



Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana

ISSN: 1405-3322

sgm_editorial@geociencias.unam.mx

Sociedad Geológica Mexicana, A.C.

México

Mendoza-Rosales, Claudia Cristina; Silva-Romo, Gilberto; Centeno-García, Elena; Campos-Madrigal, Emiliano; Rodríguez-Otero, Mónica

La Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla, México: definición, análisis de facies y procedencia

Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. 65, núm. 3, diciembre-, 2013, pp. 457-480

Sociedad Geológica Mexicana, A.C.

Distrito Federal, México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94329954003>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto



La Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla, México: definición, análisis de facies y procedencia

Claudia Cristina Mendoza-Rosales^{1,*}, Gilberto Silva-Romo¹, Elena Centeno-García²,
Emiliano Campos-Madrigal¹, Mónica Rodríguez-Otero¹

¹ Departamento de Ingeniería Geológica, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, México, D.F.

² Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, Coyoacán 04510, México, D.F.

* claus@unam.mx

Resumen

Se propone formalmente a la Formación Chivillas, unidad litoestratigráfica clave para descifrar el registro sedimentario de la Cuenca Cuicateca. Su localidad tipo se encuentra en la Barranca Las Salinas al noreste de Tehuacán, donde las rocas están prácticamente sin deformar. La Formación Chivillas consiste en derrames basálticos frecuentemente con estructura en almohadilla y depósitos siliciclásticos producto de corrientes turbidíticas y flujos de escombros que forman una sucesión volcanosedimentaria muy gruesa cortada por diques de composición similar a los derrames. Se estima un espesor total de más de 4875 m. La Formación Chivillas se asigna al Barremiano con base en la edad máxima de depósito por circones detríticos, edad que es congruente con el contenido fósil previamente reportado.

En la formación se identificaron 16 facies en cinco clases: conglomerática, arenosa, fina, calcárea e ígnea, las cuales se agruparon en ocho asociaciones de facies: A) Turbiditas de grano medio; B) Turbiditas de grano grueso; C) Turbiditas de grano fino; D) Areniscas sin estructura interna; E) Debritas soportadas por clastos; F) Debritas soportadas por matriz; G) Pliegues disarmónicos sinsedimentarios y H) Derrames y lavas almohadilladas. Con las asociaciones de facies reconocidas se interpreta un ambiente de depósito de abanico submarino.

Las rocas volcánicas de la Formación Chivillas tienen una composición máfica a intermedia alcalina con afinidad geoquímica tipo MORB u OIB, con valores isotópicos de plomo común similares a los valores de manto enriquecido, la firma isotópica Pb/Pb de los derrames de la Formación Chivillas sugiere una fuente asociada a la corteza inferior.

Las areniscas estudiadas están conformadas principalmente de cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino milonítico, cuarzo policristalino en mosaico, microclina peritítica, y algunas plagioclasas; también son muy abundantes los líticos de limolita y caliza, y en menor cantidad líticos volcánicos y metamórficos, y otros similares a granito o gneis granulítico; texturalmente, los clastos son angulosos a subredondeados. Los clastos en los conglomerados son de caliza, arenisca (con estratificación cruzada) y gneis. Estas litologías son características de los complejos Milonítico Sierra de Juárez y Oaxaqueño, y su cubierta sedimentaria. Se observaron escasos líticos volcánicos en las areniscas, y algunos niveles con piroclastos de caída. Las areniscas tienen su procedencia en bloques continentales, específicamente en un cratón interior o de un basamento levantado, por lo que podemos suponer que proceden de la erosión de Oaxaquia. La presencia de circones de edad Pan-Africano-Brasiliano indica una procedencia de Gondwana probablemente transportados por sistemas fluviales complejos en una etapa evolucionada del proceso de *rifting* del Golfo de México.

Palabras clave: turbiditas, Golfo de México, Barremiano, *rift*, abanico submarino, circones detríticos.

Abstract

We propose formally the Chivillas Formation, as a key lithostratigraphic unit to decrypt the sedimentary record of Cuicateca basin. Its type locality is along Barranca Las Salinas creek northeastern ward Tehuacán, Pue., where the rocks are virtually without deformation. Chivillas Formation consists of basaltic flows frequently with pillow structure and siliciclastic deposits of turbidite currents and debris flows, on a very thick volcanosedimentary succession cut by dikes of similar composition. Estimate a total thickness of more than 4,875 m. Chivillas Formation is assigned at Barremian based on the maximum age of detrital zircon within sandstones, this age is consistent with previously reported fossil content.

We recognized 16 facies into five classes: conglomeratic, sandy, fine, calcareous and igneous, which are grouped as eight facies associations: A) Medium-grained turbidites, B) Coarse-grained turbidites, C) Fine-grained turbidites, D) Structureless sandstones; E) Debris clast supported, F) Debris matrix supported; G) Synsedimentary disharmonic folds and H) Lavas and pillow lavas. From the recognized facies associations, we interpreted an environment of submarine fan deposit.

The volcanic rocks of Chivillas Formation are alkaline mafic to intermediate, geochemical affinity MORB or OIB, with common lead isotopic values similar to values of enriched mantle, the isotopic signature Pb/Pb of lavas suggests a source from lower crust.

The sandstones studied are graywackes composed mainly of monocrystalline quartz, mylonitic polycrystalline quartz, mosaic polycrystalline quartz, perthitic microcline, and some plagioclase; very abundant siltstone and limestone lithics, and fewer volcanic and metamorphic lithics, similar to granite or granulite gneiss; the clasts are angular to subrounded. The clasts into conglomerates are of limestone, sandstone (cross-stratified) and gneiss. These lithologies are typical of the Sierra de Juárez mylonitic Complex and Oaxaca Complex, and its sedimentary cover. Only few volcanic lithic in sandstones and some levels with pyroclastic falls were observed. The sandstones have their source on continental blocks, specifically from inner craton or uplifted basement, so we can assume that came from Oaxaquia. The presence of Pan-African-Brazilian zircons indicates a source from Gondwana; probably, they were transported by complex river systems within an advanced step on the rifting process of Gulf of Mexico.

Keywords: turbidites, Gulf of Mexico, Barremian, rift, submarine fan, detrital zircons.

1. Introducción

Recientemente se propuso que el depósito de la Formación Chivillas expuesta al noreste de Tehuacán, en el estado de Puebla (Carrasco, 1978; Alzaga y Pano, 1989), está asociado al proceso de apertura del Golfo de México (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010). La Formación Chivillas se depositó en la convergencia de los terrenos Cuicateco y Zapoteco (Figura 1), y representa una de las unidades clave para las reconstrucciones paleogeográficas de la región. El análisis de facies y de procedencia mostrados en este trabajo, favorece la hipótesis de Mendoza-Rosales *et al.* (2010), y precisa la paleogeografía mesozoica de la región. La caracterización detallada de la unidad permite bosquejar mejor su extensión geográfica, a partir de la comparación de los diferentes elementos del estratotipo de la Formación Chivillas, con las rocas afines, producto de la deformación y el metamorfismo documentado hacia el sureste del área estudiada, ya que en esa dirección se incrementaron esos procesos durante el Mesozoico (Delgado-Argote, 1988, 1989; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Ángeles-Moreno, 2006; Ángeles-Moreno *et al.*, 2012).

La geocronología de circones detríticos se ha convertido en una herramienta poderosa para determinar la edad máxima de depósito, y la procedencia de los sedimentos acumulados en una cuenca; sin embargo, este recurso debe ser acompañado del análisis de facies, de los estudios

petrográficos y de la aplicación de los diagramas de discriminación tectónica para establecer las características sedimentológicas, paleogeográficas y tectónicas de una cuenca sedimentaria. El mayor problema en los estudios de análisis de procedencia reside en el hecho que los sedimentos no constituyen una imagen uno a uno de su fuente, ya que en la formación de una roca sedimentaria se entrelazan una gran variedad de procesos y factores. Factores como el clima, la morfología, los medios de transporte y subambientes de depósito contribuyen de manera específica y única para la conformación de cada cuenca, por lo que aplicar una sola herramienta para su estudio, puede generar resultados sesgados. La relación que existe entre la cuenca sedimentaria y las áreas fuente del sedimento, es especialmente evidente en el caso de areniscas inmaduras con alta proporción en líticos. La composición y clasificación de una arenisca ha sido ligada durante mucho tiempo con las rocas de las que procede, por lo que el análisis de las mismas permite vislumbrar el probable paisaje en el que se formaron.

Acorde a lo establecido en el Código Estratigráfico Norteamericano (Barragán *et al.*, 2010), en este trabajo se revisan sus antecedentes históricos, se redefine y propone formalmente como unidad litoestratigráfica a la Formación Chivillas, con base en la medición de una columna sedimentológica-estratigráfica detallada en la localidad tipo, propuesta en este trabajo como el estratotipo de la unidad, se definen sus límites, se establece su edad; así mismo se

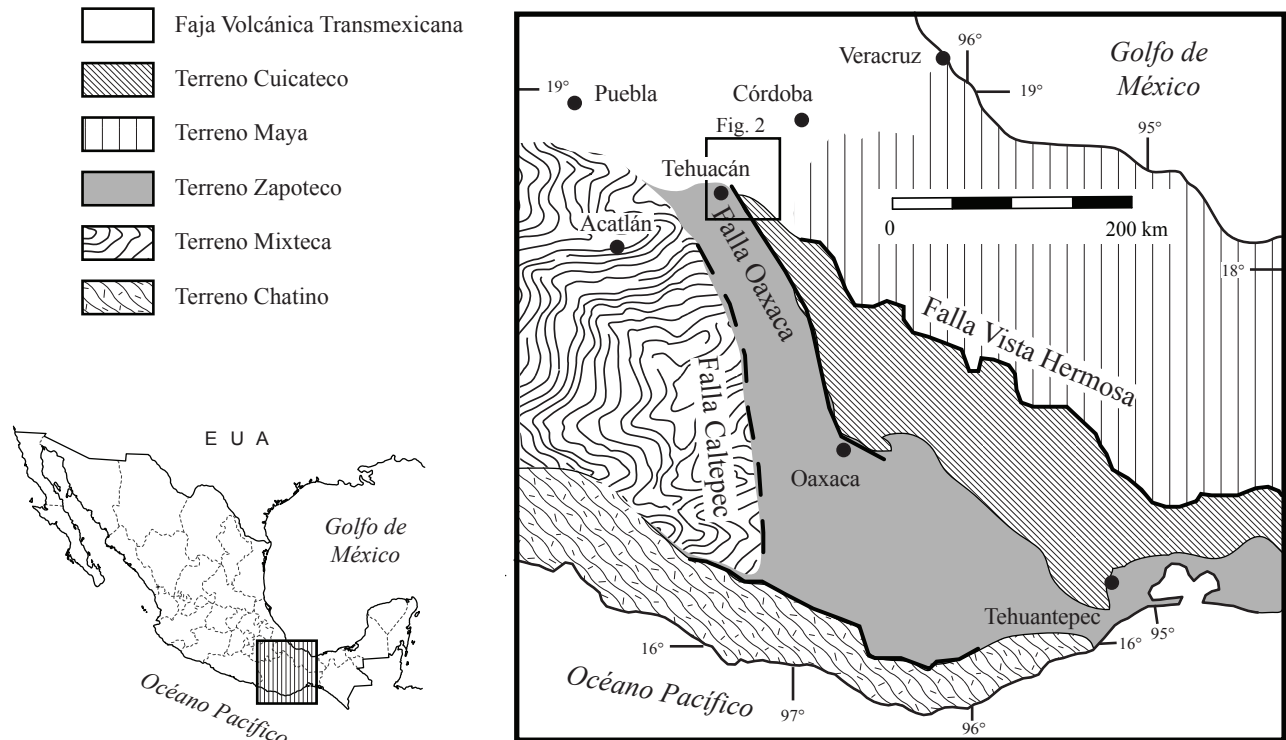


Figura 1. Localización del área de estudio, referencias geográficas usadas en el texto, terrenos tectonoestratigráficos. Modificado de Sedlock *et al.* (1993).

describe el ambiente de depósito y proponen las fuentes de aporte de sedimento con base en el análisis de procedencia de sus areniscas.

2. Metodología

2.1. Estratigrafía y facies

Se elaboró un mapa geológico con los afloramientos de la Formación Chivillas para conocer su extensión y límites estratigráficos, utilizando fotografías aéreas escala 1:25000 y trabajo de campo, para verificar afloramientos; se diferenciaron los flujos volcánicos de mayor extensión conforme a la escala del mapa (Figura 2).

Se midió una columna estratigráfica detallada utilizando el báculo de Jacob, para caracterizar litológica, sedimentológica y estratigráficamente al estratotipo de la Formación Chivillas, y por otro lado, se identificaron dieciséis facies, las cuales se agruparon en asociaciones de facies (AF) con el objeto de definir el ambiente de depósito. Las asociaciones de facies propuestas, como resultado de la agrupación de facies genéticamente compatibles, siguen el esquema propuesto por Posamentier y Walker (2006). El incremento en la deformación que presenta la Formación Chivillas hacia el sur del área (Eguiza-Castro, 2001; Mendoza-Rosales *et al.*, 2010), imposibilita la medición de otras columnas estratigráficas para realizar una correlación y poder establecer cambios de facies regionales.

2.2. Petrografía y procedencia

Para la clasificación de las calizas se utilizó el esquema propuesto por Dunham (1962) para muestras de mano, y la metodología de Folk (1962) para descripciones microscópicas; en el caso de las areniscas se empleó el esquema propuesto por Pettijohn (1975).

Con el objetivo de reconocer la composición y la procedencia de los sedimentos siliciclásticos de la Formación Chivillas, se efectuó el estudio petrográfico de diez muestras de arenisca con dos enfoques: 1) identificación pormenorizada de los componentes y sus texturas, y 2) análisis modal. La identificación de los componentes petrográficos se realizó considerando los rasgos texturales y mineralógicos de cada grano, independientemente de su abundancia. El análisis modal para investigar la procedencia, se basó en un conteo de 500 puntos por muestra, adaptado a las características texturales y mineralógicas de la arenisca, la composición fue cuantificada utilizando el método de Gazzi-Dickinson descrito en Ingersoll *et al.* (1984). Dado que las areniscas varían de grano fino a grueso, la diferencia en el tamaño de grano fue compensado con el espaciado de la red de conteo. Para el análisis de procedencia se utilizaron los diagramas de discriminación tectónica propuestos por Dickinson (1985), Garzanti *et al.* (2001) y Marsaglia *et al.* (2007).

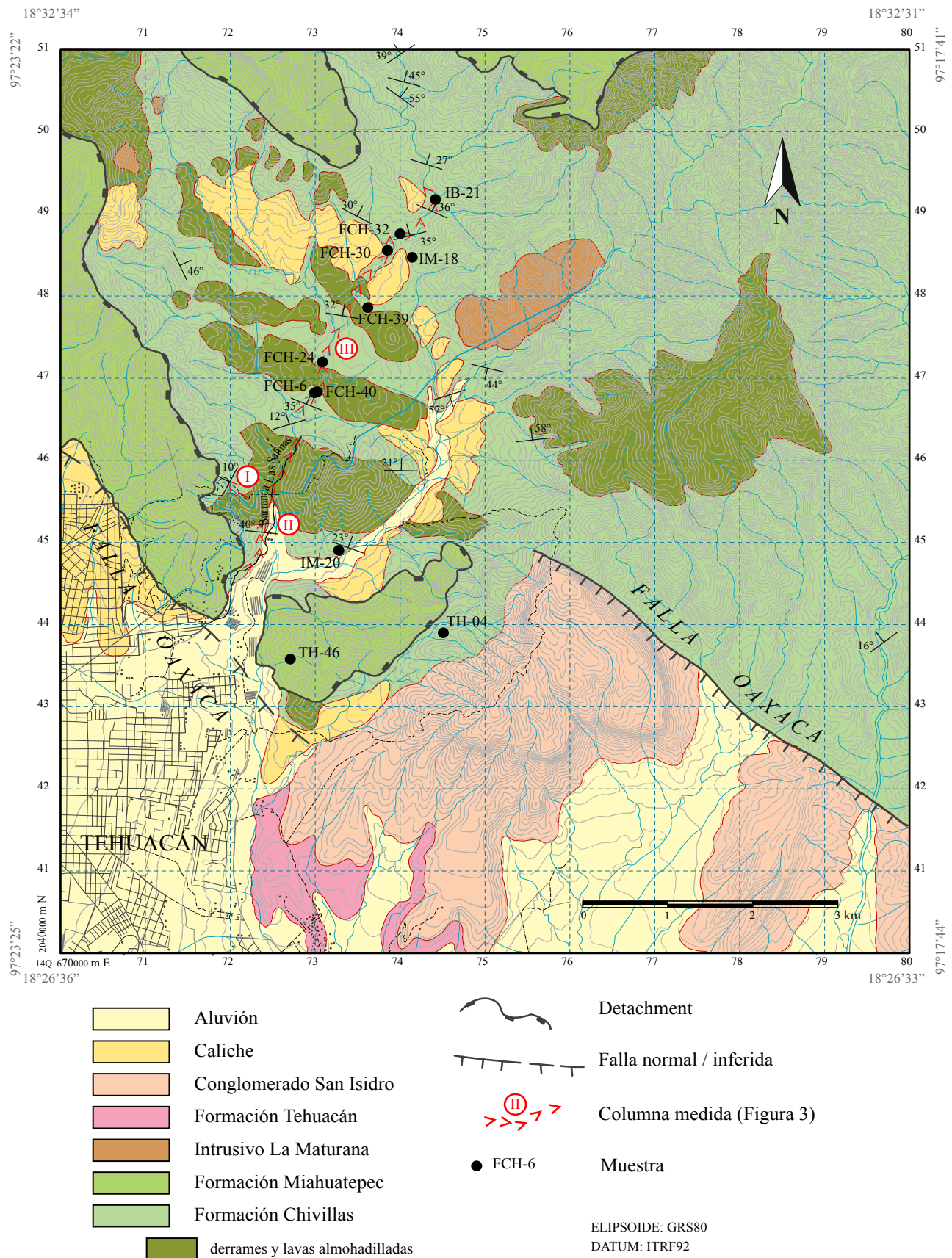


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Se muestra la ubicación de la columna medida en la Barranca Las Salinas, así como las muestras estudiadas para la petrología y los circones detríticos.

2.3. Geocronología y procedencia a partir de edades U-Pb en circones detríticos

La edad de la Formación Chivillas en la Barranca Las Salinas fue obtenida por Mendoza-Rosales *et al.* (2010) con base en fechamiento de circones detríticos individuales por el método U-Pb en el *Arizona LaserChron Center*, en la Universidad de Arizona, EUA, utilizando el método de ablación laser y espectrometría de masas (*Laser ablation-multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry*), el procedimiento analítico está descrito en Gehrels *et al.* (2006). En este trabajo se analizó la procedencia de los circones detríticos reportados por Mendoza-Rosales *et al.*, (2010) a la luz de los nuevos datos en el Sur de México. Las edades isotópicas reportadas en este trabajo están referidas a la Tabla Estratigráfica Internacional 2009, publicada por la Comisión Internacional en Estratigrafía (ICS, 2009).

3. Estratigrafía

En la Cuenca de Zongolica, propuesta por personal de Petróleos Mexicanos (PEMEX) e Instituto Mexicano del Petróleo (IMP) con base en la sucesión rocosa que aflora al noreste de Tehuacán en el estado de Puebla, se acumularon depósitos marinos desde el Tithoniano hasta el Cretácico Superior (Alzaga y Santamaría, 1987; Meneses-Rocha *et al.*, 1996; Eguiluz *et al.*, 2000; Ortuño-Arzate *et al.*, 2003). Barboza-Gudiño y Schwab (1996) la denominaron como Cuenca Cuicateca. La base de la secuencia ha sido descrita como depósitos marinos volcanosedimentarios del Jurásico Superior – Cretácico Inferior (formaciones Tepexilotla, Xonamanca y Chivillas; Carrasco *et al.*, 1975; Meneses-Rocha *et al.*, 1996) compuestas de basaltos submarinos, areniscas, conglomerados y lutitas. La unidad más accesible es la Formación Chivillas que aflora a lo largo de la Barranca Las Salinas.

3.1. Formación Chivillas

3.1.1. Antecedentes

La Formación Chivillas fue descrita por vez primera por Pano (1973) en un informe inédito de PEMEX como una sucesión de lutitas, areniscas y filitas, intercaladas con conglomerados, que afloran al pie del cerro Chivillas al norte de San Antonio Cañada, Pue., de donde toma su nombre. Carrasco (1978) describe una sección estratigráfica parcial de 304.5 m de lutitas calcáreas, areniscas, micritas y grainstone alternadas con andesitas con estructura almohadillada; misma que Toriz (1983) asigna a la Formación Chivillas de Pano (1973) y la subdivide en dos miembros: como Chivillas Inferior propone a la sucesión descritas por Carrasco (1978), caracterizada por la intercalación de rocas volcánicas; Toriz (1983) considera como Chivillas Superior al resto de la sucesión descrita por Pano (1973) y la caracteriza por la

ausencia de rocas ígneas.

Alzaga y Pano (1989) describen a la Formación Chivillas con base en dos miembros: el inferior, caracterizado por dos facies: una sedimentaria de limolitas, arcosas y arcosas líticas, con un espesor de 288 m; y la otra facies de 164 m de espesor, volcánica de rocas espiliticas con estructura almohadillada. Para el miembro superior definen una sola facies de areniscas de grano medio a grueso, en ocasiones gravillenta, que alterna con limolitas, para un espesor de 169 m.

3.1.2. Definición y localidad tipo

Los mejores afloramientos de la Formación Chivillas se encuentran en la Barranca Las Salinas, al noreste de Tehuacán (Figura 2), considerada en este trabajo como la localidad tipo, donde las rocas están prácticamente sin deformar. La Formación Chivillas consiste en flujos de lava basálticos frecuentemente con estructura en almohadilla, intercalados con depósitos siliciclásticos en estratos delgados a medianos de grauvaca, lutita, caliza arcillosa y conglomerado, que forman una sucesión volcanosedimentaria muy gruesa cortada por diques de composición similar a los flujos de lava. Con el objeto de establecer el estratotipo de la unidad, en la Barranca Las Salinas, se midió una sección de referencia en tres segmentos de 58, 1225 y 1532 metros respectivamente (Figuras 2 y 3) en la cual se reconocieron ocho unidades que se describen detalladamente más adelante, las cuales representan las características litológicas y sedimentológicas de la Formación Chivillas. Con base en observaciones de campo, se estima que el espesor total de la Formación puede sobrepasar los 4875 m.

Se propone abandonar la subdivisión propuesta por Toriz (1983), ya que fue planteada con base en el contenido de rocas volcánicas sólo en el Miembro Inferior, pero en este trabajo se observaron intercalaciones de rocas ígneas en toda la Formación Chivillas como se observa a lo largo de la Barranca Las Salinas y en diversos afloramientos de la región, por lo cual no se justifica la subdivisión en Chivillas Inferior y Chivillas Superior.

3.1.3. Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Chivillas no está expuesta, se encuentra limitada al poniente por la Falla Oaxaca, y cubierta por depósitos cenozoicos como se observa en la Figura 2; se infiere un basamento que puede estar conformado por rocas metamórficas del Proterozoico – Paleozoico, ya que a 30 km hacia el sureste, Ortega-Gutiérrez *et al.* (1995) reportan rocas metamórficas de edad grenvilliana. Ortuño-Arzate *et al.* (2003) reportan granitoides de edad paleozoica en el Pozo Orizaba-1 de PEMEX, localizado al noreste del área de estudio, lo que sugiere su probable existencia por debajo de la cubierta mesozoica. Mendoza-Rosales *et al.* (2010) mencionan que las rocas volcánicas de la Formación Chivillas tienen valores iniciales de ϵNd (126) que varían entre 0.3 y 4.1, y edades modelo que van desde 632 hasta

1520 Ma los cuales son similares a los valores de ϵNd del Complejo Oaxaqueño (Ruiz *et al.*, 1988; Torres *et al.*, 1999), lo que sugiere la presencia de un basamento antiguo para la Formación Chivillas y la participación de materiales corticales en la generación de los magmas.

Se considera que el límite superior de la formación es transicional con base en el cambio gradual de depósitos siliciclásticos a depósitos calcáreos de la Formación Miahuatepec del Aptiano reportadas al poniente (Calderón, 1956; Centeno-García *et al.*, 2009; Mendoza-Rosales, 2010). En el área de Tehuacán esta relación estratigráfica no se observa porque el contacto de la Formación Chivillas con las calizas de la Formación Miahuatepec corresponde con una superficie de *detachment*, con pliegues apretados recostados al noreste (Rodríguez-Otero, 2010). La Formación Chivillas en la Barranca Las Salinas se presenta levemente inclinada hacia el noreste o plegada suavemente (Figura 2), condición que cambia rápidamente hacia el sur, dirección en que se incrementa la deformación (Eguiza-Castro, 2001), de modo que en Coxcatlán, se observan a las rocas de la Formación Chivillas cizalladas y con pliegues apretados, mientras que en el área de Teotitlán está parcialmente milonitizada (Ángeles-Moreno, 2006; Ángeles-Moreno *et al.*, 2012).

4. Asociaciones de facies y paleoambiente de depósito de la Formación de Chivillas

4.1. Asociaciones de facies

En la columna medida en la localidad tipo en la Barranca Las Salinas, se reconocen 16 distintas facies en la Formación Chivillas agrupadas en cinco clases: conglomerática, arenosa, fina, calcárea e ígnea (Tabla 1 y figura 4). Siguiendo el esquema propuesto por Posamentier y Walker (2006), se proponen ocho asociaciones de facies (AF) las cuales se describen a continuación:

4.1.1. Asociación de Facies A: Turbiditas clásticas de grano medio

Esta asociación de facies (AF) consiste de una intercalación rítmica de estratos paralelos continuos de arenisca de grano medio (facies Ar-cr, Ar-ei, Tabla 1) interestratificados con lutita calcárea (facies F-lof, Tabla 1) y algunos estratos de caliza (facies Cz-p, Tabla 1), con espesores entre 10 y 30 cm (Figura 3b); ocasionalmente se encuentran intercaladas con la facies Cz-ic (Tabla 1) formando estratos de 10 a 20 cm de espesor. Se observan numerosas estructuras sedimentarias: estructuras de corte y relleno (*flute cast*, *tool marks*, *scour cast*), gradación grano decreciente, rizaduras asimétricas con crestas redondeadas, estratificación cruzada, convoluta y estructuras *flaser*. Esta AF incluyen algunas de las facies (divisiones) propuestas por Bouma (1962), en algunos estratos se presenta la secuencia Bouma completa: Arenisca con gradación grano decreciente y marcas de base (Ta), arenisca con laminación paralela

de régimen de flujo superior (Tb), arenisca con rizaduras, estratificación cruzada (Tc), limo y arcilla con laminación paralela (Td) y depósitos pelíticos (Te), como se aprecia en la Figura 3(b y c). La combinación de facies permite inferir que el depósito es producto de flujos turbidíticos. Esta asociación de facies contiene algunos canales pequeños, rellenos de arenisca de grano grueso y conglomerado muy fino, de menos de 10 cm de espesor y algunos centímetros de ancho (Ar-cg, Tabla 1). Se observan esporádicos horizontes piroclásticos intercalados con *wackestone* de radiolarios y calciesferúlidos mal preservados (< 1 cm, Figura 6d).

4.1.2. Asociación de Facies B: Turbiditas de grano grueso

Esta AF se presenta en paquetes de 10 a 20 m de espesor (Figuras 3 a,b,c,e), consiste principalmente de arenisca de grano grueso, intercalado con algunos niveles de arenisca de grano fino en estratos de 20 a 40 cm de espesor (Figura 3b) (facies Ar-cg, Ar-cr, Ar-ei, Tabla 1). Se encuentran interestratificados con estratos de 5 a 20 cm de lutitas calcáreas (facies F-lof, Tabla 1). Se trata de grauvaca lítica con abundantes líticos metamórficos y calizas, con cuarzo mono y policristalino, y algunos feldespatos. Los estratos presentan estructuras primarias erosivas a escala media como *flute cast* y *gutter cast*; así como frecuentes formas de estratificación cruzada planar y acanalada. En muchos estratos se observan las estructuras que conforman la secuencia Bouma (Tabc) y algunos presentan la secuencia propia de las turbiditas CCC (Posamentier y Walker, 2006) que presenta rizaduras montantes, laminación convoluta, intraclastos de lodo (*climbing ripples*, *convolute lamination*, *ripped-up mud clast*). Esta AF presenta localmente un nivel con abundante madera fósil (Figura 3c).

La AF B sugiere tasas altas de sedimentación que podrían corresponder con depósitos de *levee*. La presencia de estructuras erosivas apoya esta interpretación, ya que hay más probabilidad de erosión asociados a los flujos confinados en los canales que en los ambientes asociados a una planicie (Posamentier y Walker, 2006).

4.1.3. Asociación de Facies C: Turbiditas de grano fino

La AF C está formada por una alternancia de facies de grano fino F-lof y F-p (Tabla 1) que varía de limo a tamaño arcilla, así como algunos lentes de arenisca de grano muy fino, en estratos de 10 a 20 cm de espesor (figuras 3 b,c,d,e). Se reconocieron varias de las facies turbidíticas de Stow (Stow y Shanmugam, 1980) (Figura 6c), como son: Laminación lenticular a la base (rizaduras atenuadas (T_0), laminación ondulada o lenticular (T_2), laminación regular fina (T_3), lentes gradados de limo/arcilla (T_6), arcilla sin gradación (T_7). El color de la roca varía de negro a café claro. Se observa intercalada la facies F-fc (Tabla 1) con abundantes estructuras de flama y de carga (Figura 5). En esta asociación se reconocieron pequeñas fallas de crecimiento. La textura de grano fino y las facies identificadas son probablemente producto de un régimen hidrodinámico de baja velocidad, con abundante sedimento

Tabla 1. Descripción de las facies de la Formación Chivillas

| Facies | Descripción | Estructuras primarias | Proceso sedimentario |
|------------------------------|--|--|---|
| Clase: Conglomerática | | | |
| Cgc-ez | Conglomerado soportado por los clastos, que van de granúlos hasta bloques de 30 cm, mal clasificado, los clastos son angulares a subredondeados; monomítico de clastos calcáreos, erosiva, muchos de ellos son intraclastos de oospirias y biomieritas que varían de 5 a 25 cm de diámetro; contienen abundantes fragmentos de esponjas y corales, foraminíferos. | Sin estructura interna. Los estratos tienen espesores de 50 cm a 7 m con base Sedimentación muy rápida sin tiempo suficiente para desarrollar estructuras o gradación. | |
| Cgc-sm | Conglomerado polimítico soportado por clastos que varían de granúlos medios y guijarros Sin estructura interna. En estratos medios a gruesos, con geometría tabular y acuada; los contactos son abruptos y erosivos, forma estratos con base finos hasta bloques de 2 m de diámetro, muy mal clasificado en una matriz de arenisca gruesa, contiene abundantes clastos subangulares a subredondeados de arenisca calcárea de grano grueso a medio, y de clastos de arenisca con estratificación cruzada y paralela; también contiene clastos subredondeados a redondeados de lutita, caliza (biomieritas con pelecípodos), pedernal, roca volcánica félsica, gneis y andesita. | Sin estructura interna. Presenta algunos olistolitos formados por una alternancia de arenisca y limolita con laminación paralela o cruzada. No hay evidencias de bioturbación ni de macrofósiles en la matriz. | Sedimentación muy rápida en fluidos cohesivos. |
| Cgm-sm | Conglomerado oligomítico soportado por una matriz de lodolita, pobremente clasificado, polimodal con bloques de hasta 70 cm de diámetro, contiene abundantes clastos de arenisca laminada de grano fino a medio de 2 a 30 cm, subredondeados a subangulares; así como clastos redondeados a subredondeados de gneis. | Sin estructura interna. Presenta algunos olistolitos formados por una alternancia de arenisca y limolita con laminación paralela o cruzada. No hay evidencias de bioturbación ni de macrofósiles en la matriz. | Sedimentación muy rápida en fluidos cohesivos. |
| Clase: Arenosa | | | |
| Ar-eg | Grauvaca lítica de grano grueso a conglomerado de granúlos, compuesto por abundantes litos sedimentarios y metamórficos (Figura 4). | Estratos lenticulares de menos de 10 cm de espesor, con gradación grano decreciente y estratificación cruzada planar. | Sedimento de varios tamaños en suspensión, depositado a medida que decrece la velocidad de la corriente, de acuerdo a su granulometría. Al disminuir la capacidad de transporte los granos grandes son los primeros en depositarse y sucesivamente los de tamaños menores. Depósito combinado de suspensión y tracción, dentro de un régimen de flujo superior. |
| Ar-er | Grauvaca lítica de grano fino a grueso en estratos de 20 a 30 cm, con cuarzo monocristalino y policristalino, algunos feldspatos y abundantes líticos de rocas sedimentaria y metamórfica | Estructuras de corte y relleno (<i>lute cast, tool marks, scour cast, gutter cast, furrows and ridges</i>). | Se desarrollan por el efecto erosivo de una corriente turbulenta, con sedimentos de carga de fondo. |
| Ar-el | Grauvaca lítica de grano fino a grueso en estratos de 20 a 30 cm, con cuarzo monocristalino y policristalino, algunos feldspatos y abundantes líticos sedimentarios y metamórficos. | Estratos tabulares, paralelos y continuos; estructuras internas de gradación grano decreciente, rizaduras asimétricas y estratificación cruzada planar y acanalada, convoluta. | Depósito por una corriente turbulenta. Corresponde con la Secuencia Bouma. |
| Clase: Fina | | | |
| F-lot | Lodolita calcárea en estratos de 10 a 15 cm. | Laminación lenticular y ondulada, estructura/laser; horizontes de intraclastos de lutitas. | Se forman por la alterancia de procesos de tracción y de depósito del sedimento en suspensión. |
| F-p | Limolita y lutita, en estratos de 10 a 20 cm de espesor. | Laminación paralela y gradación de limos a tamaño arcillas. | Las laminaciones paralelas son el producto de la selección del sedimento como consecuencia de la diferencia de densidades dentro de un régimen de flujo superior |
| F-ea | Intercalación de areniscas grano fino con lodolitas. | Estructuras de escape de agua: estructuras de plato en los estratos más gruesos, y volcanes de arena. | Pérdida súbita de agua por escape, en sedimento sin consolidar. |
| F-fe | Intercalación de areniscas grano fino con lodolitas. | Estructuras de flama y marcas de carga en la base de los estratos. | Se forman por la carga diferencial de la arena con mayor densidad sobre el lodo menos denso. |
| S | Intercalación de lutita y arenisca con espesores de estratos diferenciales, deformado conforme a pliegues disarmonicos. | Paquetes de 2.5 a más de 10 m, conformados por estratos entre 5 y 25 cm, limitados por estratos sin perturbar tanto a la base como a la cima. Se observan pliegues asimétricos, recostados, recumbentes, asociados son fallamiento interno | Desplazamiento por gravedad de sedimentos inestables, semiconsolidados (<i>lumps</i>). |
| Clase: Calcárea | | | |
| Cz-p | Biomierita o wackestone de radiolarios y calcierfúridos mal preservados, de color negro. | Estratos de 10 a 15 cm, con laminación paralela, gradación grano decreciente. | Sedimentación de detritos calcáreos y organismos pelágicos. |
| Cz-ic | Intramieritas o wackestone de intraclastos de color gris obscuro. | Estratos de 10 a 20 cm de espesor. | Sedimentación de detritos calcáreos. |
| Clase: Ignea | | | |
| La-ah | Roca volcánica de composición basáltica de color gris obscuro a gris verdoso, con textura afanítica y vesicular. Petrográficamente, se clasifica como espiíta, contienen abundantes microlitos de albita-oligoclasa-andesina; como minerales accesorios proxenos (augita) y clorita como mineral de alteración. | Lava con estructura almohadilla, varía en tamaño desde 15 cm hasta 1.5 m. Adquiere en una estructura de formas redondeadas al contacto brusco de una colada fluida con el agua, debido a la enorme diferencia de temperatura entre la lava y el agua, la superficie del flujo volcánico emergente se enfría muy rápido, formando una corteza. El flujo continúa creciendo e inflándose con más lava, formando un lóbulo, hasta que la presión del magma se vuelve suficiente para romper la corteza y comenzar de nuevo con la formación de otro lóbulo. | Se producen a partir de flujos de lava. |
| La-f | Andesita basáltica, contienen abundantes microlitos de albita-oligoclasa-andesina; como minerales accesorios, hay piroxenos (augita) y clorita como mineral de alteración. Roca volcánica de composición basáltica de color gris obscuro a gris verdoso, con textura afanítica. | Se presenta como cuerpos ígneos sin estructura. | |
| Pe | Peperita conformada por una mezcla de lodolita (color negro) y andesita con textura afanítica (color rojo óxido), con esferulitas de vidrio | Morfología fluidal irregular que distorsiona los estratos en un espesor de 15 cm a 1 m, con una estructura interna dispersa. | Se origina al entrar en contacto lava con sedimentos húmedos y blandos (Skilling <i>et al.</i> , 2002). |

fino dentro de los flujos turbidíticos, asociado a una etapa de desaceleración del flujo, señalado por la transición de sedimentación por tracción (T_0 - T_2 rizaduras, laminación cruzada) a sedimentación por suspensión (T_6 - T_7), depositado en la zona de intercanales o en la planicie de inundación.

4.1.4. Asociación de Facies D: Areniscas sin estructura interna (masivas)

La AF D está conformada por la facies F-ea (Tabla 1), se presenta en estratos de 30 a 70 cm de espesor, algunos de los cuales se encuentran amalgamados; se caracterizan por la ausencia de estructuras primarias por flujo, pero es frecuente observar estructuras de flama y marcas de carga en la base de los estratos, así como estructuras de escape de agua: estructuras de plato en los estratos más gruesos, y volcanes de arena; estructuras propias de flujos de sedimentos fluidizados, los cuales indican deshidratación probablemente por compactación o asociado a un choque repentino de las partículas en el sedimento.

4.1.5. Asociación de Facies E: Debrisas soportadas por clastos

La AF D está conformada por la facies Cgc-sm (Tabla 1) en estratos con base erosiva que varían de 12 a 40 metros de espesor (Figura 3d y 4d), y por la facies Cgc-cz (Tabla 1) (Figura 4a y 6e) en estratos con espesores de 50 cm a 7 metros con base erosiva (Figura 3a, d y f). Esta AF se acumuló como flujos de escombros no cohesivos; su espesor y relaciones de acreción con las asociaciones de facies adyacentes sugieren que podría tratarse de rellenos de canal, ya que en ocasiones se observa la transición a las areniscas de la AF D que correspondería con la fase final de un flujo turbidítico de alta densidad (Lowe, 1982), formado probablemente al pie de un talud.

4.1.6. Asociación de Facies F: Debrisas soportadas por matriz

La AF E está conformada por la facies Cgm-sm (Tabla 1) en cuerpos entre 8 y 40 metros de espesor; los estratos presentan límites en forma de cuña con las AF adyacentes. Esta AF se acumuló probablemente como un flujo de escombros subacuoso rico en lodo, producto de flujos de masas por gravedad cohesivos, se trata de flujos de transición entre corrientes turbidíticas y flujos de escombros que muestran los efectos de la turbulencia y la cohesión en el proceso de sedimentación. La presencia de olistolitos sugiere desprendimientos de la pared del canal o del talud y arrastre de bloques.

4.1.7. Asociación de Facies G: Pliegues disarmónicos sinsedimentarios

Esta AF se presenta en unidades de 2.5 a más de 10 metros, consiste en paquetes de estratos entre 5 y 25 centímetros de arenisca y limolita deformados conforme a pliegues disarmónicos (Figura 4e), limitados por estratos sin perturbar tanto a la base como a la cima de la facies S

(Tabla 1). Internamente, se trata de pliegues recumbentes y asimétricos, con desarrollo de fallas locales tanto normales como inversas. Estos pliegues son producto del desplazamiento de sedimentos inestables. La ausencia de bioturbación sugiere condiciones ambientales estresantes y un sepultamiento rápido.

4.1.8. Asociación de Facies H: Flujos y lavas almohadilladas

Esta AF está conformada por las facies de la clase ígnea (Tabla 1) que corresponden con roca volcánica de composición basáltica que se presenta como lava almohadillada (facies La-ah, Tabla 1) o flujos de lava (facies La-f, Tabla 1) (Figuras 3a-c y 4c); los cuerpos de mayores dimensiones fueron cartografiados (Figura 2). Dos derrames masivos presentan peperitas en su cima (facies Pe, Tabla 1, Figura 3a y 4f). La asociación se presenta en derrames individuales de 45 cm de grosor hasta paquetes de derrames con espesor mayor a los 800 m.

4.2. Paleoambiente de depósito

Las asociaciones de facies A, B y C representan los depósitos clásicos de corrientes turbidíticas (Secuencia Bouma); considerando los espesores de las asociaciones y la litología que las conforma, estas asociaciones son producto de corrientes que se deslizaron desde una plataforma marina somera a través de pendientes y cañones, confinados en canales de diversas dimensiones; cuando estos flujos alcanzaban el fondo de la cuenca continuaban confinados por *levees* una cierta distancia (AF B). Conforme avanzaban mar adentro, la altura del *levee* disminuía hasta que no podía contener el flujo y se desbordaba en una planicie de inundación formando lóbulos (AF C). Las diferencias granulométricas que se presentan en las facies pueden ser producto de cambios en la fuente del sedimento o en el nivel de energía de cada flujo turbidítico.

Las características de la facies Cgc-cz, compuesta principalmente de clastos de calizas con esponjas y corales, sugieren el acarreo catastrófico de sedimentos previamente acumulados en un ambiente marino somero, esta facies es más abundante hacia la base de la Formación Chivillas (Figuras 3a,b).

Las intercalaciones lenticulares de las asociaciones de facies E y F representan el relleno de los canales asociados probablemente a los cañones submarinos y a los canales principales de un abanico, dadas las dimensiones de las unidades observadas. La asociación de facies G corresponde con *slumps*, los cuales se acumularon por gravedad en zonas de talud.

Las asociaciones de facies reconocidas permiten interpretar que la Formación Chivillas es producto del depósito de un conjunto de abanicos submarinos coalescentes, de diferentes dimensiones, formados en una cuenca subsidente, dado el gran espesor de la unidad, las fallas de crecimiento que se observaron en algunos niveles y, los cambios en las facies de turbiditas finas y medias en

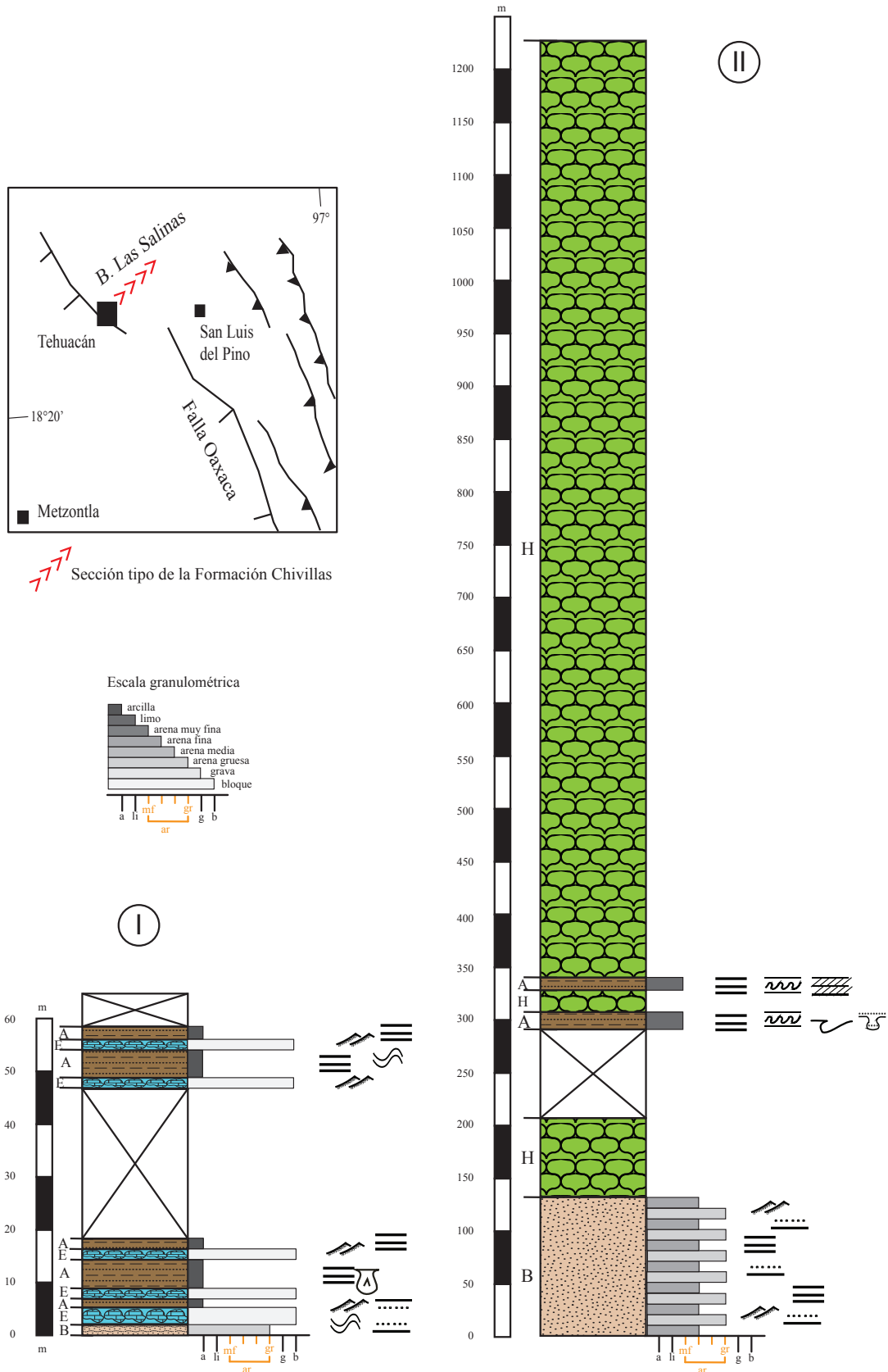


Figura 3a. Estratipo de la Formación Chivillas medida en tres secciones en la localidad tipo Barranca Las Salinas (ver Figura 2 para localización). Se muestra el nivel estratigráfico de las muestras analizadas. Se presenta en 6 partes (a, b, c, d, e, f). Se presentan fotografías que ejemplifican cada una de las asociaciones de facies representadas en la columna, para detalles revisar el texto.

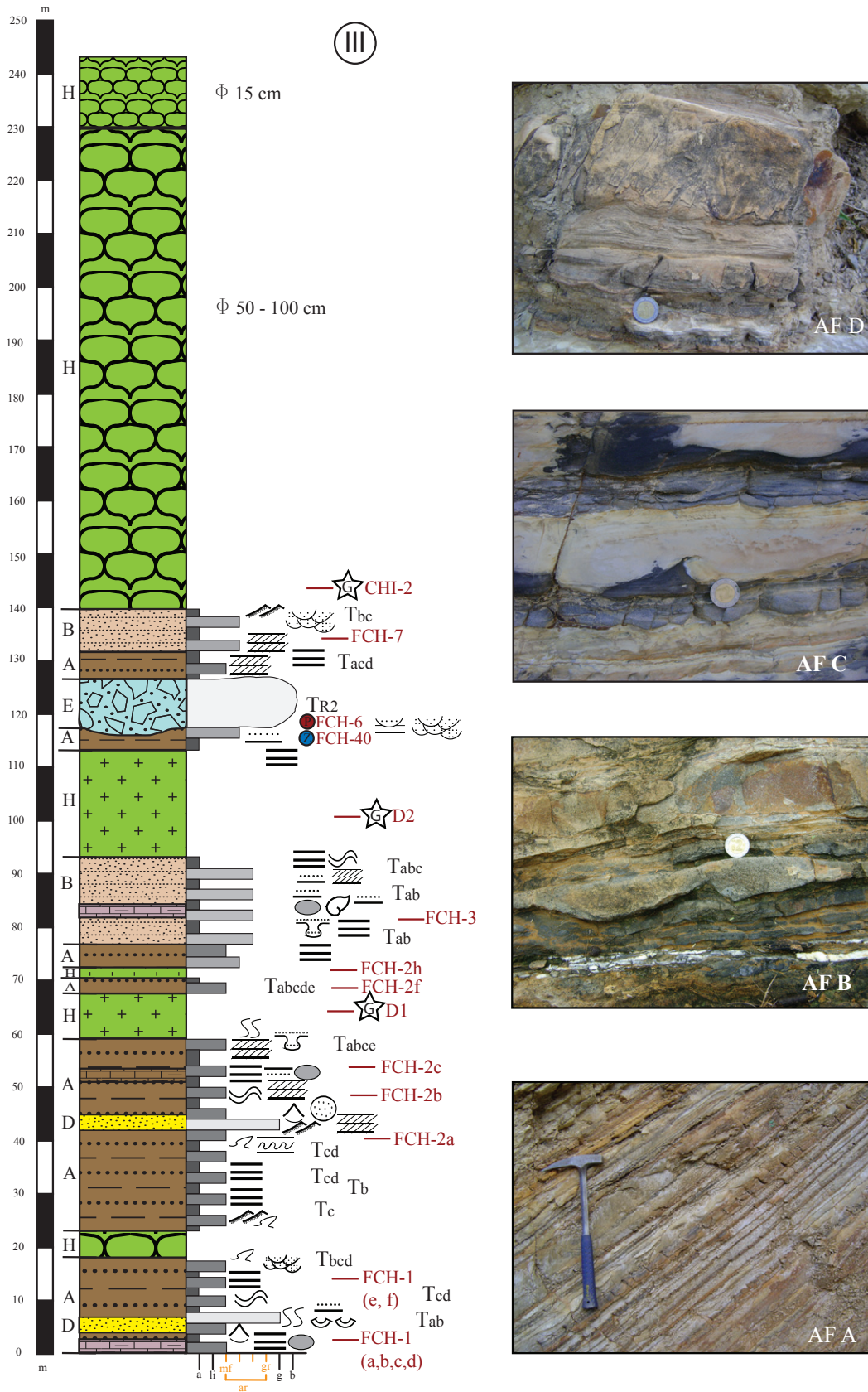


Figura 3b. Estratotipo de la Formación Chivillas medida en tres secciones en la localidad tipo Barranca Las Salinas (ver Figura 2 para localización). Se muestra el nivel estratigráfico de las muestras analizadas. Se presenta en 6 partes (a, b, c, d, e, f). Se presentan fotografías que ejemplifican cada una de las asociaciones de facies representadas en la columna, para detalles revisar el texto.

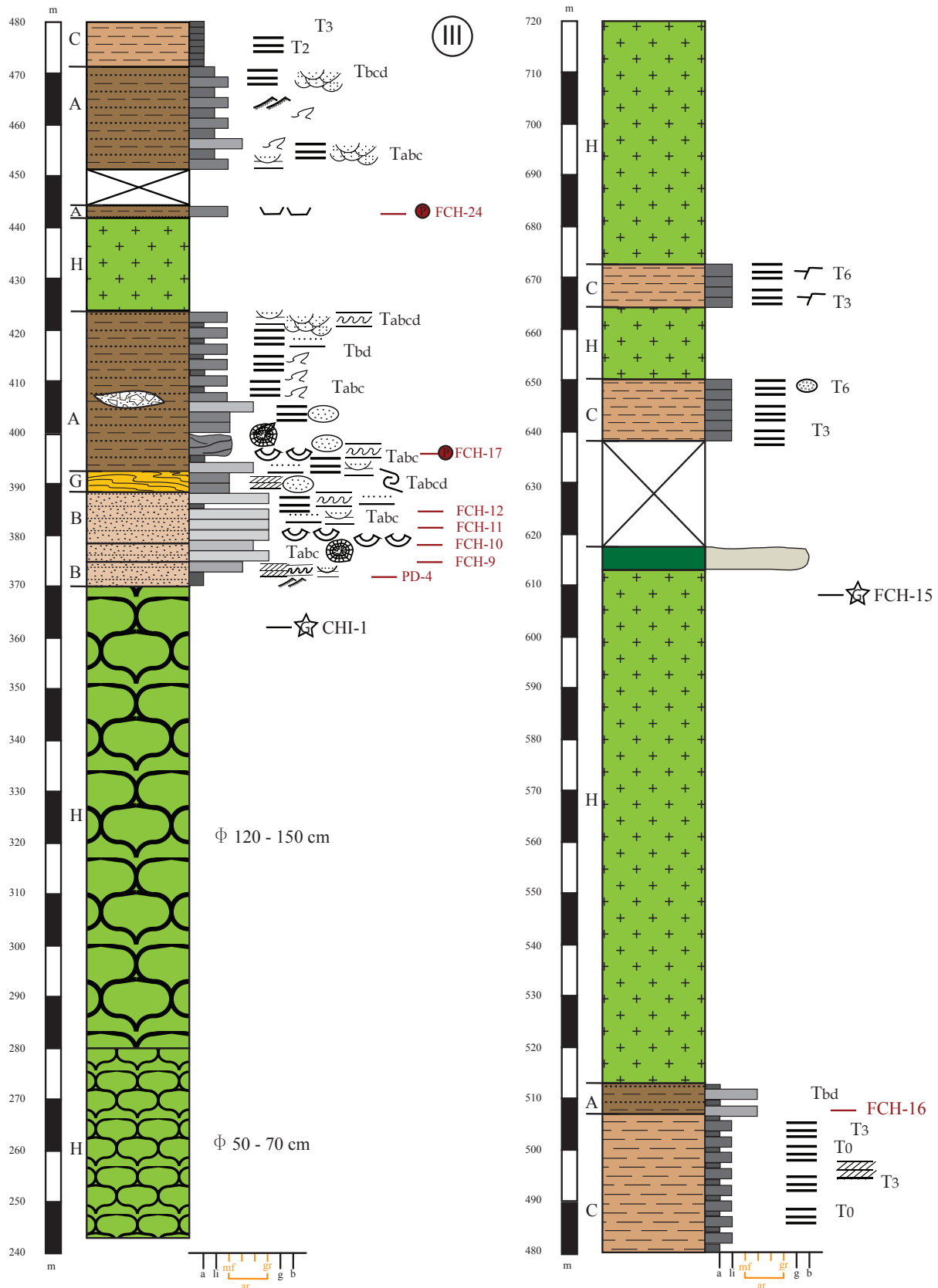


Figura 3c. Estratotipo de la Formación Chivillas medida en tres secciones en la localidad tipo Barranca Las Salinas (ver Figura 2 para localización). Se muestra el nivel estratigráfico de las muestras analizadas. Se presenta en 6 partes (a, b, c, d, e, f). Se presentan fotografías que ejemplifican cada una de las asociaciones de facies representadas en la columna, para detalles revisar el texto.

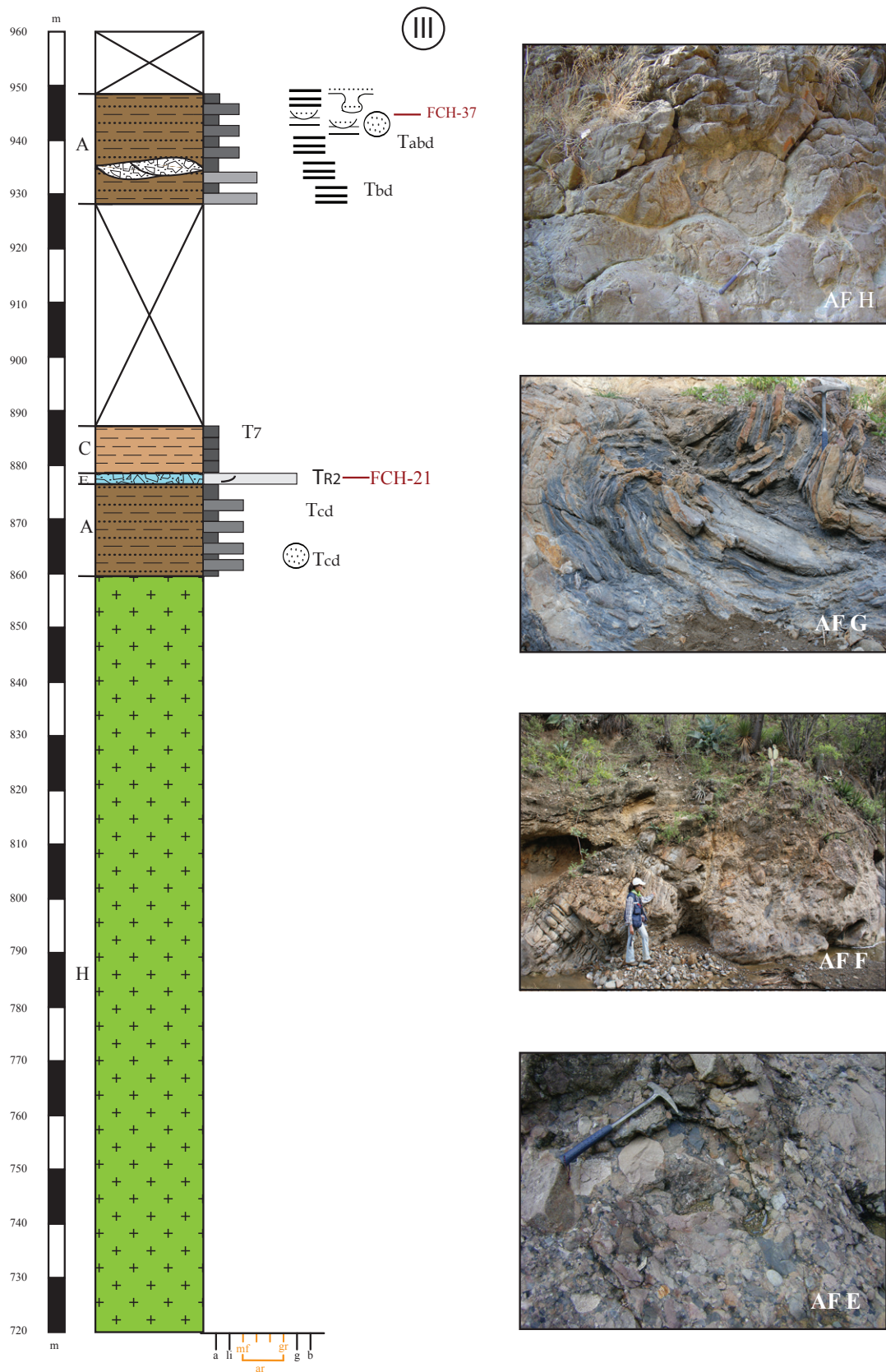


Figura 3d. Estratotipo de la Formación Chivillas medida en tres secciones en la localidad tipo Barranca Las Salinas (ver Figura 2 para localización). Se muestra el nivel estratigráfico de las muestras analizadas. Se presenta en 6 partes (a, b, c, d, e, f). Se presentan fotografías que ejemplifican cada una de las asociaciones de facies representadas en la columna, para detalles revisar el texto.

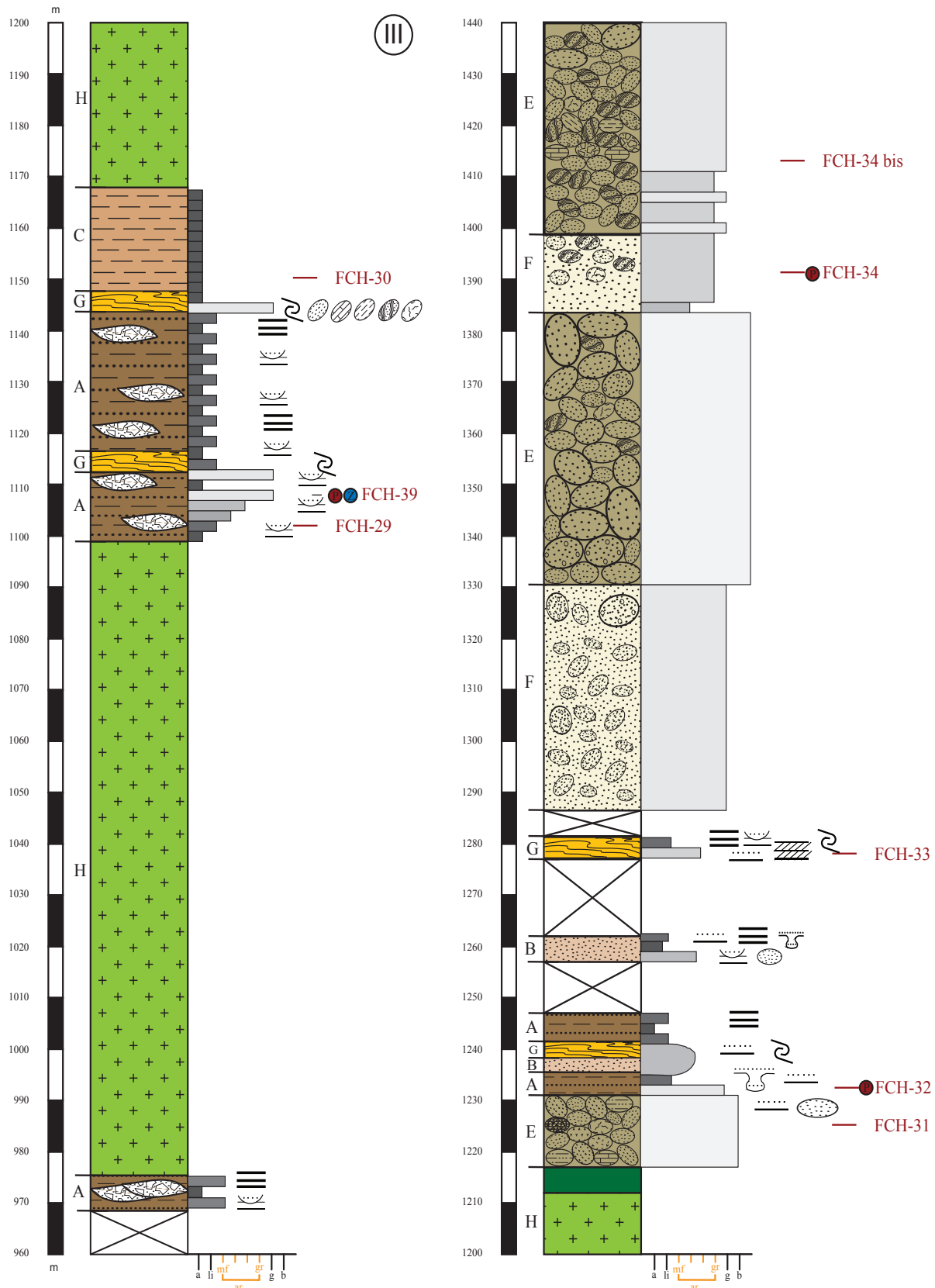


Figura 3e. Estratotipo de la Formación Chivillas medida en tres secciones en la localidad tipo Barranca Las Salinas (ver Figura 2 para localización). Se muestra el nivel estratigráfico de las muestras analizadas. Se presenta en 6 partes (a, b, c, d, e, f). Se presentan fotografías que ejemplifican cada una de las asociaciones de facies representadas en la columna, para detalles revisar el texto.

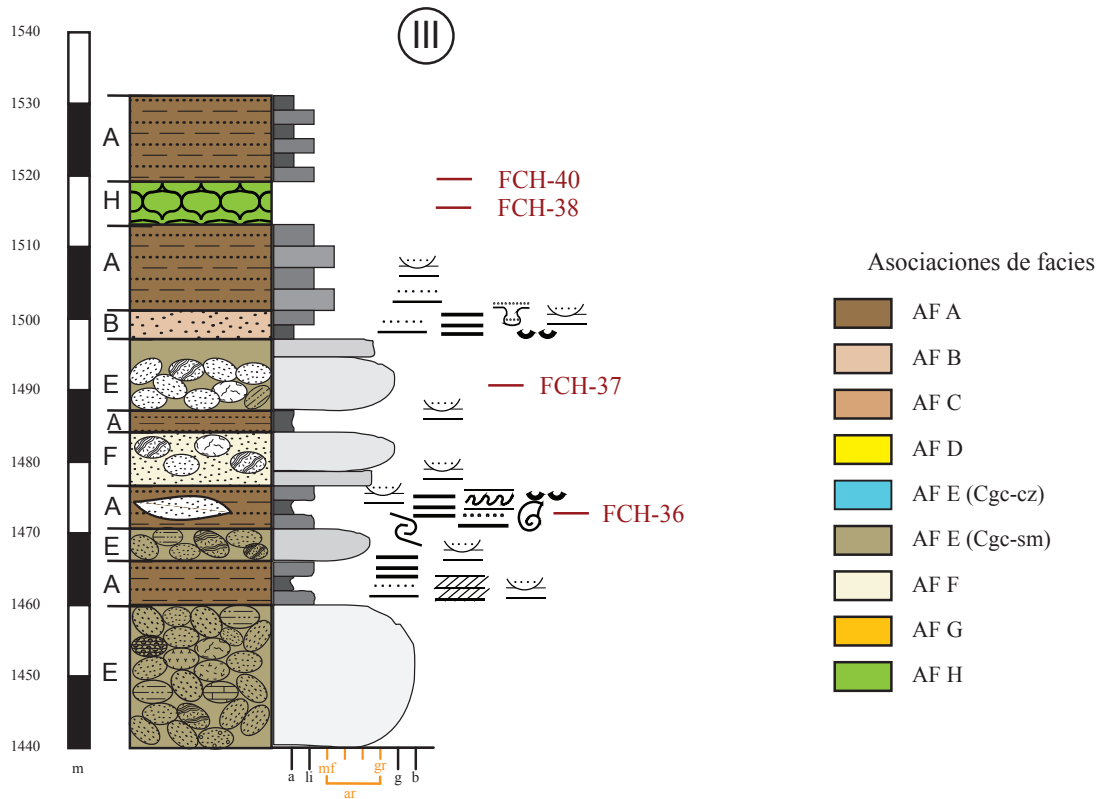


Figura 3f. Estratotipo de la Formación Chivillas medida en tres secciones en la localidad tipo Barranca Las Salinas (ver Figura 2 para localización). Se muestra el nivel estratigráfico de las muestras analizadas. Se presenta en 6 partes (a, b, c, d, e, f). Se presentan fotografías que ejemplifican cada una de las asociaciones de facies representadas en la columna, para detalles revisar el texto.

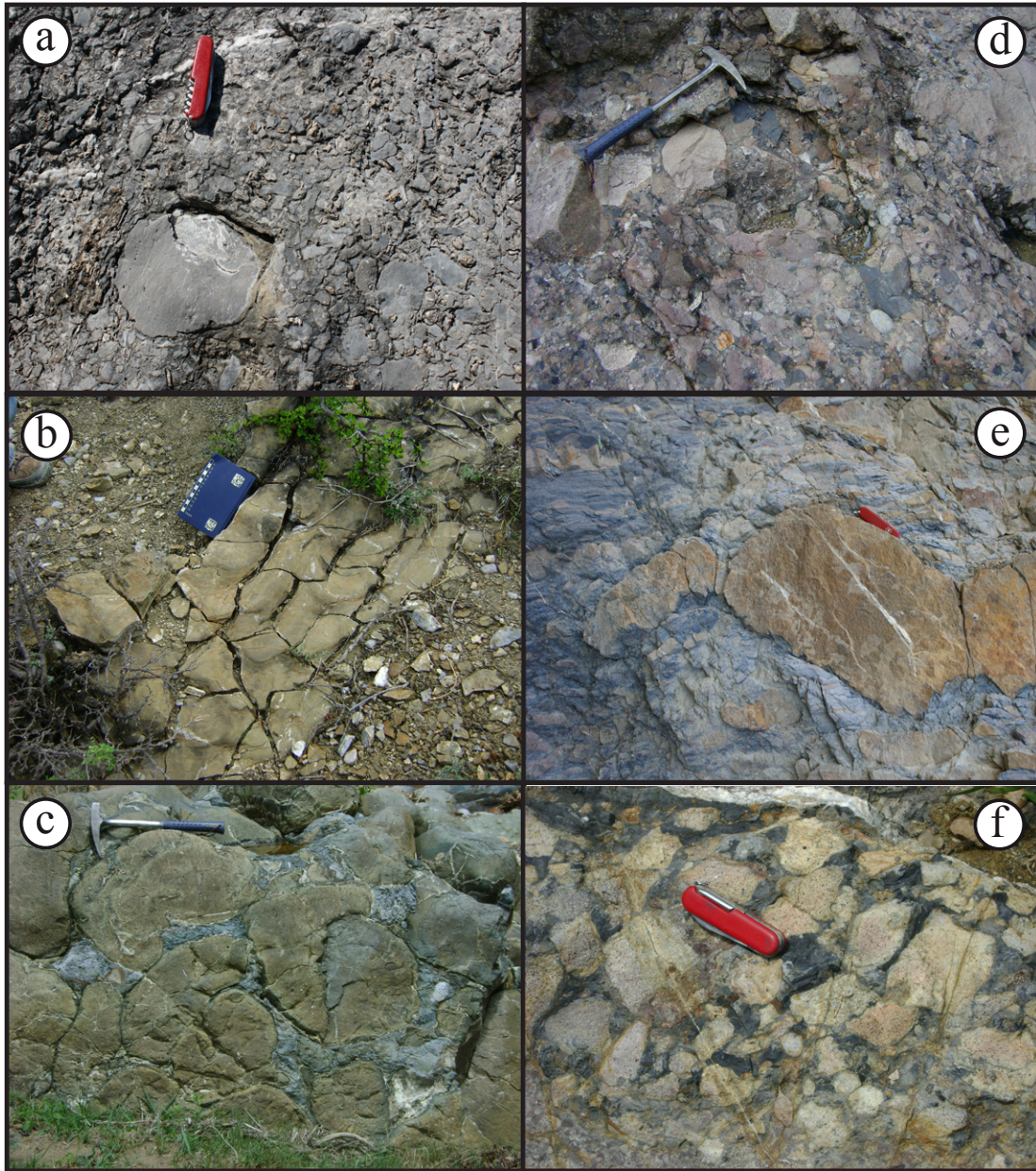


Figura 4. Facies de la Formación Chivillas conforme a lo descrito en la Tabla 1: a) Facies Cgz-cz, conglomerado soportado por clastos mal clasificado con fragmentos de calizas arrecifales (esponjas, corales, moluscos); b) Facies Ar-cg, arenisca de grano medio con rizaduras asimétricas en la cima del estrato; c) Facies La-ah, lavas almohadilladas con relleno de pedernal (color oscuro); d) Facies Cgc-sm, conglomerado soportado por clastos mal clasificado con abundantes fragmentos de rocas sedimentarias (color rojizo y gris oscuro) y metamórficas (color claro); e) Facies S, estrato de arenisca deformado sinsedimentariamente, por deslizamiento de los depósitos sin consolidar; f) Facies Pe, peperita conformada por una mezcla de lodolita (color negro) y andesita con textura afanítica (color rojo óxido), con esferulitas de vidrio.

la base, a turbiditas gruesas y conglomerados hacia la cima de la sección estratigráfica medida (Figura 3), indicando una progradación del depósito.

La intercalación de las asociaciones de facies de carácter sedimentario con la asociación de facies ígnea (AF H), indica actividad volcánica contemporánea; en tanto que la abundancia y espesor de las lavas almohadilladas y de los derrames, sugieren que la fuente volcánica se encontraba muy cerca. Así, la Formación Chivillas se acumuló

probablemente, en las márgenes de un volcán submarino o asociado a volcanismo fisural como lo infieren Mendoza-Rosales *et al.* (2010).

5. Geocronología de circones detríticos

La edad máxima de depósito, se basa en el estudio de geocronología de circones detríticos a dos muestras de

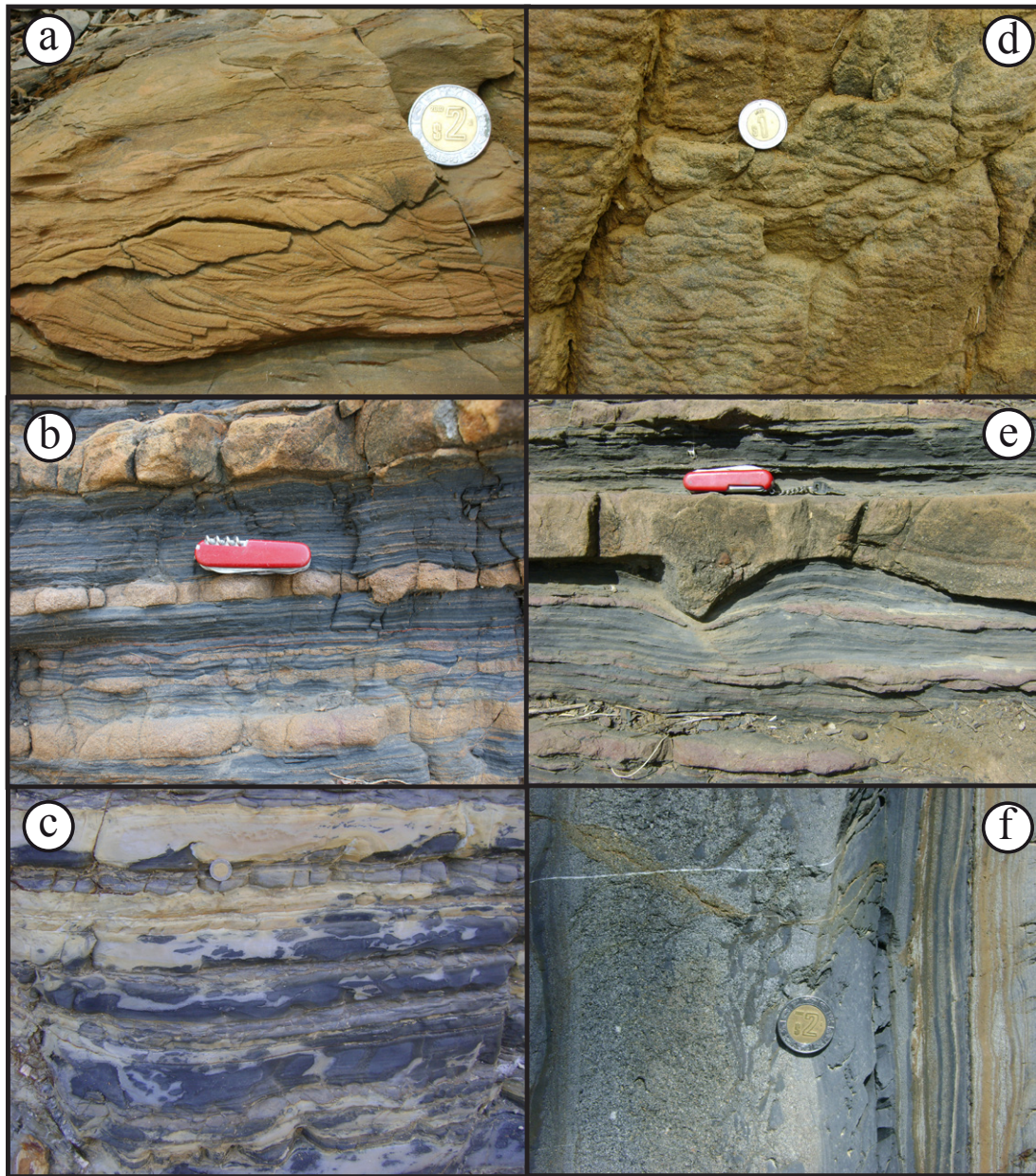


Figura 5. Facies de la Formación Chivillas: a) Facies Ar-ei, estrato de grauvaca lítica de grano grueso, en el que se observa la secuencia Bouma parcial, rizaduras montantes en la base, gradación grano decreciente, estratificación cruzada; b) Facies F-lof, intercalación de estratos muy delgados de arenisca y lodolita, ondulados, los de arenisca (color rojizo) presentan estratificación cruzada plana, los de lodolita (color gris oscuro) están laminados; c) Facies F-fc, lodolitas en las que se aprecian claramente estructuras de flama y de carga; d) Facies F-ea, areniscas con estructuras de plato; e) Facies Ar-cr, estrato de arenisca en el que se observa claramente la relación de corte con el estrato subyacente formando un *gutter cast*; f) Facies F-lof estrato de arenisca fina con abundantes intraclastos de lutita.

areniscas (FCH-40 y FCH-39) (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010) cuya localización geográfica y posición estratigráfica se pueden observar en las Figuras 2 y 3. Los resultados se muestran en la Figura 7. Las edades de los circones están graficadas como histogramas con las curvas de probabilidad acumulada sobrepuesta para representar la edad medida y la incertidumbre asociada con cada análisis:

Muestra FCH-40: La muestra corresponde con una grauvaca lítica colectada en la parte basal de la columna

medida (Figura 3b), las edades de los circones oscilan en el rango de 1573.6 ± 59.8 a 124.9 ± 1.6 Ma (Figura 7a) y presentan tres poblaciones principales: a) rangos entre 124 y 130 Ma (máximo en ~ 126 Ma); b) la segunda con un máximo en 188 Ma, y c) una población con un rango entre 921-1236 Ma (con dos máximos relativos en ~ 1022.4 y ~ 1157.4 Ma).

Muestra FCH-39: Esta muestra es una grauvaca lítica calcárea colectada hacia la cima de la columna medida

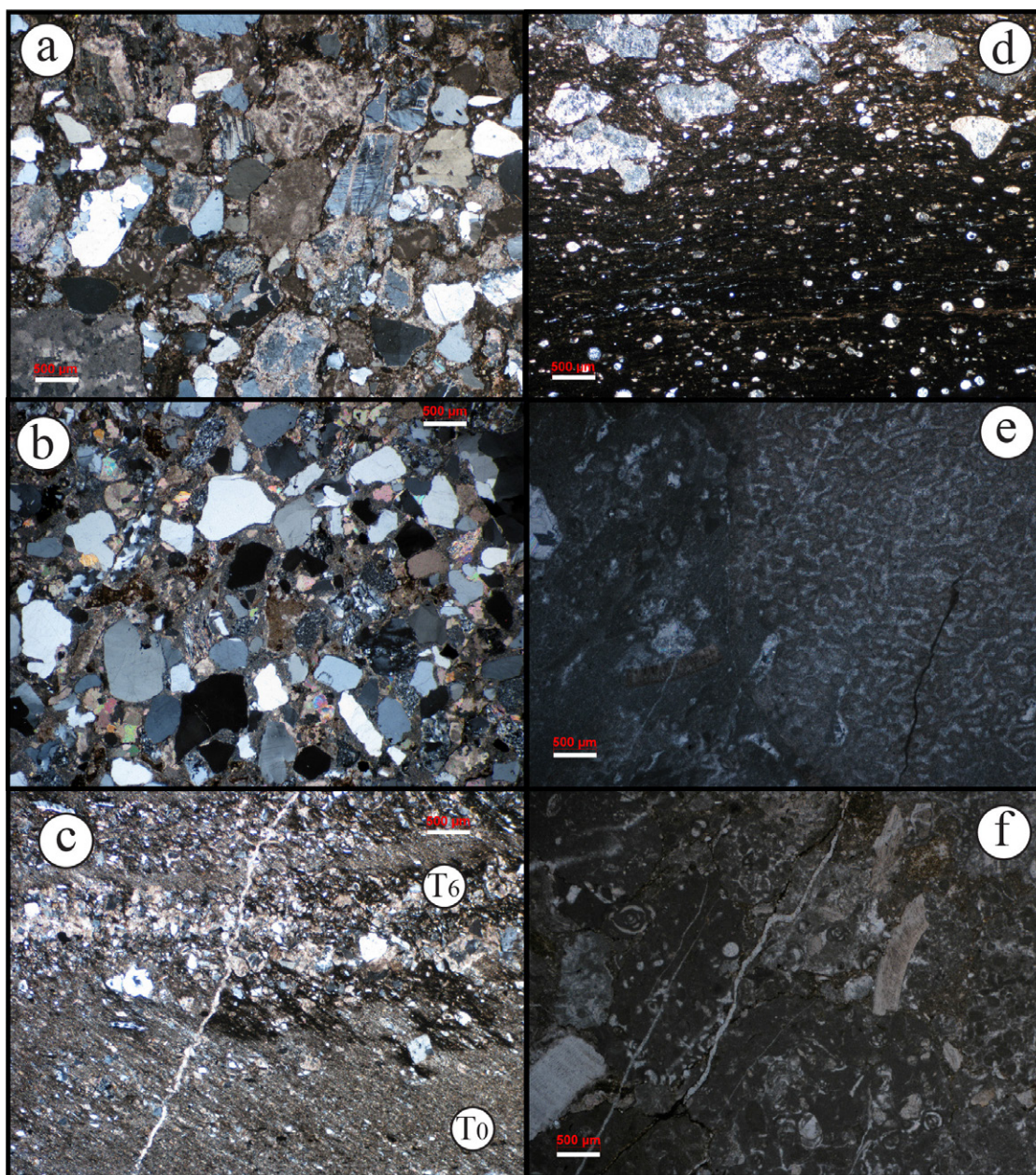


Figura 6. Fotomicrografías de muestras de roca de la Formación Chivillas: a) Facies Ar-cg (muestra FCH-32) grauvaca lítica con clastos angulosos de cuarzo policristalino, microclina pertítica e intraclastos de biomicritas, en una matriz arcillosa (tomada con luz polarizada cruzada); b) Grauvaca lítica de la Formación Chivillas, facies Ar-ei (muestra FCH-06) (tomada con luz polarizada cruzada); c) Grauvaca lítica de la Formación Chivillas, facies F-lof (muestra FCH 30) con clastos angulosos de cuarzo, se observan algunas de las facies de Stow: T0 laminación cruzada, T6 lentes con gradación grano decreciente (tomada con luz polarizada cruzada); d) Facies Cz-p (muestra FCH-B2) *wackestone* de radiolarios y calciesferas mal preservados, se aprecia una laminación ondulada muy fina, la cual es perturbada por la caída de piroclastos en la cima (tomada con luz polarizada cruzada); e) Facies Cgc-cz (muestra THOR 9B) clasto del conglomerado constituido por una biomicrita en la que se observa un fragmento de esponja (tomada con luz polarizada cruzada); f) Facies Cgc-cz (muestra TH 04) *packstone* de intraclastos de biomicritas y ooesparitas, con fragmentos de moluscos (tomada con luz polarizada plana).

(Figura 3e), las edades de los circones oscilan en el rango de 1680.2 ± 46.4 a 126.2 ± 0.9 Ma (Figura 7b). La muestra presenta poblaciones similares a la muestra FCH-40 con diferencias que pueden atribuirse al carácter aleatorio del muestreo. El grano más joven tiene una edad de 126.2 ± 0.9 Ma, las poblaciones varían de: a) rangos entre 126 y 130 Ma (máximo en ~ 128 Ma); b) el segundo en con un máximo

en 174.9 Ma, y c) con un rango entre 924 - 1360 Ma (con máximos en ~ 1020 y ~ 1188 Ma).

5.1. Edad de la formación de Chivillas

Las edades menores obtenidas en circones con formas cristalinas euhedrales probablemente proceden de las mismas

Tabla 2. Datos correspondientes al conteo estadístico de puntos a partir de los cuales se graficaron los diagramas ternarios de discriminación para procedencia de fragmentos clásticos en rocas sedimentarias: (Qm: cuarzo monocristalino, Qp: cuarzo policristalino (>4 cristales), FK: feldespato potásico, Pl: plagioclasa, Gn: gneis, E: esquisto, Lv: líticos volcánicos, Ls: líticos sedimentarios, Cz: calizas, Czp: pelmicritas, Zr: circon, Mtz: matriz).

| Muestra | Qm | Qp | FK | Pl | Gn | E | Lv | Ls | Cz | Czp | Zr | Mtz | Otros | Total |
|---------|-----|-----|----|----|----|----|----|----|----|-----|----|-----|-------|-------|
| FCH-6 | 134 | 62 | 2 | 0 | 41 | 23 | 0 | 10 | 53 | 22 | 1 | 113 | 39 | 500 |
| FCH-17 | 17 | 174 | 0 | 1 | 17 | 5 | 0 | 56 | 38 | 3 | 0 | 188 | 1 | 500 |
| FCH-24 | 237 | 112 | 11 | 0 | 0 | 0 | 13 | 0 | 0 | 0 | 0 | 124 | 3 | 500 |
| FCH-32 | 157 | 25 | 35 | 0 | 0 | 1 | 10 | 0 | 87 | 40 | 4 | 139 | 2 | 500 |
| FCH-34 | 209 | 56 | 4 | 2 | 24 | 6 | 9 | 27 | 0 | 5 | 0 | 158 | 0 | 500 |
| FCH-37 | 52 | 162 | 3 | 0 | 5 | 10 | 0 | 72 | 0 | 0 | 35 | 158 | 3 | 500 |
| FCH-39 | 165 | 67 | 12 | 7 | 1 | 3 | 0 | 0 | 58 | 7 | 2 | 173 | 5 | 500 |
| IB-21 | 123 | 222 | 32 | 9 | 27 | 5 | 6 | 39 | 0 | 0 | 5 | 32 | 0 | 500 |
| IM-18 | 35 | 278 | 13 | 6 | 15 | 0 | 1 | 36 | 4 | 0 | 1 | 111 | 0 | 500 |
| IM-20 | 77 | 278 | 27 | 3 | 9 | 6 | 3 | 41 | 0 | 0 | 1 | 37 | 18 | 500 |

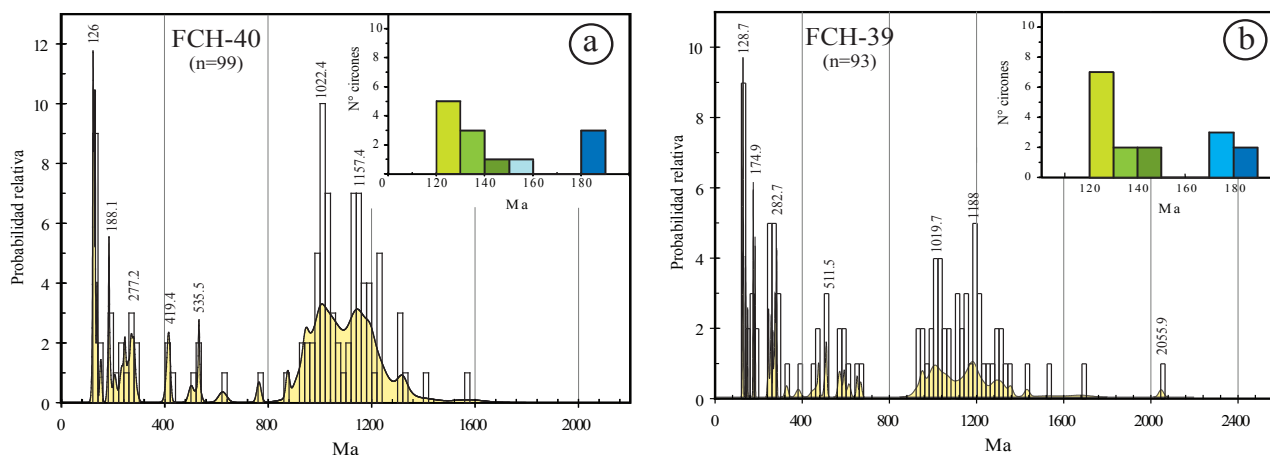


Figura 7. Diagramas de probabilidad relativa e histogramas de circones detríticos de muestras de grauvacas procedentes de la Formación Chivillas. Su ubicación geográfica se puede ver en la Figura 2, y la estratigráfica en la Figura 3.

rocas volcánicas de la Formación Chivillas (Mendoza-Rosales, 2010). Considerando los circones más jóvenes (124.9 ± 1.6 Ma y 126.2 ± 0.9 Ma) y que los diagramas de frecuencia correspondientes a las edades de los circones de las dos muestras presentan picos en 126 y 128 Ma, respectivamente, se infiere que la edad máxima de depósito es de 126 Ma (Barremiano). Esta edad es compatible con el rango de edad del Valanginiano Tardío al Barremiano (~140 - 125 Ma) propuesto con base en amonites de los géneros *Olcostephanus* sp. y *Spitidiscus* sp. (Alzaga y Pano, 1989).

6. Análisis de Procedencia

Para el análisis de procedencia se utilizaron los diagramas estandarizados de Dickinson (1985); los resultados del conteo fueron normalizados al 100%

como la suma del cuarzo monocristalino (Qm), cuarzo policristalino (Qp), plagioclasa (Pl), feldespato potásico (FK), líticos volcánicos (Lv), líticos sedimentarios (Ls) y líticos metamórficos (gneis y esquisto; Lm). Los líticos de caliza, circones y minerales opacos fueron excluidos para este análisis siguiendo la propuesta de Dickinson (1985).

6.1. Petrografía y Procedencia

Las areniscas estudiadas de la Formación Chivillas están conformadas principalmente de cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino milonítico, cuarzo policristalino en mosaico (> 4 cristales/grano), microclina peritítica, y algunas plagioclasas; también son muy abundantes los líticos (limolita, caliza, volcánicos máficos, esquisto). Los granos constituidos por mosaicos cristalinos de cuarzo-peritita-microclina tienen texturas y composiciones similares

a granito o gneis granulítico.

La composición de los líticos observados en las areniscas es congruente con las características observadas en los clastos que conforman a los conglomerados, los cuales consisten principalmente de clastos de arenisca (con estratificación cruzada) y gneis. Estas litologías son características de los complejos Milonítico Sierra de Juárez y Oaxaqueño, y su cubierta sedimentaria (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995; Alaniz-Álvarez, *et al.*, 1996; Ángeles-Moreno, 2006). Aunque no se observaron clastos de esquisto en los conglomerados, están presentes como líticos en la arenisca, de igual forma los cuarzos policristalinos indican como fuente probable una roca metamórfica de bajo a medio grado (Basu *et al.*, 1975). Así mismo, se observaron algunos niveles con piroclastos de caída (Figura 6b) pero escasos líticos volcánicos en las areniscas.

De acuerdo con los resultados del conteo de puntos, graficados sobre el diagrama triangular de Dickinson (1985), las areniscas tienen su procedencia en bloques continentales, con una incipiente influencia desde un orógeno reciclado en el diagrama Qm/F/Lt (Figura 8). Particularmente, las muestras analizadas de la Formación Chivillas tienen una procedencia en un cratón interior o de un basamento levantado, por lo que podemos suponer que proceden de la erosión de Oaxaquia (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1995), elemento paleotectónico que conformaba bloques continentales, los cuales fueron exhumados y expuestos

a los procesos de meteorización, por lo que los minerales más susceptibles como el feldespato, la plagioclasa y la mica fueron alterados o destruidos, formando la matriz de las grauvacas.

6.2. Fuente de los circones detríticos

Las muestras analizadas presentan un amplio rango de circones de edad mesozoica que van del Jurásico Inferior al Cretácico Inferior (130 - 188 Ma), con edades que se equiparan a las dataciones de eventos tectonomagmáticos relativamente cercanos. Los circones con edades comprendidas entre 130 - 170 Ma corresponden con las edades reportadas en el Complejo Milonítico Sierra de Juárez, localizado a 30 km hacia el sur del área de estudio (Figura 7, Ángeles-Moreno, 2006; Delgado-Argote *et al.*, 1992), así como a la edad reportada por Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) en un granito sintectónico del extremo sur del cinturón milonítico del Complejo (Figura 9). Para los circones con edades entre 174 y 188 Ma (Jurásico Inferior) hay reportes de edades similares en el Complejo Ayú en el área de Huajuapán de León, Oax. (Helbig *et al.*, 2012; Campos-Madrigal *et al.*, 2013). Los circones comprendidos en el rango de edades entre 209 y 288 Ma se derivaron probablemente del cinturón de granitoides Permico-Triásicos (Torres *et al.*, 1999) emplazado en el Complejo Oaxaqueño. Los circones con edades del Paleozoico

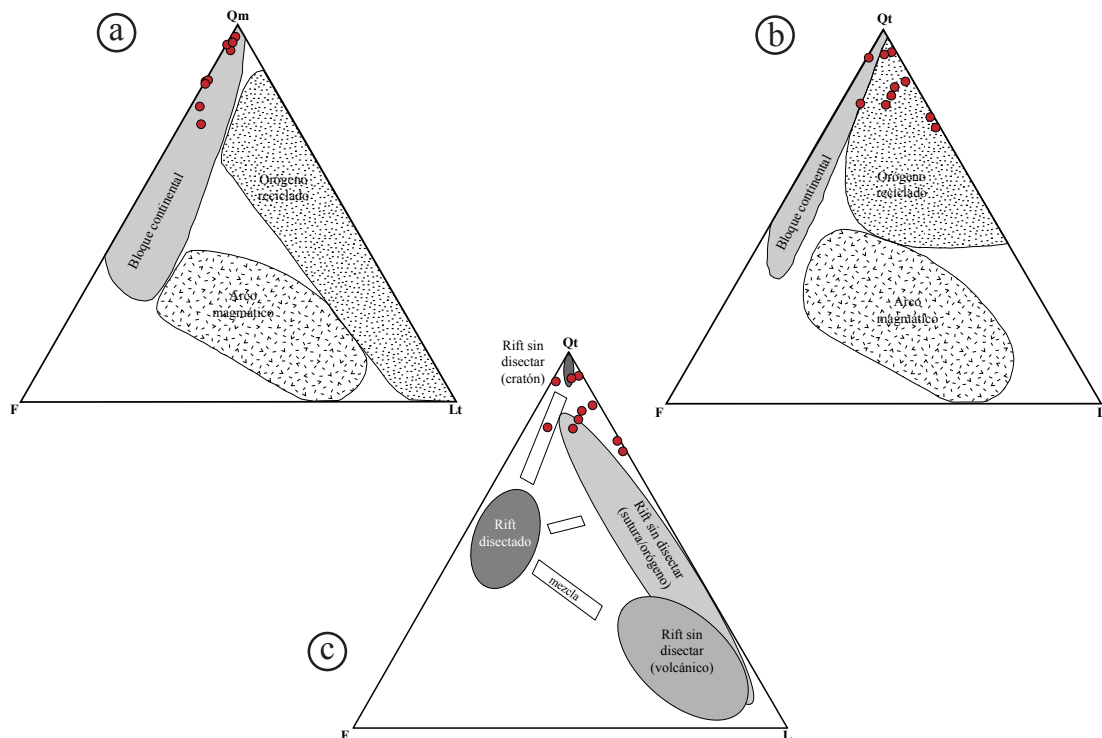


Figura 8. Diagramas ternarios de la composición modal de areniscas (a) Qm-F-Lt y (b) Qt-F-L; los campos de discriminación de ambientes geotectónicos corresponden con los usados por Dickinson (1985); c) Los campos mostrados corresponden a la propuesta de Garzanti *et al.* 2001 y Marsaglia *et al.* 2007, para ambientes tectónicos de *rift*. El total de puntos contabilizados en cada muestra se muestra en la Tabla 1.

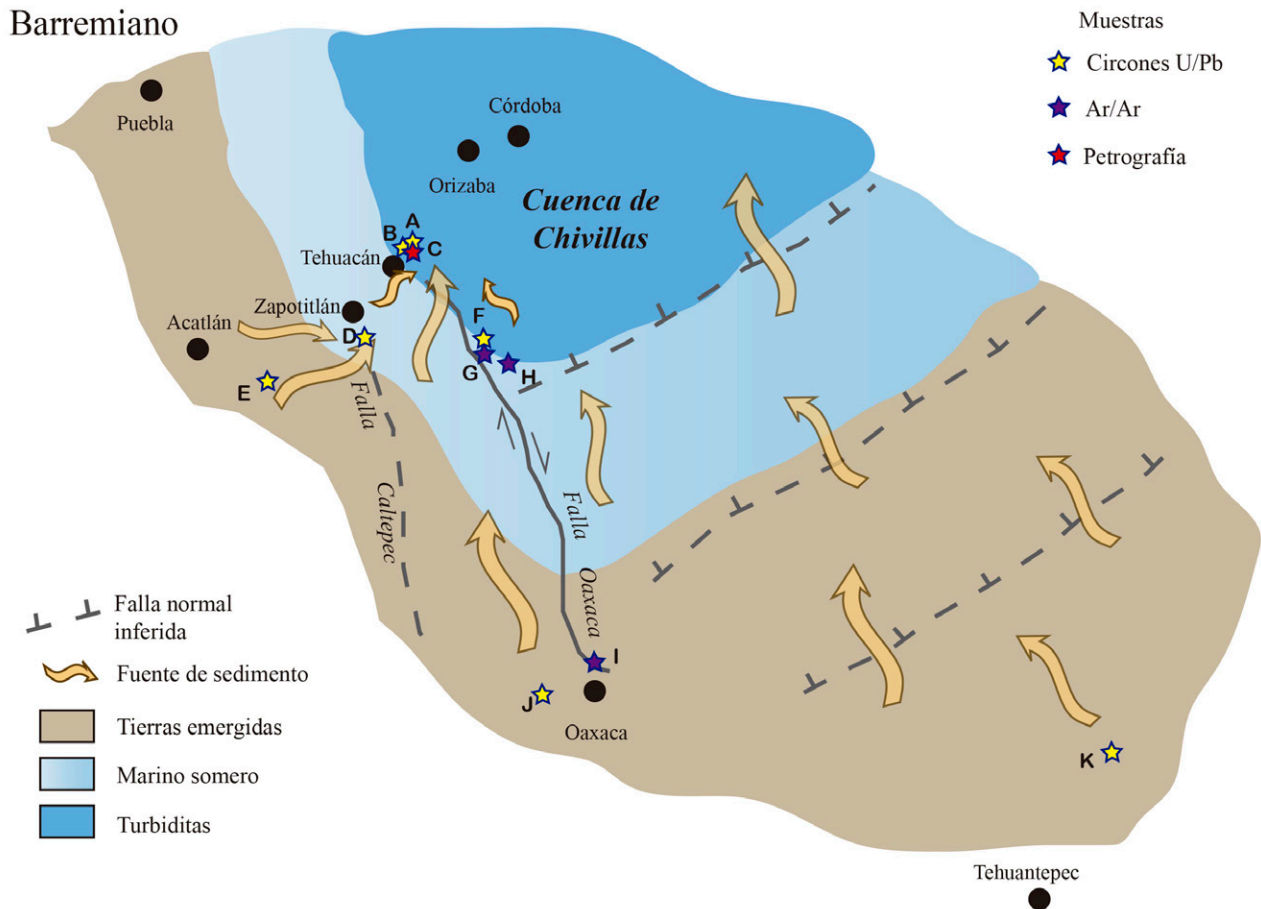


Figura 9. Modelo paleogeográfico del Barremiano para el área de estudio. Se muestran los elementos paleogeográficos generales, las flechas indican la probable fuente de procedencia de los sedimentos depositados en la Formación Chivillas. Las estrellas expresan la ubicación de las muestras que se utilizaron para elaborar la figura: (A, B, C) este trabajo; (D) Elías-Herrera *et al.* (2005); (E) Talavera-Mendoza *et al.* (2005); (F, G) Ángeles-Moreno (2006); (H) Delgado-Argote *et al.* (1992); (I) Alaniz-Álvarez *et al.* (1996); (J) Gillis *et al.* (2005); (K) Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009).

Inferior, Pan-Africano-Brasiliano y Grenvilliano (~ 419, ~ 511, ~ 535, ~ 1020, ~ 1160 y ~ 1240 Ma) son similares a las edades reportadas en el Complejo Oaxaqueño y su cubierta paleozoica (*cf.* Keppie *et al.*, 2001, 2003; Solari *et al.*, 2003; Gillis *et al.*, 2005); estas edades también se han reportado en rocas del Complejo Acatlán y en algunos granitoides que lo cortan (*cf.* Elías-Herrera *et al.*, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2007; Nance *et al.*, 2007; Keppie *et al.*, 2007; Ortega-Obregón *et al.*, 2009) localizados al poniente y suroeste del área de estudio, así como en las areniscas de la Formación Todo Santos (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009) (Figuras 9 y 10).

7. Geoquímica de las lavas de la formación Chivillas

Con base en los requisitos que se mencionan en el Código Estratigráfico Norteamericano (Artículo 9, Barragán *et al.*, 2010), la geoquímica constituye uno de los aspectos que permiten caracterizar a una roca, y que debe describirse (en el caso de existir) para la formalización de la unidad.

Mendoza-Rosales (2010) caracterizó geoquímicamente a las rocas volcánicas de la Formación Chivillas con una composición máfica a intermedia, todas ellas son alcalinas, con valores de SiO_2 entre 46.3 % y 52.8 %, el contenido de $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ fluctúa entre 5 y 8 % wt; los resultados de elementos traza indican que las lavas son basalto alcalino, andesita y andesita/basalto. Algunas muestras presentan valores bajos en el Mg# (30-45), lo que sugiere que la lava no procede de una fuente primaria derivada del manto; el contenido de Al_2O_3 varía entre 15 % y 16.9 %; todas las muestras tienen valores bajos de TiO_2 (< 1.6% wt) y de V (180 - 242 $\mu\text{g/g}$), con valores de Ti/V entre 30 y 50. Las concentraciones de elementos traza incompatibles, tales como Th (0.69 - 3.18), Ta (0.33 - 1.52), y Nb (4.9 - 28) son variables, pero muchos de estos valores son similares a los que presentan los magmas OIB-MORB (White, 1985). Las muestras estudiadas por Mendoza-Rosales (2010) presentan un ligero enriquecimiento en elementos de tierras raras ligeras (LREE); conforme se asciende estratigráficamente las curvas de los elementos de tierras raras pesados (HREE) tienden a ser planas y están ligeramente fraccionadas ($\text{La}_N/$

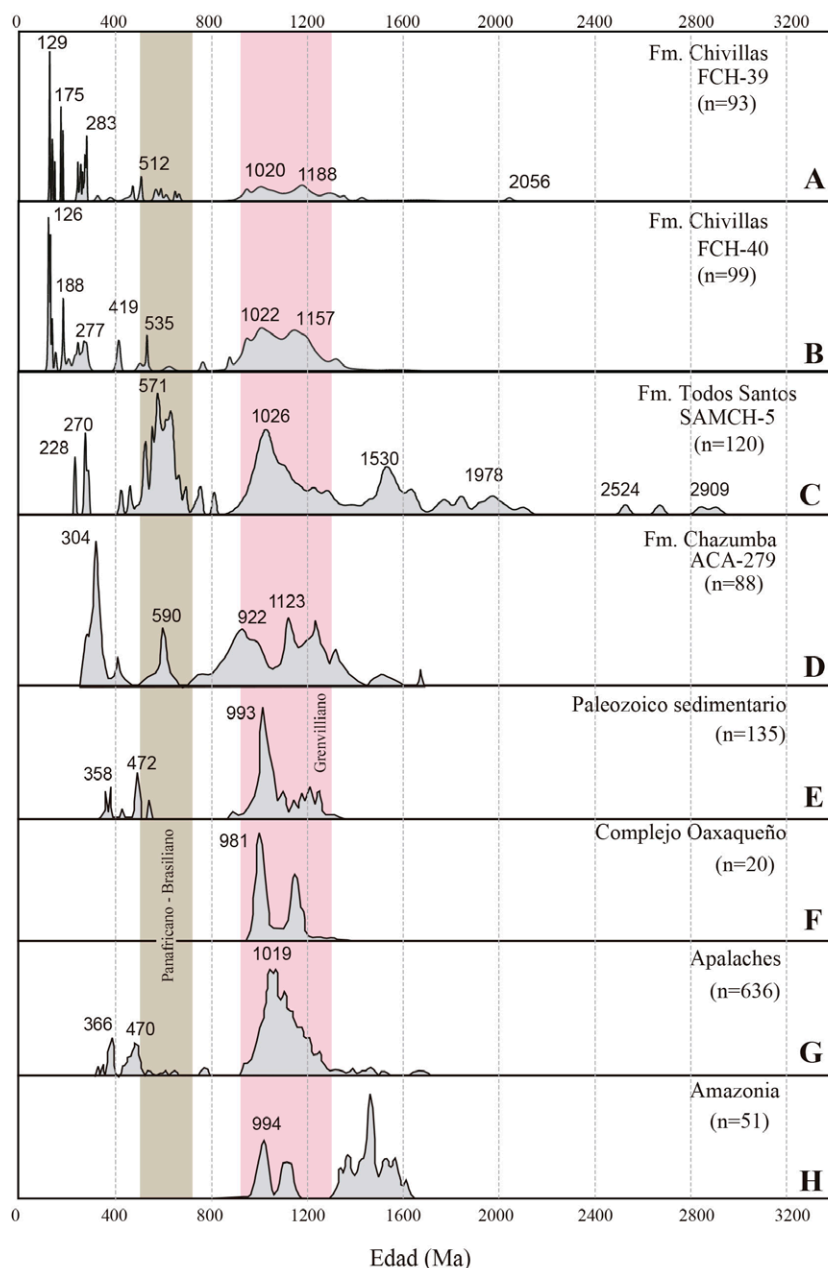


Figura 10. Gráficos de probabilidad relativa de edades de: (A y B) circones detríticos de la Formación Chivillas; (C) circones detríticos de la Formación Todos Santos (Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009); (D) circones detríticos de la Formación Chazumba (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005); (E) circones detríticos de la cubierta sedimentaria paleozoica del área de Oaxaca (Gillis *et al.*, 2005); (F) edades U-Pb de rocas cristalinas del Complejo Oaxaqueño (Gillis *et al.*, 2005); (G) circones detríticos de los Apalaches (Gillis *et al.*, 2005); (H) circones detríticos de Amazonia (Gillis *et al.*, 2005).

Yb_N 1.44-6.46). De acuerdo a Mendoza-Rosales (2010) los valores isotópicos de plomo común son similares a los valores de manto enriquecido (EM-II), con valores de $^{206}Pb/^{204}Pb$ entre 18.6 y 20.5, y valores de $^{208}Pb/^{204}Pb$ de 38.4 a 40.3 que corresponden con las zonas de MORB y OIB (White, 1985); por lo que la firma isotópica del Pb/Pb para las lavas de la Formación Chivillas está constreñida principalmente a la corteza inferior.

8. Bosquejo Paleogeográfico

El conjunto de los análisis de facies, procedencia de areniscas y circones detríticos, permite proponer el bosquejo paleogeográfico Barremiano que se muestra en la Figura 9, para la región de Tehuacán, así como algunas inferencias tectónicas: Los diagramas de procedencia (Figuras 8a y 8b) sugieren un basamento cristalino conformado por rocas metamórficas; las diferencias granulométricas que presentan las areniscas pueden significar diferentes

fuentes de procedencia. Estos sedimentos se generaron muy probablemente en las regiones de Teotitlán y Oaxaca, localizadas hacia el sureste del área (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996; Ángeles-Moreno, 2006; Ángeles-Moreno *et al.*, 2012); y en menor medida en el poniente (Eliás-Herrera *et al.*, 2005; Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Vega-Granillo *et al.*, 2007; Mendoza-Rosales, 2010). El hecho de que las rocas calcáreas del Aptiano-Albiano cubran discordantemente a las rocas del Complejo Oaxaqueño al sur del área de estudio (Wilson y Clabaugh, 1970), así como a las rocas paleozoicas y jurásicas, permite suponer que estas se encontraban expuestas a la erosión durante el depósito de la Formación Chivillas, como se aprecia en los atributos sedimentarios de la columna estratigráfica, en la cual podemos reconocer una estratigrafía invertida con base en los clastos presentes en las debritas. Hacia la base de la columna predominan las areniscas y conglomerados formados predominantemente por clastos de calizas; los clastos de gneis son más abundantes hacia la parte media de la columna, mientras que los clastos de areniscas dominan el sector superior de la columna. Con base en la composición de los clastos de las areniscas y los conglomerados, se considera que la influencia del Terreno Mixteca en la procedencia de sedimentos para el depósito de la Formación Chivillas fue suplementaria, ya que los fragmentos de esquisto derivados del Complejo Acatlán están ausentes en los conglomerados aunque si se observan algunos líticos de esquistos en las areniscas, y el cuarzo policristalino que se encuentra en las areniscas procede probablemente de rocas metamórficas de bajo a medio grado (Basu *et al.*, 1975).

Es en este basamento cristalino en el que se genera una cuenca sinsedimentaria tipo *rift* que evolucionó en el Barremiano a una etapa transicional entre *rift* continental y tipo Mar Rojo (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010); en esta cuenca se depositó una sucesión turbidítica de gran espesor, común en este tipo de ambientes tectónicos, las areniscas de la Formación Chivillas analizadas, pueden proceder entonces del hombro del rift sin disectar como se muestra en la Figura 8c, de acuerdo a la propuesta de Garzanti *et al.* (2001) y Marsaglia *et al.* (2007).

La presencia de circones Pan-Africano-Brasiliano indica una clara procedencia de Gondwana, pudiendo estos sedimentos tener como fuente a las rocas del Complejo Acatlán desde el poniente, o venir del sureste como producto del acarreo de sistemas fluviales complejos representados por la Formación Todos Santos (Blair, 1987, 1988; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009), en una etapa evolucionada del proceso de *rifting* del Golfo de México (Mendoza-Rosales *et al.*, 2010).

No hay evidencias que permitan determinar la paleobatimetría de la cuenca, sin embargo la acumulación de la Formación Chivillas pudo ocurrir en el marco de niveles bajos del nivel del mar, lo cual permitiría que se erosionaran sedimentos contemporáneos de la plataforma marina (facies

Cgc-cz); condición del nivel del mar que se ha propuesto para los eventos de depósito en la mayoría de los abanicos submarinos (Mutti, 1985; Shanmugam *et al.*, 1985).

Por otro lado, los flujos de detritos calcáreos así como la abundancia de clastos calcáreos con fragmentos de esponjas, corales y equinodermos (AF D) sugieren como fuente de aporte, depósitos marinos someros y arrecifes contemporáneos, como la sucesión de la Formación San Ricardo expuesta hacia el sureste (Blair, 1988); que incluye depósitos sedimentarios similares a los inferidos, o los propios de la Cuenca de Zapotitlán al poniente conformados por calizas arrecifales de la Formación La Compañía (Mendoza-Rosales, 2010).

Agradecimientos

Los autores agradecen los apoyos recibidos de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) a través del “Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica” (PAPIIT) IN109605 e IN115208, que apoyaron el trabajo de campo y la parte analítica de la investigación respectivamente. Los estudios geocronológicos aquí presentados, fueron posibles gracias al apoyo del LaserChron-Center de la Universidad de Arizona en Tucson, por lo que se agradece el decidido apoyo logístico y técnico de los Drs. George Gehrels y Víctor Valencia. Asimismo, Emiliano Campos Madrigal agradece el apoyo del Posgrado en Ciencias de la Tierra (UNAM) otorgado para la realización de la estancia en LaserChron-Center de la Universidad de Arizona en Tucson. Agradecemos a Adán Castro su apoyo en la elaboración de algunas figuras. Agradecemos a Martín Guerrero Suastegui y a Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz su revisión, comentarios y sugerencias que contribuyeron en forma importante en la presentación final de este trabajo.

Referencias

- Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1994, Structural evolution of The Sierra de Juárez Mylonitic Complex, state of Oaxaca, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 11, 147–156.
- Alaniz-Alvarez, S.A., Van Der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F., Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: Geology, 24, 443–446.
- Alzaga R.H., Pano A.A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío, en la región de Tehuacán, Puebla, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 21, 5–15.
- Alzaga R.H., Santamaría, O.D., 1987, Estudio estratigráfico-sedimentológico de rocas del Cretácico en el Prospecto Azumbilla, Puebla: Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-3026, 89 p.
- Ángeles-Moreno, E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, estado de Oaxaca, México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, tesis de maestría, 194 p.

- Ángeles-Moreno, E., Elías-Herrera, M., Macías Romo, C., Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutiérrez, F., 2012, Geological Map of the Western Border of the Cuicateco Terrane, Southern Mexico: Boulder, Colorado, USA, The Geological Society of America, Map and chart series MCH102, doi:10.1130/2012.MCH102, 1 mapa con texto.
- Barboza-Gudiño, J.R., Schwab, K., 1996, Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el sur de México: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1, 1994 H. 7/8, 991-1005.
- Barragán, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomino, I., Tolson, G., traductores, 2010, Código estratigráfico norteamericano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117, 48 p.
- Basu, A., Young, S.W., Suttner, L.J., James, W.C., Mack, G.H., 1975, Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycrystallinity in detrital quartz for provenance interpretation: Journal of Sedimentary Petrology, 45, 873-882.
- Blair, T.C., 1987, Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, 57, 845-862.
- Blair, T.C., 1988, Mixed siliciclastic-carbonate marine and continental syn-rift sedimentation, upper Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos and San Ricardo formations, Western Chiapas, Mexico: Journal of Sedimentary Petrology, 58, 623-636.
- Bouma, A.H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation: Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- Calderón G.A., 1956, Bosquejo geológico de la región de San Juan Raya, en Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México, Libro-tienda, Excursión, A-11, 9-27.
- Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva-Romo, G., 2013, Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla - Huajuapán de León, Oaxaca: Revisión de las Formaciones Ayuquila y Tecamazúchilo: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 30, 24-50.
- Carrasco V.B., 1978, Estratigrafía de unas lavas almohadilladas y rocas sedimentarias del Cretácico inferior en Tehuacán, Pue.: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 10, 78-82.
- Carrasco, B., Flores, V., Godoy, D., 1975, Tobas del Cretácico inferior del área de Fortín-Zongolica, Estado de Veracruz: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 7, 7-27.
- Centeno-García, E., Mendoza-Rosales, C.C., Silva Romo, G., 2009, Sedimentología de la Formación Matzitzit (Paleozoico superior) y significado de sus componentes volcánicos, región de Los Reyes Metzontla-San Luis Atlotitlán, Estado de Puebla: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 26, 18-36.
- Delgado-Argote, L.A., 1988, Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinitas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca: Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 7, 127-135.
- Delgado-Argote, L.A., 1989, Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, Mexico, en: Urrutia-Fucugauchi, J. (ed), Dynamics and evolution of the lithosphere; results and perspectives of earth sciences research in Mexico: Journal Geofísica Internacional, 28, 939-973.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., Hall, C.M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 29, 1590-1604.
- Dickinson, W.R., 1985, Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, en Zuffa, G.G., (ed.), Provenance of Arenites: Series C: Mathematical and Physical Science, 148, 333-361.
- Dunham, R.J. 1962, Classification of carbonate rock according to depositional texture, en Ham, W.E., Clasificación de carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, memoria 1, 108-121.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- Eguiza-Castro, M.H., 2001, Geometría y cinemática del arco estructural Tecamachalco – Tehuacán – Calipam: México, D.F., Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, tesis Profesional, 84 p.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriondo, A., 2005, La falla de Caltepec: raíces expuestas de una frontera tectónica de larga vida entre dos terrenos continentales del sur de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57, 83-109.
- Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestones types, en Ham, W.E., Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists, memoria 1, 62-84.
- Garzanti, E., Vezzoli, G., Andò, S., Castiglioni, G., 2001, Petrology of Rifted-Margin Sand (Red Sea and Gulf of Aden, Yemen): Journal of Geology, 109, 277-297.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, en Olszewski, T., (ed.), Geochronology: Emerging Opportunities: Paleontological Society Short Course: Philadelphia, PA, Paleontological Society Papers, 12, 67-76.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Flores de Dios-González, L.A., 2005, Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca Terrane, southern Mexico: Sedimentary Geology, 182, 87-100.
- Helbig, M., Keppie, J.D., Murphy, B., Solari, L., 2012, U-Pb geochronological constraints on the Triassic-Jurassic Ayú Complex southern Mexico: derivation from the western margin of Pangea-A: Gondwana Research, 22, 910-927. doi: 10.1016/j.gr.2012.03.004.
- International Commission on Stratigraphy (ICS), 2009, International Stratigraphic Chart, <http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf>.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.D., Grimm, J.P., Pickle, J.D., 1984, The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method: Journal of Sedimentology Petrology, 54, 103-116.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2001, A Grenvillian arc on the margin of Amazonia: evidence from the southern Oaxacan Complex, southern Mexico: Precambrian Research, 112, 165-181.
- Keppie, J.D., Dostal, J., Cameron, K.L., Solari, L.A., Ortega-Gutiérrez, F., López, R., 2003, Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: tectonic implications: Precambrian Research, 120, 365-389.
- Keppie, J.D., Nance, R.D., Fernández-Suarez, J., Storey, C.D., Jeffries, T.E., Murphy, J.B., 2007, Detrital zircon data from the eastern Mixteca terrane, southern Mexico: evidence for an Ordovician-Mississippian continental rise and a Permo-Triassic clastic wedge adjacent to Oaxaquia: International Geology Review, 48, 97-111.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents: Journal of Sedimentary petrology 52, 279-297.
- Marsaglia, K.M., Pavia, J.A., Maloney, S.J., 2007, Petrology and provenance of Eocene-Albian sandstones and grainstones recovered during ODP Leg 210: implications for passive margin (rift-to-drift) sandstone provenance models, en Tucholke, B.E., Sibuet, J.C., Klaus, A., (eds.), Proceedings of Ocean Drilling Program: Texas, College Station, Ocean Drilling Program, Scientific Results, 210, 1-47.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E., Bernal, J.P., 2010, Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico: Earth and Planetary Science Letters, 295, 419-434, doi:10.1016/j.epsl.2010.04.020
- Meneses-Rocha, J.J., Rodríguez-Figueroa, D., Toriz-Gama, J., Banda-Hernández, J., Hernández de la Fuente, R., Valdívieso-Ramos, V., 1996, Excursión Geológica al Cinturón Plegado y Cabalgado de Zongolica: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros – PEMEX Exploración – Producción. Guía de campo (inédita).
- Mutti, E., 1985, Turbidite systems and their relations to depositional sequences, en Zuffa, G.G., (Ed.), Provenance of arenites: Dordrecht, The Netherlands, NATO-Advanced Study Institutes Series, Reidel Publishing Co, 65-93.

- Nance, R.D., Fernández-Suárez, J., Keppie, J.D., Storey, C., Jeffries, T.E., 2007, Provenance of the Granjeno Schist, Ciudad Victoria, Mexico: Detrital zircon U-Pb age constraints and implications for Paleozoic paleogeography, *en* Linnemann, U., Nance, R.D., Zulauf, G., Kraft, P., (eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*: Geological Society of America Special Paper, 423, 437–452.
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia a Proterozoic Microcontinent Accreted to North America During the Late Paleozoic: *Geology*, 23, 1127–1130.
- Ortega-Obregón, C., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.K.W., Ortega-Rivera, A., 2009, Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions: *Geological Society of America Bulletin*, 121, 1678–1694, doi:10.1130/B26597.1
- Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Cacas, M.C., Swennen, R., Roure, F., 2003, Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba Platform and Veracruz Basin, eastern Mexico: *en* Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J., (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*, AAPG, Memoir 79, 476–514.
- Pano A., 1973, Estudio geológico de detalle estratigráfico de las áreas Sierra de Chivillas, Sierra de Miahuatpec, Los Reyes Metzontla, Pue. y San Sebastián Frontera, Oax. del Prospecto Tehuacán. IGPR 107 Petróleos Mexicanos (inédito).
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V.A., 2009, El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 222–242.
- Pettijohn, E. J. 1975, *Sedimentary rocks*. Harper and Row Publishers, Third edition, 628 p.
- Posamentier, H.W., Walker R.G., 2006, Deep-water turbidites and submarine fans, *en* Posamentier H.W., Walker, R.G., (eds.), *Facies Models Revisited: Society for Sedimentary Geology (SEPM), Special Publication*, 84, 397–520 p.
- Rodríguez-Otero, M., 2010, *Facies de la Formación Chivillas en Tehuacán, Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura*.
- Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1988, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: *Geological Society of America Bulletin*, 100, 274–281.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: *Geological Society of America, Special Paper*, 278, 1–153.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J., Damuth, J.E., 1985, Eustatic control of submarine fan development, *en* Bouma, A.H., Normark, W.R., Barnes, N.E., (Eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*: Springer-Verlag, New York, N.Y., 23–28.
- Skilling, I.P., White, J.D.L., McPhie, J., 2002, Peperite: A Review of Magma-Sediment Mingling: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114, 1–17, doi: 10.1016/S0377-0273(01)00278-5.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.L., Lopez, R., Hames, W.E., 2003, Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: Roots of an orogen: *Tectonophysics*, 365, 257–282.
- Stow, D.A.V., Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: *Sedimentary Geology*, 25, 23–42.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682–699.
- Toriz, G.J. 1983, Informe geológico de actualización geológica del Prospecto Chapulco-Atzompa. IGPR 237. PEMEX. Original no consultado citado en Alzaga y Pano (1989).
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, *en* Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F., (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Geological Society of America, Special Paper, 340, 191–196.
- Vega-Granillo, R., Talavera, M.O., Meza-Figueroa, D., Ruiz, J., Gehrels, G., López, M.M., De la Cruz, V.J.C., 2007, Pressure-temperature-time evolution of Paleozoic high-pressure rocks of the Acatlán Complex (southern Mexico): Implications for the evolution of the Iapetus and Rheic Oceans: *Geological Society of America Bulletin*, 119, 1249–1264, doi: 10.1130/B226031.1.
- White, W.M., 1985, Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence: *Geology*, 13, 115–118.
- Wilson, J.A., Clabaugh, S.E., 1970, A new Miocene formation, and description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca, state of Oaxaca: *Libro Guía de la excursión México-Oaxaca*: Sociedad Geológica Mexicana, 120–128.

Manuscrito recibido: Enero 1, 2013.

Manuscrito corregido recibido: Abril 2, 2013.

Manuscrito aceptado: Mayo 9, 2013.