Zarca 1, Parral 1, Bermejillo 1, Ceballos 1 y Tlahualilo 1 (Figura 5), identifican cambios litológicos en rocas del Cretácico Inferior que sugieren una extensión más amplia hacia el SW del Bloque y Plataforma de Coahuila, respecto a reconstrucciones paleogeográficas previas (Imlay, 1936; Alvarez, 1949; Garza-González, 1973; Padilla y Sánchez, 1985; Chávez-Cabello *et al.*, 2005; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). La napa de Parras tectónicamente transportó facies litorales y de cuenca del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, desde una posición original actualmente no conocida, sobre facies características del dominio sedimentario de la Plataforma de Coahuila, expuestas en la ventana del Número (Tardy, 1980), así como lo constatan los pozos Bermejillo 1, Zarca 1 y Parral 1 (Figuras 1, 4 y 5). En estos pozos, debajo del manto alóctono, hay litologías de edad pre-Aptiano (formaciones Cupido, La Virgen y Carbonera) que indican facies marginales a la paleoisla de Coahuila, por lo que la posición de estas formaciones es relativamente autóctona, mientras que la posición que ocupan las rocas de cuenca y litorales en el manto alóctono están lejos de definir el borde insular, los datos presentados aquí sustentan bosquejar que el borde SW de la isla y Plataforma de Coahuila está sepultado en el subsuelo, más lejos de lo que trabajos previos lo concibieron (Imlay, 1936; Álvarez, 1949; Humphrey, 1956).

6.2. EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL

Este trabajo reconoce tres grupos de estructuras con estilos de deformación diferente en rocas del Cretácico sobre El Bloque de Coahuila. En los bordes SW y NE de este bloque las estructuras definen un vector de acortamiento (σ_1) que es congruente con la dirección de transporte del Orogéno Mexicano durante el Paleógeno y no hay controversia con criterios previos (Eguiluz-de

Antuñano *et al.*, 2000a; Chávez-Cabello, 2005; Fitz-Díaz *et al.*, 2018). La deformación de pliegues de curvatura amplia (braquianticlinales) sobre este bloque muestran una orientación subparalela a los pliegues de las cuencas del Centro de México y Sabinas (Figura 1 y anexo TS 4), esta deformación ha sido reconocida previamente y se considera que los plegamientos representan una deformación atenuada por estar colocados sobre un bloque tectónico relativamente estable (Alvarez, 1949; Humphrey, 1956), o son interpretados como pliegues por deformación tardía (Tardy, 1980), en ambos casos relacionada con acortamiento de una segunda fase de deformación en este bloque. Rocas volcánicas y sedimentarias del Paleógeno deformadas se incluyen que participan en esta segunda fase.

Este trabajo reconoce pliegues con un estilo de deformación diferente, de una tercera fase, como conjuntos estructurales no descritos previamente en la literatura geológica, estas estructuras no definen un vector preferente de acortamiento σ_1 o extensión σ_3 (Figura 15 y anexo TS 2 y 3).

Estos conjuntos de pliegues tienen charnelas agudas en anticlinales y sinclinales, estilolitas tipo E2 (normales al vector de acortamiento y al plano del estrato) y forma geométrica escalonada. Estas características sugieren que la cubierta sedimentaria se deformó de manera mayormente dúctil. Fallas inversas y normales con componente lateral con potencial origen en posibles fallas reactivadas del sustrato pre-Cretácico y estrías capa a capa, estos datos sugieren comportamiento frágil. La combinación dúctil y frágil de deformación se conceptualiza en un modelo (Figura 16). En base a niveles estratigráficos de referencia entre las formaciones Treviño e Indidura se calcula que hay desplazamientos con salto vertical relativo entre los bloques de piso y techo estimado en varios casos no mayor a 500 m. La edad de deformación de estos pliegues se desconoce, posiblemente sea posterior al Eoceno como se discute a continuación. No se descarta la evidencia regional de transpresión que puede identificarse por lineamientos regionales (Aranda-Gómez *et al.*,

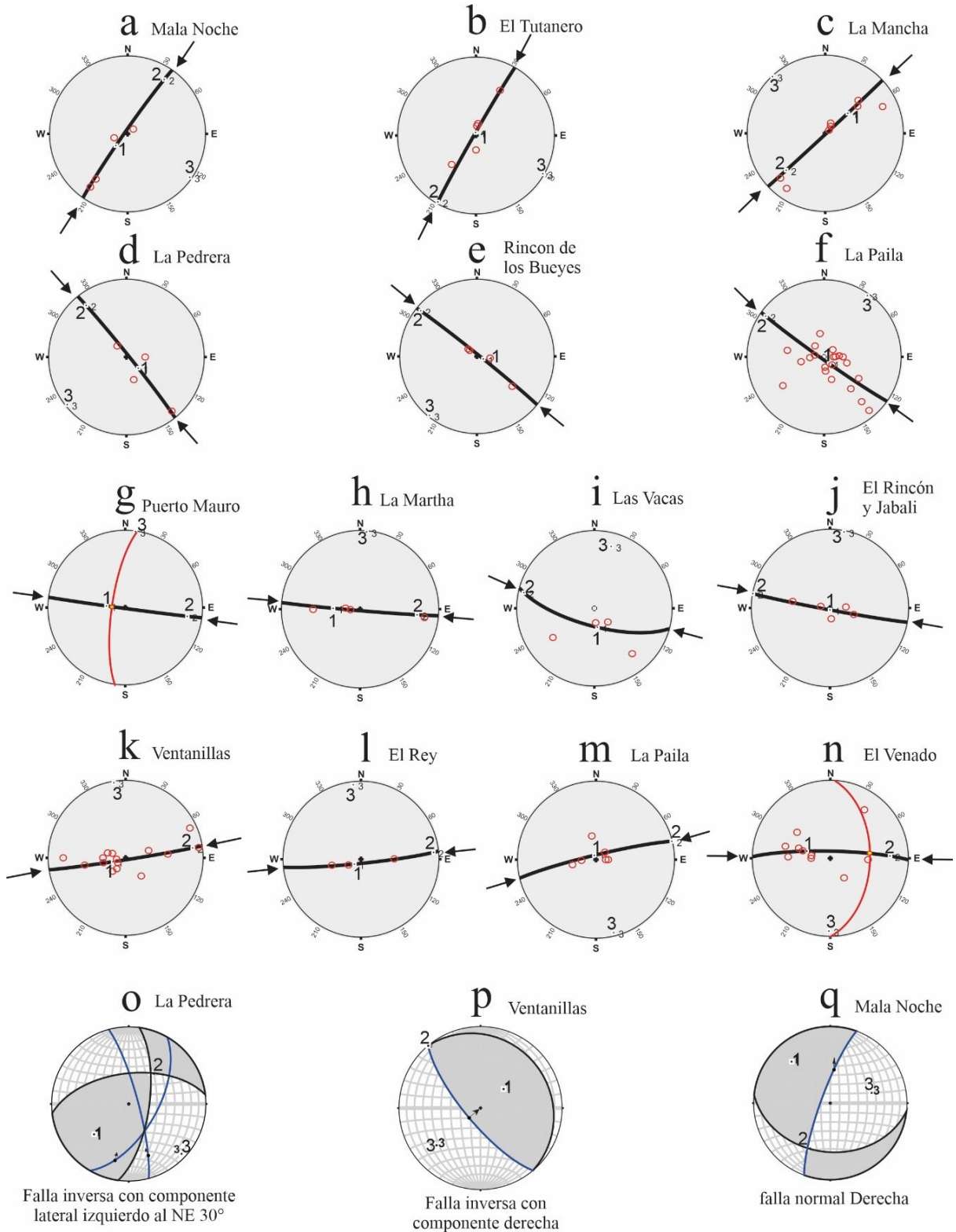


Figura 15 Las redes estereográficas muestran vectores de acortamiento (señalado con semicírculo P_i en línea negra gruesa y flechas rojas) de las estructuras descritas en el texto (a-n), a partir de datos de la proyección polar de S_o (círculos rojos). Línea roja proyección de planos de estilolitas. Línea azul proyección de planos de falla. Tensores de esfuerzos en zonas de falla (o-q), estrías indicadas con flecha pequeña. Descripciones estructurales en el texto. Datos en anexo TS 2 y 3.

2001; Treviño-Rodríguez, 2019). Esta observación puede ser aplicada al lineamiento presente entre las sierras La Campana, Tlahualilo y El Zapatero, orientado NE-SW (Figuras 1 y 12b). Eguiluz-de Antuñano (1984) argumenta que existen tres lineamientos mayores orientados NNW-SSE (lineamientos El Caballo, Almagre y Camargo), que desplazan lateralmente a estructuras características del Orogéno Mexicano y del Bloque de Coahuila (Figura 1), con base en estas características la edad del desplazamiento este autor consideró pudiera ser del Oligoceno o Mioceno. Otro argumento que hay para sustentar la edad de deformación post-Eoceno en el Bloque de Coahuila se encuentra en las relaciones estratigráficas y edad que tiene la Formación Ahuichila. Esta formación es un depósito sedimentario continental (Rogers *et al.*, 1956), en las localidades de las sierras del Yeso y España (Kellum, 1936; Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2022c) el contacto inferior de esta formación es una discordancia paralela con estratos de rocas del Cretácico Inferior. En ambas localidades los estratos de las formaciones Ahuichila y rocas cretácicas comparten fuerte inclinación y llegan a ser subverticales, lo que pone de manifiesto que ambas sucesiones estratigráficas están afectadas por una deformación compartida. Granos de circón obtenidos en tres tobas de la Formación Ahuichila tienen edades U-Pb de $26.4 + 1.1/-0.4$

Ma con la edad del circón más joven ($\sim 24 \pm 2$ Ma), otra muestra dio $26.2 + 0.6/-0.6$ Ma y una tercera muestra $27.8 + 0.4/-0.6$ Ma con el método TuffZirc, mientras que de una capa de arenisca en la parte inferior de esta formación se obtuvo una edad promedio ponderada de $28.1 + 0.5$ Ma (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2022d), edades que son consistentes en el conjunto analizado. Por lo tanto, el depósito de la Formación Ahuichila se puede situar en el Oligoceno y su deformación es posterior, deformación que posiblemente sea de carácter regional.

Los pozos Tlahualilo 1, Mapimí 1, Escalón 1, Durango 1, Ceballos 1 y Bermejillo 1 (Figura 1), sugieren que en el poniente del área estudiada (lagunas El Rey, Palomas, Bolsón de Mapimí) hay fallas con mayor desplazamiento que dan origen a valles intermontanos amplios con relleno grueso de sedimentos aluviales, fluviales y lacustres, “poco consolidados” en base a la facilidad de penetración de la barrena en los equipos de perforación, la edad de estas rocas se desconoce. Estos depósitos de espesor considerable es probable que procedan de la erosión de bloques altos, limitados por fallas de basamento en una etapa tectónica más joven al acortamiento del Paleógeno, posiblemente relacionados con la formación del sistema *basin and range* del Mioceno. La deformación que tienen rocas volcánicas y depósitos continentales

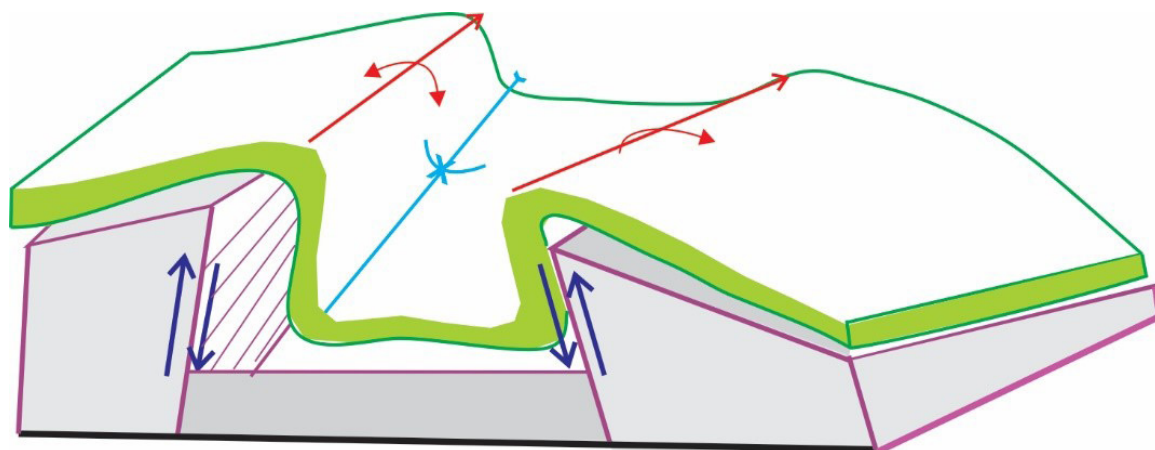


Figura 16 Modelo de deformación de pliegues escalonados en el Bloque de Coahuila. Fallas inversas de ángulo alto (flecha azul) cortan al sustrato basal y originan anticlinales (líneas rojas) y sinclinales (línea azul) angostos, agudos y con inmersión que deforman la cubierta sedimentaria con comportamiento mayormente dúctil.

más jóvenes (cerro Móvano) con variable inclinación en esta región queda al margen de este trabajo.

7. Conclusiones

La evidencia petrológica de rocas de composición félsica a intermedia en núcleos de pozos sugieren el emplazamiento de magmatismo de arco continental bajo la cubierta sedimentaria del Cretácico en el Bloque de Coahuila. Isotopía K/Ar y Rb/Sr de los núcleos admiten dar a estas rocas una edad de 197 Ma a 171 Ma, por lo tanto, es posible que estas rocas se correlacionen con el vulcanismo del arco Nazas del Jurásico.

El límite norte y oriente de este bloque está limitado por fallas documentadas en trabajos previos en un proceso de *rifting* que se sustenta con datos de superficie y en el subsuelo por sísmica 2D. El borde sur y surponiente de este bloque tiene su margen sepultada en el subsuelo por la napa de Parras. La proyección de la megacizalla Mojave-Sonora como límites del Bloque de Coahuila no la comparte este trabajo y es una hipótesis no resuelta.

Datos de superficie, pozos y sísmica 2D, revelan la presencia de cuñas de sedimentos marinos y mixtos que rodean las márgenes de este bloque. Durante el Aptiano el mar transgredió e inundó al Bloque de Coahuila y una plataforma en facies lagunar marina se instaló en él durante el Albiano y Cenomaniano temprano. En este intervalo estratigráfico se reconocen dos discordancias paralelas, una dentro de la Formación Acatita y otra en la cima de la Formación Treviño.

Con datos de pozos y superficie en el Cretácico Superior se identifica una sucesión estratigráfica continua, que es mayormente marina en la base, pasa a facies de delta en la parte media y es fluvial en la cima. Estos depósitos tienen un espesor menor comparado con sucesiones isócronas al margen de este bloque, por lo que se interpreta que esta sucesión es una sección estratigráfica condensada. Se postula que la génesis de esta condensación

se atribuye a la estabilidad tectónica relativa que mantuvo el Bloque de Coahuila opuesto a la subsidencia de las cuencas vecinas.

Las rocas del Mesozoico y Cenozoico sobre este bloque tienen diversos estilos de deformación estructural. Un estilo se distingue por pliegues de curvatura amplia de grandes dimensiones ubicado al norte del Bloque de Coahuila. Otro estilo más austral corresponde a pliegues y cabalgaduras. Ambos grupos son congruentes con la dirección del acortamiento del Orogéno Mexicano en el Paleógeno. El tercer estilo son pliegues con charnela aguda, angostos, geoméricamente escalonados, con orientación diversa, que obedecen a un dominio más dúctil que frágil y posiblemente están relacionados a fallas del sustrato pre-Cretácico y adicionalmente hay complejos estructurales con pliegues angostos y alargados, con ejes sinuosos, sensiblemente orientados norte-sur, con vergencias de pliegues opuestas entre sí. Este tercer estilo de pliegues no tiene una dirección de acortamiento o extensión definida y la edad de deformación posiblemente es post-Eoceno.

Contribución del autor

La adquisición de datos en campo, integración, análisis, conceptualización del tema, desarrollo técnico, redacción del manuscrito original, diseño gráfico e interpretación fue labor del autor de este trabajo.

Financiamiento

No hubo financiamiento externo.

Agradecimientos

Este trabajo se dedica a la memoria de Marc Tardy (QEPD). Se agradece a los revisores de este trabajo Drs. Edgar Juárez Arriaga y Rafael Barboza Gudiño por las valiosas opiniones constructivas

que hicieron posible la mejor exposición de lo aquí presentado. A Petróleos Mexicanos por aportar los datos presentados. Al comité editorial de este medio Drs. Antoni Camprubí y Susana A. Alaniz Álvarez, así como Salvador Vázquez, asistente editorial que hicieron posible la difusión de las ideas presentadas. Mi agradecimiento al Ing. Javier Calderón por comentarios sobre la adquisición y procesado de la línea sísmica aquí presentada. Al M. en I. Jaime Patiño la revisión preliminar de lo aquí expuesto. Se agradece a los señores Andrés Construita, del poblado Mala Noche y a señor Roberto, del poblado Las Coloradas, que guiaron el acceso a diferentes localidades.

Conflicto de intereses

Se declara que no hay conflicto de intereses.

Referencias

- Alonso-Manuel, F., 2016, Estratigrafía y deformación de las “Capas Cerro La Bruja”, cerca de la Falla de San Marcos, Las Palomas, Coahuila, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Licenciatura, 101 p.
- Alonso-Manuel, F., Fitz-Díaz, E., Gutiérrez-Navarro, R., 2020, Estimación de desplazamiento mínimo en fallas inversas de alto ángulo: caso de estudio en la Falla de San Marcos, Coahuila, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 72 (1), 1-18. <https://doi.org/10.18268/bsgm2020v72n1a031019>
- Álvarez, Jr.M., 1949, Unidades tectónicas de la República Mexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 14(1), 1-22. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1949v14n1a1>
- Allmendinger, R.W., 2020, Structure lab manual. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/structure-lab-manual/downloads.html>
- Amezcuca, T.M., Gawthorpe, R.L., Macquaker, J.H.S., 2012, Cascadian carbonate lakes of the Mayrán Basin System, Northeast Mexico: The interplay of inherited structural geometry, bedrock lithology and climate: *Geological Society of America Bulletin*, 124 (5-6), 975-988. <https://doi.org/10.1130/b30403.1>
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *en* Anderson, T.H., Roldán-Quintana J. (eds.), *Geology of northern Sonora: Geological Society of America, Field Trip 27 Guidebook: Pennsylvania, University Pittsburgh*, 59-69.
- Armstrong, R.L., 1968, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah: *Geological Society of America Bulletin*, 79(4), 429-458. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1968\)79\[429:SOBI NA\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1968)79[429:SOBI NA]2.0.CO;2)
- Aranda-García, M., 1991, El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, estado de Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 41, 18-36.
- Aranda-Gómez, J.J., Housh, T.B., Luhr, J.F., Becker, T., Solorio-Munguía, J. G., Martínez, E., 2001, Timing of multiepisodic deformation based on the study of continental clastic deposits and volcanic rocks, east-central Chihuahua, México: *GEOS*, 21 (3), 204.
- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F., Housh, T.B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G., 2005, El vulcanismo tipo intraplaca del Cenozoico Tardío en el centro y norte de México: una revisión: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 187-225. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a1>
- Aranda-Gómez, J.J., Yútsis, V., Juárez-Arriaga, E., Ortega-Obregón, C., González-Cervantes, N., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Peña, C. F., Torres-Gaytán, D.E., 2019, Reconnaissance geology and geophysics in the Mercurio Dome, Chihuahua, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 36 (3), 357-377. <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2019.3.1340>

- Auboin, J., 1965, Geosinclines: Amsterdam, Elsevier, 335p.
- Bally, A. W., Gordy, P. L. Stewart, G. A., 1966., Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains: Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 14(3), 337–381. <https://doi.org/10.35767/gscpgbull.14.3.337>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.08.003>
- Bartolino, J.R., 1988, Cenozoic geology of the eastern half of the La Flor Quadrangle, Durango and Chihuahua, Mexico: USA, Department of Biology and Geosciences West Texas State University, Master of Science, 97 p.
- Barragán-Manzo, R., Méndez-Franco, A.L., 2005, Towards a standard ammonite zonation for the Aptian (Lower Cretaceous) of northern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22 (1), 39-47.
- Böse E., 1923, Vestiges of an ancient continent in northeast Mexico: American Journal Science 5-6 (32), 127-136. <https://doi.org/10.2475/ajs.s5-6.32.127>.
- Burrows, R.H., 1910, Geology of Northern Mexico: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 7(1), 85-103. <https://doi.org/10.18268/bsgm1910v7n1a12>
- Cantú-Chapa, C.M., 1976, Estratigrafía de la Formación La Peña (Aptiano Superior) en el área de Monterrey, N. L.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 8 (4), 7–16.
- Centeno-García, E., 2017, Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview: Ore Geology Reviews, 81, 1035-1052. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.10.010>
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the State of Coahuila, Mexico, in Schmidt, C.I., Katz, S.B. (eds.), Lower cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico: USA, West Texas Geological Society Publication, Field Trip Guidebook, 81-74, 28-36.
- Chávez-Cabello, G., 2005, Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis doctoral, 226 p.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I.R., González-Naranjo, G.A., 2005, La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multireactivada del noreste de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57 (1), 27-52. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a2>
- Coogan, A.H., Bebout, D.G., Maggio, C., 1972, Depositional environments and geologic history of Golden Lane and Poza Rica trend—an alternative view: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 56, 1419–1447. <https://doi.org/10.1306/819a40f0-16c5-11d7-8645000102c1865d>
- DeCelles, P.G., Lawton, T.F., Mitra, G., 1995, Thrust timing, growth of structural culminations, and synorogenic sedimentation in the type Sevier orogenic belt, Western United States: Geology (Boulder), 23, 699–702. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0699:ttgosc>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0699:ttgosc>2.3.co;2)
- De Cserna, Z., 1976, Mexico; geotectonics and mineral deposits: New Mexico Geological Society Special Publication, 6, 18-25.
- De la Llata R.R., Araujo M.J., 1974, Estudio geológico de las sierras Mayrán y La Peña, Estado de Coahuila: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis Licenciatura, 65 p.
- Denison, R.E., Kenny, G.S., Burke, W.H., Jr., Hetherington, E.A., Jr., 1969, Isotopic ages of igneous and metamorphic boulders from the Haymond Formation, Marathon Basin,

- Texas, and their significance: Geological Society of America Bulletin, 80, 245-256.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 1142-1160. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1142:ctcaaf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1142:ctcaaf>2.0.co;2)
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture: in Ham, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, 108-121.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1984, Tectónica cenozoica del norte de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 36 (1), 43-62.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1985, Posibilidades petroleras en el Mar Mexicano: Revista Ingeniería Petrolera, 25 (8), 39-62.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1989, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 50 (1-2), 3-39. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1989v50n1a1>
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1991a, Integración geológica y geofísica de la curvatura de Monterrey en el noreste de México: Revista Ingeniería Petrolera, 21 (12), 25-39.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 1991b, Discordancia cenomaniana sobre la Plataforma de Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 41(1), 1-17.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 2001, Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in Northeastern México, in Bartolini, C., Buffler, R.T., Cantú-Chapa, A. (eds.), The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 75, 241-270.
- Eguiluz-de Antuñano, S., 2011, Estratigrafía y ambientes de depósito de capas continentales del Jurásico en la sierra de Atotonilco, Durango: Boletín del Instituto de Geología, 120, 52-70.
- Eguiluz-de Antuñano, S., Campa, M.F., 1983, 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., Carranza-Castañeda, O., 2013, Revisión estratigráfica y edad de la Formación (Aloformación) Mayrán en el área de Parras, Coahuila, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65 (2), 397-404. <https://doi.org/10.18268/bsgm2013v65n2a19>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Chávez-Cabello, G., 2022, Extensión sinsedimentaria del Cretácico Inferior en el borde del Bloque Coahuila, un margen tipo rift en México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (1), A130821. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a130821>
- Eguiluz-de Antuñano, Aranda García, M., Marrett, R., 2000a, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53(1), 1-26. <https://doi.org/10.18268/bsgm2000v53n1a1>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M., Buitrón-Sánchez, B. E., 2014b, 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. <https://doi.org/10.18268/bsgm2014v66n3a8>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-Gómez, J., Juárez Arriaga, E., 2022c, Estratigrafía y ambientes de depósito de la Formación Ahuichila en el Sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 74 (1), 1-40. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2022v74n1a111121>
- Eguiluz-de Antuñano, S., Edgar Juárez Arriaga, Chávez-Cabello G., Ramírez-Peña, C., Jorge Aranda-Gómez, 2022d, Geochronology and deformation of the Ahuichila Formation in Coahuila, Durango and Zacatecas states, Mexico: Geological

- Society of America Abstracts and Programs, 54 (2), 373337. <https://doi.org/10.1130/abs/2022CD-373337>
- Enos, P., 1974, Reefs, platforms, and basins of Middle Cretaceous in Northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 58, 800–809. <https://doi.org/10.1306/83d91498-16c7-11d7-8645000102c1865d>
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2011, Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold–Thrust Belts, in Poblet, J., Lisle, R.J., (eds.), Kinematic Evolution and Structural Styles of Fold-and-Thrust Belts: London, Geological Society, Special Publications, 349, 149–167. <https://doi.org/10.1144/sp349.8>
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: Earth-Science Reviews, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Flawn, P.T., Goldstein, A.Jr., King, P., Weaver, C.E., 1961, The Ouachita System: Austin, Bureau of Economic Geology, The University of Texas, 401 p.
- Franco-Rubio, M., 1978, Estratigrafía del Albiano-Cenomaniano en el área de Naica, Chihuahua: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2(2), 132-149.
- Garza-González, R., 1973, Modelo sedimentario del Albiano – Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 25, 311-340.
- Gillot, P.Y., Hildenbrand, A., Lefevre, J.C., Libadie, C.A., 2006, The K/Ar dating method: Principle, Analytical Thechnics, and Application to Holocene Volcanic Eruptions in Southern Italy: Acta Volcanica, 18 (1-2), 55-66.
- Gómez, J.J., Fernández-López, S., 1992, Secciones condensadas y máximos transgresivos. Una relación equívoca: GEOGACETA 11, 130-137.
- González-Sánchez, F., Puente Solís, R., González Partida, E., Camprubí, A., 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 59(1), 43-62. <https://doi.org/10.18268/bsgm2007v59n1a4>
- Grajales-Nishimura, J.M., Terrell, D.J., Damon, P.J., 1992, Evidencias de la prolongación del arco magmático Cordillerano del Triásico Superior–Jurásico en Chihuahua, Durango y Coahuila: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 42, 1–18.
- Haenggi, W.T., 2002, Tectonic history of the Chihuahua through, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 55 (1), 38-94. <https://doi.org/10.18268/bsgm2002v55n1a4>
- Harmann, E., 1913, Geologische treifzuege in Coahuila: Zeitschr: Berlin, Deutsche Geologische Gesellschaft, Band 65, Monatsber1, 674p.
- Humphrey, W.E., 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: Gulf Coast: Association of Geological Societies Transactions, 6, 25-35.
- Humphrey, W.E., Díaz, T., 2003, Jurassic and lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeastern Mexico: USA, Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigation 267, 152 p.
- Imlay, W.R., 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. <https://doi.org/10.1130/gsab-47-1091>
- INEGI (CETENAL), 1974, Carta geológica Sierra El Zapatero, G13 B65, escala 1:50,000.
- INEGI, 2019, Minería: México, INEGI. Disponible en: <https://www.inegi.org.mx/temas/mineria/>
- Janensch, W. 1926, Dinosaurier reste aus Mexiko:

- Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaontologie, 6, 192-197.
- Jones, N.W., McKee, J.W., 1987, Pre-Cretaceous volcanic rocks at Sierra Diablo, Chihuahua: *Gaceta Geológica*, 1(1), 82-96.
- 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, in Jacques-Ayala C., González-León, C.M., Roldan-Quintana, J., (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper*, 301, 179-190. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2301-9.179>
- Jones, S.J., 1938, Geology of Sierra de la Peña and paleontology of the Indidura Formation, Coahuila, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 49 (1), 69-150. <https://doi.org/10.1130/gsab-49-69>
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Stockli, D.F., Solari, L., 2019, Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico: *International Geology Review*, 61 (17), 2118-2142. <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581848>
- Kellum, L.B., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, México: Part III; Geology of the Mountain West of Laguna District: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1039-1090. <https://doi.org/10.1130/gsab-47-1039>
- Kelley, S., 2002a, K-Ar and Ar-Ar Dating: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 47, 785-818. <https://doi.org/10.2138/rmg.2002.47.17>
- Kelley, S., 2002b, Excess argon in K-Ar and Ar-Ar geochronology: *Chemical Geology*, 188 (1-2), 1-22. [https://doi.org/10.1016/s0009-2541\(02\)00064-5](https://doi.org/10.1016/s0009-2541(02)00064-5)
- Kelly, W.A., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico—Part II, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, 47(7), 1009-1038. <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1009>
- King, R.E., 1944, Part I. Geology, in King, R.E., Dunbar, C.O., Cloud, P.E., Miller, A.K., (eds.), *Geology and paleontology of the Permian area northwest of Las Delicias, southwestern Coahuila, Mexico: Geological Society of America Special Paper* 52, 170p. <https://doi.org/10.1130/spe52-p1>
- 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 basin 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, 820–836. <https://doi.org/10.1130/b26450.1>
- 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 for continental-arc magmatism in north-central Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 126 (9-10), 1181-1199. <https://doi.org/10.1130/b30827.1>
- Lehmann, C., Osleger, D.A., Montanez, 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. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1999\)111<1010:eoacc>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1999)111<1010:eoacc>2.3.co;2)
- Leyva, U.S., 1970, Estudio geológico del norte del Estado de Coahuila, Hoja atlas 45-13, *Petróleos Mexicanos*, Informe inédito NE M 1177, 59 p.
- López-Infanzón, M., 1986, Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las formaciones Huizachal y Nazas: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 47(2), 1-42. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM1986v47n2a1>
- López, R., Cameron, K.L. Jones, N.W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Panafrikan age Gondwanan crust

- beneath northeastern Mexico: Precambrian Research, 107, 195-214. [https://doi.org/10.1016/s0301-9268\(00\)00140-6](https://doi.org/10.1016/s0301-9268(00)00140-6)
- McBride, E.F., 1963, Classification of common sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, 33, 664-669. <https://doi.org/10.1306/74D70EE8-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- McBride, E.F., 1988, Geology of the Marathon uplift, west Texas, in Hayward, O.T., (ed.), South-Central Section of the Geological Society of America: USA, Geological Society of America, 411-416. <https://doi.org/10.1130/0-8137-5404-6.411>
- McKee, J.W., Jones, N.W., Anderson, T.H., 1988, Las Delicias basin: A record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology*, 16(1), 37-40. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0037:ldbaro>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0037:ldbaro>2.3.co;2)
- McKee, J.W., Jones, N.W., Long, L.E., 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 102, 593-614. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0593:saposa>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0593:saposa>2.3.co;2)
- Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W., 1999, Paleomagnetic data from the Caborca terrane, Mexico: Implications for Cordillera tectonics and the Mojave-Sonora megashear: *Tectonics*, 18, 293-325. <https://doi.org/10.1029/1998tc900030>
- Molina-Garza, R., Alexander Iriondo, 2005, La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (1), 1-26. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a1>
- Mueller, P.A., Heatherington, A.L., Foster, D.A., Thomas, W.A., Wooden, J.L., 2014, The Suwannee suture: significance for Gondwana-Laurentia terrane transfer and formation of Pangaea: *Gondwana Research*, 26, 365-373. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2013.06.018>
- 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. <https://doi.org/10.1306/043003730869>
- Murray, G.E., A.E. Weidie, Jr., D.R. Boyd, R.H. Forde, P.D., Lewis, Jr., 1962, Formational divisions of Difunta Group, Parras Basin: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 46 (3), 374-383. <https://doi.org/10.1306/bc743829-16be-11d7-8645000102c1865d>
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Talavera-Mendoza, O., Jenchen, U., Valencia, V.A., Medina-Ferrusquia, H.C., Guerrero-Suastegui, M., 2014, 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. <https://doi.org/10.18268/bsgm2013v65n3a13>
- Padilla y Sánchez, R.J., 1985, Las estructuras de la Curvatura de Monterrey, estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 6, 1-20.
- Pindell, J., Dewey, J. F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, 1 (2), 179-211. <https://doi.org/10.1029/TC001i002p00179>
- 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: *Geological Society London Special Publications*, 328, 1-55. <https://doi.org/10.1144/sp328.1>
- Poole, F.G., Perry, W.J., Madrid, R.J., Amaya-Martínez, R., 2005, Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate tectonic models: *Geological Society of America*

- Special Paper 393, 543- 596. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>
- Ramírez-Gutiérrez, J.P., 2008, Servicio Geológico Mexicano, Carta Geológico-Minera G13 B59, Cuatro Ciénegas, escala 1:50,000.
- Ramos-Rosique, A., Villareal-Fuentes, J., González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse, G., 2005, Los yacimientos estratoligados de celestita del Venado y el Volcán en la sierra los Alamitos, Coah., en XXVI Convención Internacional de Minería: México, Veracruz, 99-104.
- 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 de Investigación de los Recursos Minerales, 38, 129 p.
- Rubio-Cisneros, I.I., Timothy, F.L., 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, 159-170. <https://doi.org/10.1130/ges00567.1>
- Salvador, A., 1987, Late Triassic-Jurassic paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71, 419-451. <https://doi.org/10.1306/94886ec5-1704-11d7-8645000102c1865d>
- Sellards, E.H., W.S. Adkins, F.B. Plummer, 1932, *The Geology of Texas: USA*, The University of Texas, I, 1007 p. <https://doi.org/10.1086/624244>
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000, Carta geológico-minera Torreón, G13-9, escala 1:250,000.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008, Carta geológico-minera Tlahualilo de Zaragoza, G13-6, escala 1:250,000.
- Silver, L.T., Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: *Geological Society of America Abstracts Programs*, 6, 955-956.
- Singewald, D.Q., 1936, Evolution of the Peninsula Coahuila, Part V., Igneous phenomena, and geologic structure near Mapimí: *Geological Society of America Bulletin*, 47 (7), 1153-1176. <https://doi.org/10.1130/gsab-47-1153>
- Soegaard, K., Ye, H., Halik, N., Daniels, A.T., Arney, J., Garrick, S., 2003, Stratigraphic evolution of latest Cretaceous to early Tertiary Difunta foreland basin in northeastern Mexico: Influence of salt withdrawal on tectonically induced subsidence by the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt: *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 79, 364-394. <https://doi.org/10.1306/m79877c16>
- Schulze, G., 1953, Conglomerados terciarios continentales en la Comarca Lagunera de Durango y Coahuila y sus relaciones con fenómenos ígneos, geomorfológicos y climatológicos: *Boletín del Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales*, 30, 52 p.
- Sour-Tovar, F., Quiroz-Barrosoa, S.A., Quiroz-Barragán, J., Torres-Martínez, M.A., González-Mora, S., 2016, Presencia de *Anisopyge perannulata* y *Ditomopyge* cf. *D. whitei* (Trilobita, Proetidae) en el Pérmico (Guadalupiano medio) de la Formación Las Delicias, Coahuila, norte de México: *Paleontología Mexicana*, 5 (2), 103-109.
- Suppe, J., 1985, *Principles of structural geology: Englewood Cliffs*, Prentice Hall, 537 p.
- Tardy, M., 1980, Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Orientale du Mexique: Paris, France, Université Pierre et Marie Curie, thesis doctoral, 459 p.
- Treviño-Rodríguez, E., 2019, Geología Estratigráfica de la Sierra de Mohovano en la Zona del Silencio, Mapimí, Durango México: México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Tesis de Licenciatura, 76 p.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonate facies in northeastern

Mexico—a review, in Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, F.R., (eds.), Carbonate Platforms Facies, Sequences and Evolution: International Association of Sedimentologists, Special Publication 9, 235–255. <https://doi.org/10.1002/9781444303834.ch9>

Zhao, J., Xiao, L., Gulick, S.P.S., Morgan, J.V., Kring, D., Fucugauchi, J.U., Schmieder, M., Graaff, S.J., Wittmann, A., Ross, C.H., Claeys, P., Pickersgill, A., Kaskes,

P., Goderis, S., Rasmussen, C., Vajda, V., Ferrière, L., Feignon, J.G., Chenot, E., Pérez Cruz, L., Sato, H., Yamaguchi, K., IODP–ICDP Expedition 364 scientists, 2020, Geochemistry, geochronology and petrogenesis of Maya Block granitoids and dykes from the Chicxulub Impact Crater, Gulf of México: Implications for the assembly of Pangea: *Gondwana Research* 82, 128-150. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.12.003>

Anexo-datos suplementarios

TS 1. Dataciones de núcleos de pozos perforados sobre el Bloque de Coahuila entre 1973 a 1982 en informes inéditos de Petróleos Mexicanos y Grajales-Nishimura *et al.* (1992). Núcleo del pozo (n-3), porcentaje de potasio (%K), porcentaje de argón radiogénico (% Ar*), contenido analizado (gm). Constantes de decaimiento de potasio para los pozos Ceballos 1 y Tarahumara 1 ($\lambda_{\beta}=4.962 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ y $\lambda_{\alpha}=0.581 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$) y para el pozo Paila 1A ($\lambda_{\beta}=4.72 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$ y $\lambda_{\alpha}=0.585 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$). Relación $^{40}\text{K}/\text{K}$ para los pozos Ceballos 1 y Tarahumara 1: 1.167×10^{-4} y para el pozo Paila 1A: 1.22×10^{-4} . Relaciones de isótopos de: estroncio ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$), rubidio estroncio ($\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$) y contenidos de rubidio Rb^{87} y Sr^{86} ($\mu\text{M}/\text{g}$). Constante de decaimiento para los pozos Mayrán 1 y Paila 1A ($\lambda_{\beta}=1.47 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$), Relación inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}=0.7083+0.0008$, $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{88}$ normalizado en relación de 0.1194. Sin datos (SD). Alteración hidrotermal (***)

Pozo	%K	%Ar*	Ar*/gm10 ⁻⁵		Edad	Roca / mineral
Ceballos 1						Tonalita
n-32	2.05	85.2	1.36		163 ±8	mica
Tarahumara 1						Latita alterada
n-3	6.2502	73.4	0.036745		98 ±8***	Sanidino
Paila 1A						Ignimbrita
	4.022	60.6	0.193		80.4 ±3.2	Roca total
	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Rb}^{87}(\mu\text{M}/\text{g})$	$\text{Sr}^{86}(\mu\text{M}/\text{g})$		
Mayrán 1						Riolita
n-6	0.7055	0.303	0.0255	0.0842	223 ±20	plagioclasa
	0.7121	2.32	0.129	0.0556	223 ±20	Roca total
Paila 1A						Ignimbrita
Ch-1 W4	0.7116	1	0.172	0.172	236 ±39	Roca total
Ch-1 F3	0.7192	1.350	0.238	0.176	236 ±39	Roca total
Ch-1 23	0.7142	1.74	0.239	0.137	236 ±39	Roca total
Tlahualilo 1						Andesita-Dacita
n-1						SD
Zarca 1						Riolita
n-1						SD

TS 2. Localidades estudiadas: coordenadas UTM (X y Y), rumbo del echado de capa (azimut), intensidad del echado (i), orientación del echado (E).

Localidad	X	Y	Azimut	i	E	Localidad	X	Y	Azimut	i	E
Mala Noche						Puerto Ventanillas					
1	763180	2869318	125	60	E	45	726800	2797000	180	70	E
2	763124	2809322	125	60	E	46	727145	2879561	180	25	W
3	762619	2869672	125	72	E	47	724657	2882090	175	45	E
4	763175	2868888	120	30	W	48	724143	2882032	170	45	W
5	762815	2868607	15	15	E	49	725928	2881285	160	10	E
6	762766	2868416		0		50	727395	2884840	172	10	E
7	762512	2868349	140	08	W	51	726790	2885463	018	15	E
El Tutanero						52	726592	2886065	130	15	E
8	755447	2866734	118	55	W	53	728072	2890659	050	25	E
9	754596	2867257	120	40	E	54	727904	2890906	162	25	W
10	754752	2867302	098	12	E	55	727983	2889706	155	80	W
11	754693	2867523	095	10	W	56	727647	2889720	015	20	E
12	754770	2867632	090	15	W	57	725041	2893289	135	20	E
La Mancha						58	725308	2893803	168	15	E
13	741676	2870476	155	70	W	El Venado					
14	741590	2869375	140	45	W	59	732887	2917740	180	20	E
15	741370	2871435	140	05	W	60	732918	2918036	018	36	E
16	739510	2870009	135	50	W	61	733404	2920001	008	20	E
17	739301	2870923	135	70	E	62	733574	2920720	002	40	W
18	740005	2870788	135	10	E	63	733587	2920519	002	45	E
19	739955	2871568	125	10	W	64	733135	2920394	015	50	E
20	740018	2871959	125	75	E	65	732883	2919211	025	65	E
21	740243	2872245	118	12	W	66	738763	2821945	055	45	E
La Paila						67	737397	2821923	038	25	W
22	224102	2860161	080	25	E	68	735378	2819995	015	30	E
23	224312	2868888	179	12	W	Puerto Mauro					
24	224174	2870222	140	12	W	69	739723	2946363	002	20	E
25	223590	2872793	177	15	E	70	738534	2946123	008	75	W
26	222134	2875223	168	25	E	71	738266	2945766	008	15	E
27	223127	2877820	180	10	W	La Martha					
El Jabali						72	726572	2937041	180	10	E
28	223456	2878352	010	10	E	73	725650	2938437	007	72	W
29	221600	2880630	176	16	W	74	727418	2943578	005	15	E
30	220284	2880748	005	25	E	75	725865	2943103	180	50	E
El Rincón						Rincón de los Bueyes					
31	219136	2880161	010	40	E	76	789943	2882309			
32	218340	2879666	085	11	W	77	789779	2882418	007	14	W
Las Vacas						78	789918	2882071	040	10	E
33	223569	2882935	050	45	W	79	789906	2881668	030	50	W
34	225495	2885997	032	44	W	80	789587	2881196	040	12	E
35	231819	2889113	045	12	E	El Rey					
36	226269	2886901	050	65	W	81	664779	2981215	005	20	E
37	226235	2885254		0		82	663908	2981192	168	70	W
La Pedrera						83	678098	2985312	155	15	E
38	241566	2893982	045	20	W	84	699160	2989506	180	35	W
39	241439	2894476	085	15	E	85	672610	2990730	168	32	E
40	241209	2894708	145	55	W	86	677770	2992210	175	60	E
41	243784	2896879	050	80	W	Alamitos					
42	243948	2896615	180	20	W	87	204827	2901370	130	16	W
43	243976	2896561	072	25	W	88	206746	2902453	155	60	E
44	244180	2896869	050	15	E	90	207746	2904875	158	10	E
						91	213576	2895547	150	40	E
						92	215819	2895362	150	10	W

