

Sedimentología, reconstrucción paleoambiental y significado tectónico de las sucesiones clásticas del Jurásico Medio en el área de Texcalapa, Puebla - Huajuapan de León, Oaxaca: Revisión de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil

**Emiliano Campos-Madrigal¹, Elena Centeno-García²,
Claudia C. Mendoza-Rosales¹ y Gilberto Silva-Romo¹**

¹ Departamento de Ingeniería Geológica, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Interior, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México D. F., México.

² Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México D. F., México.

* camposm@unam.mx

RESUMEN

Se propone subdividir la sucesión clástica pre-Oxfordiano de la cuenca Ayuquila en dos unidades litoestratigráficas, con base en el reconocimiento de una discordancia angular mayor en el análisis de facies, así como en fechamientos de circones magmáticos y detríticos. Se documenta que la sucesión se acumuló mediante sistemas fluviales trenzados con drenaje principal hacia el sur, bajo un clima inicialmente semiárido durante el Bajociano-Bathoniano y que se tornó más húmedo en el Calloviano, tal vez como respuesta del desplazamiento de la región meridional de México a una posición más ecuatorial. Se propone formalmente a la Formación Ayuquila para denominar a la sucesión por debajo de la discordancia. Esta sucesión, portadora de la flora fósil reportada en la región, consiste en conglomerados monomicticos de clastos metamórficos o de arenisca, intercalados con grauvaca lítica y feldespática. La acumulación de la Formación Ayuquila ocurrió en el Bajociano-Bathoniano y estuvo matizada con el desarrollo de facies lacustres. Se propone como localidad tipo de la Formación Ayuquila a la sucesión expuesta al norte de Chilixtlahuaca, Oaxaca. Se propone conservar la denominación de Formación Tecomazúchil para la sucesión del Calloviano, rica en cuarzo, expuesta en el arroyo Tecomazúchil, arriba de la discordancia mencionada. La Formación Tecomazúchil consiste en una sucesión de sublitarenitas y subarcosas con lentes de conglomerado de cuarzo, la cual decrece de abajo hacia arriba, tanto en el espesor de los estratos como en la granulometría de sus componentes.

Los circones magmáticos en los intrusivos emplazados en la Formación Ayuquila tienen edades de 164.3 ± 3.6 y 156.9 ± 3.5 Ma. Los circones detríticos en las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil tienen un rango entre 1464 y 174 Ma, edades compatibles con una procedencia de los terrenos metamórficos y magnéticos del sur de México. Se reconoce que los circones detríticos con edades del Pérmico-Triásico pueden tener como fuente a la formación La Mora. El cirón más joven en la Formación Tecomazúchil tiene una edad de 174 Ma y su fuente más probable son los intrusivos San Miguel, emplazados en el Litodema Chazumba metamorfosado (Migmatita Magdalena), lo cual constriñe la exhumación del Complejo Ayú a tiempos previos al Oxfordiano. La dislocación producida por la falla Petlalcingo-Huajuapan condicionó la formación de la cuenca Ayuquila, de tal forma la falla tiene una edad Jurásico Medio. De acuerdo con la edad reportada para la migmatización del Complejo Ayú, el depósito de la sucesión clástica pre-

Oxfordiano inició hace menos de 171 Ma en la cuenca Ayuquila, una cuenca sedimentaria extensional, asimétrica y pequeña, formada por la dislocación asociada a una ruptura continental con extensión en sentido SSE-NNW. Este proceso extensional fue penecontemporáneo a la exhumación y migmatización del Complejo Ayú y probablemente al magmatismo de la unidad Diquiyú en el marco de la disgregación de Pangea durante el Jurásico Medio.

Palabras clave: sistemas fluviales trenzados, circones detriticos, cuenca tectónica, extensión tectónica, Formación Ayuquila, Formación Tecomazúchil, Jurásico Medio, región Mixteca, México.

ABSTRACT

Based on the recognition of a major angular unconformity, magmatic and detrital zircons dating, as well as facies analysis of pre-Oxfordian clastic succession in the Ayuquila basin, we propose to subdivide the succession into two formations. We documented that the succession accumulated in braided fluvial systems, draining mainly southwards. During Bajocian-Bathonian time, at the beginning of sedimentation, the climate conditions were semiarid and became wet during Callovian time, probably because of the shifting of southern Mexico towards a more equatorial setting. We formally propose the Ayuquila Formation to name the succession below the unconformity, which consists of monomictic conglomerate of metamorphic or sandstone clasts, and lithic and feldspathic greywacke. Ayuquila Formation bears fossil flora reported in the region and includes some lacustrine beds; these accumulated during Bajocian-Bathonian time. We propose as type locality of the Ayuquila Formation, the succession exposed north of Chilixtlahuaca, Oaxaca. We intend to retain the name Tecomazúchil Formation for the Callovian quartz-rich succession above the unconformity exposed in the arroyo Tecomazúchil. Tecomazúchil Formation consists of a succession of subarkose, sublitharenite and conglomerate with quartz lenses; the sequence has thinner beds and is finer upwards. Magmatic zircons from the intrusive hosted in the Ayuquila Formation have ages U-Pb of 164.3 ± 3.6 and 156.9 ± 3.5 Ma. Detrital zircons in the Ayuquila and Tecomazúchil formations have ages ranging from 1464 Ma to 174 Ma, which are compatible with a provenance from metamorphic and magmatic terranes of southern Mexico. Permian-Triassic detrital zircons might have come from the La Mora formation. The youngest zircon in the Tecomazúchil Formation has an age of 174 Ma; its most possible source might have been the San Miguel intrusives emplaced in the migmatitic Chazumba Lithodem (Magdalena Migmatite). This fact might constrain the Ayú Complex exhumation before Oxfordian time. Dislocation along Petlalcingo-Huajuapan fault conditioned the Ayuquila basin formation, therefore the fault was active during Middle Jurassic time. According to the timing reported for the migmatization process of Ayú Complex, the pre-Oxfordian clastic succession began its accumulation after 171 Ma in the Ayuquila basin. This one is a small, asymmetric, extensional basin formed on a tectonic setting of continental break-up with SSE-NNW strike extension. This extensional process associated with the rupture of Pangaea during Middle Jurassic was simultaneous in the region with the migmatization and exhumation of the Ayú Complex, and probably with the magmatic event of Diquiyú unit.

Key words: braided fluvial systems, detrital zircons, tectonic basin, extensional tectonics, Ayuquila Formation, Tecomazúchil Formation, Middle Jurassic, Mixteca region, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Sobre el basamento de la región meridional de México se observan cuencas sedimentarias en las que se acumularon diversas sucesiones del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico; dichas cuencas muestran orientaciones al noreste, noroeste y al norte, de tal forma que las áreas de afloramientos de las sucesiones sedimentarias se presentan constreñidas por altos del basamento como es el caso de la sucesión de Olinalá (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005) que incluye rocas paleozoicas y mesozoicas; la cuenca de Otlaltepec cuya sucesión consiste en dos unidades continentales separadas por una discordancia angular mayor (Morán-Zenteno *et al.*, 1993); en tanto que en Tezoatlán, Oaxaca, se encuentra la unidad

Diquiyú, cuerpo volcánico basal en la sucesión mesozoica (Morán-Zenteno *et al.*, 1993); o la sucesión de Ayuquila que se analiza en este trabajo (Figura 1). Los límites tectónicos entre los altos del basamento y el relleno mesozoico corresponden con fallas de larga vida como la falla del río Salado (Martiny *et al.*, 2012). La sucesión de Ayuquila define una franja noroeste-sudeste con las unidades más antiguas en el borde sudoeste y con las más jóvenes hacia el noreste, generando burdamente una estructura homoclinal. El sector boreal se encuentra constreñido entre bloques del basamento. El bloque noreste, al este de Petlalcingo, incluye a la Migmatita Magdalena (Ortega-Gutiérrez, 1978a) que son las rocas de mayor grado metamórfico en la región, ahora propuestas como parte del Complejo Ayú del Jurásico

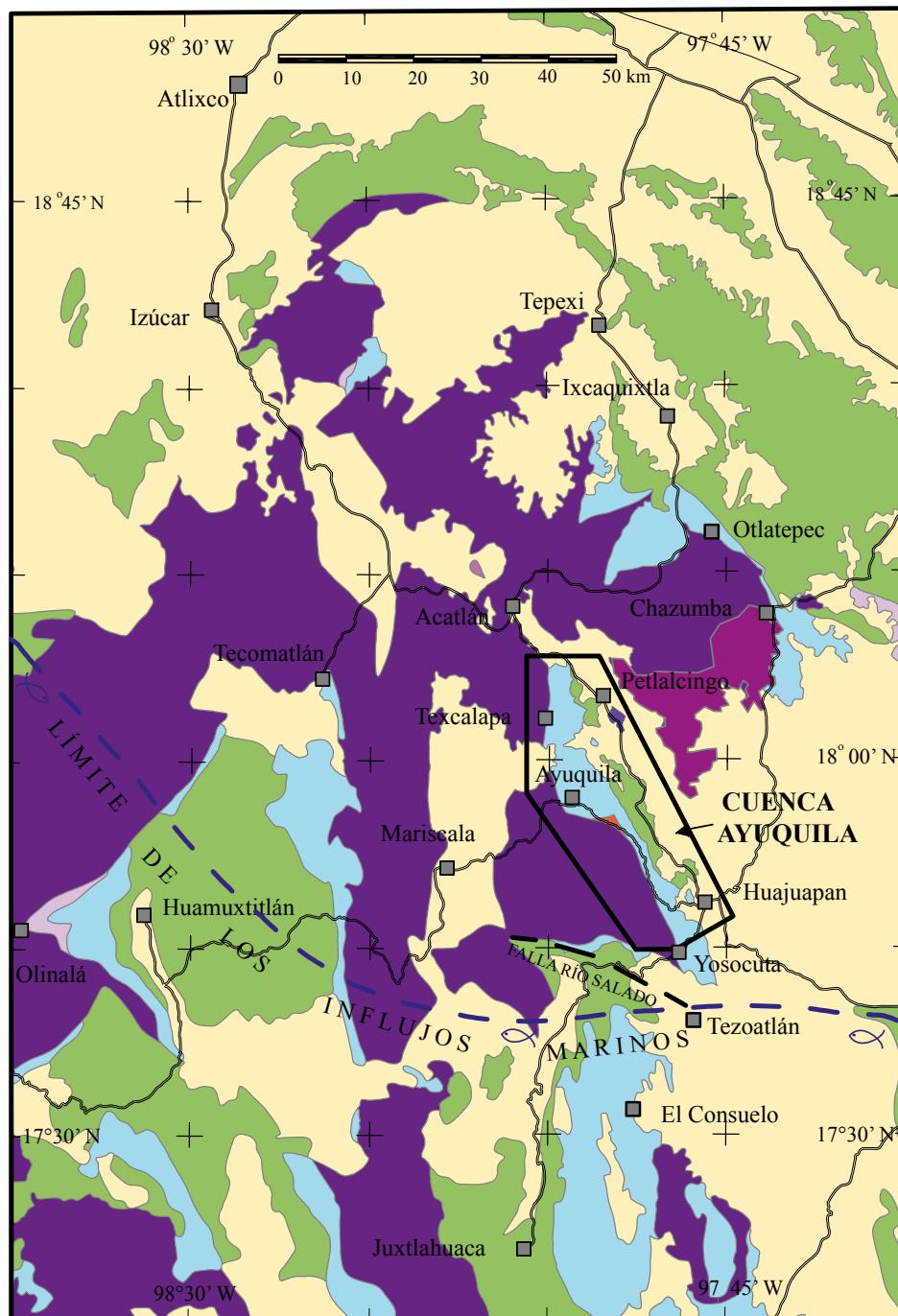


Figura 1. Mapa geológico generalizado de la región Mixteca donde se muestra la ubicación el área del presente estudio y de los afloramientos metamórficos y sedimentarios que definen las cuencas de la región. Observe la distribución de las unidades jurásicas y el límite entre las sucesiones clásticas y marinas para el Jurásico Medio, de acuerdo a la propuesta de Caballero-Miranda *et al.*, (1990). Mapa basado en Rivera-Carranza *et al.* (1998), Campa-Uranga *et al.* (1998), Helbig *et al.* (2012) y el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (1984a, 1984b, 1994).

Medio (Helbig *et al.*, 2012); si se considera la estructura homoclinal de la sucesión, entonces el límite noreste con el basamento corresponde con una falla mayor que condicionó la formación de la cuenca y su evolución.

En la región Mixteca diversos autores (Erben, 1956; Silva-Pineda, 1978; Ortega-Gutiérrez, 1978b; Morán-

Zenteno *et al.*, 1993) han reportado sucesiones clásticas con flora fósil del Jurásico acumuladas en surcos sedimentarias definidos en el Complejo Acatlán, como las expuestas en Otlaltepec, Ayuquila y Tecomatlán, Puebla y en Tezoatlán, Oaxaca, (Figura 1); el reconocimiento de las características estratigráficas de las sucesiones, tanto sedimentológicas

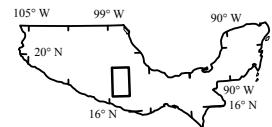


Figura 2

LEYENDA

	Límite de los influjos marinos en el Jurásico Medio
	Cenozoico indiferenciado
	Cretácico
	Jurásico
	Triásico
	Paleozoico
	Complejo Ayú
	Complejo Acatlán

como sus relaciones espaciales y temporales, permitiría entender los procesos geológicos que condicionaron su acumulación y su contexto tectónico.

Ortega-Gutiérrez (1978b) reconoció a la sucesión portadora de flora fósil, al sur del río Petlalcingo en el área de Ayuquila, Puebla, como una sucesión diferente a la Formación Tecomazúchil (Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965), para la cual sugirió la denominación de Formación Ayuquila, una vez que se estudiara con detalle, como ahora se presenta. Esa sucesión aparece separada por una marcada discordancia angular bajo la Formación Tecomazúchil. Pérez-Ibargüengoitia *et al.* (1965) ya preveían que el miembro basal de la Formación Tecomazúchil, al que denominaron “Conglomerado cuarzoso”, podría representar otra unidad litoestratigráfica, cuestión que retomó Ortega-Gutiérrez (1978b) al sugerir la propuesta de la Formación Ayuquila; sin embargo, en las investigaciones posteriores desarrolladas en el área Petlalcingo-Huajuapan, se ha descrito a toda la sucesión clástica pre-Oxfordiano como una sola unidad litoestratigráfica, aún cuando se identificaron discordancias cuyo significado no fue reconocido plenamente (Caballero-Miranda, 1990; Morán-Zenteno *et al.*, 1993) (Tabla 1); así se extendió el área de afloramiento de la Formación Tecomazúchil a lo largo del surco sedimentario que termina en las cercanías de Yosocuta (Figura 1).

Se ha postulado para el Jurásico Medio (Bajociano-Bathoniano) un boceto paleogeográfico (Caballero-Miranda *et al.*, 1990), en el cual las corrientes fluviales de la región Mixteca drenaban hacia el sudoeste hasta verter sus aguas en mares transicionales; en la Figura 1 se muestra el límite de los influjos marinos en esa propuesta. Morán-Zenteno *et al.* (1993) consideraron que la Formación Tecomazúchil representa un sistema fluvial del Jurásico Medio alojado en un *graben* y que el límite de la influencia marina se localizaba un poco al sur de Huajuapan; para Morán-Zenteno *et al.* (1993) el sistema fluvial fue de carácter meándrico y estuvo influenciado por el desarrollo de abanicos aluviales.

En este trabajo se propone la redefinición de la Formación Tecomazúchil (Pérez-Ibargüengoitia, *et al.*, 1965) con base en el reconocimiento de dos discordancias angulares mayores en la sucesión clástica continental

pre-Oxfordiano acumulada en la cuenca Ayuquila. La discordancia más antigua se reconoce entre la formación La Mora (Silva-Romo *et al.*, 2011) y la Formación Ayuquila (Ortega-Gutiérrez, 1978b); la formación La Mora es una sucesión de estratos delgados de limolita, lodolita y arenisca con algunos lentes de grava, con una deformación intensa por acortamiento (Silva-Romo *et al.*, 2011). La formación La Mora presenta características sedimentológicas de una planicie aluvial extensa (Silva-Romo *et al.*, 2011), de tal forma que sugiere un sistema fluvial maduro. Este sistema fue desarticulado en las etapas tempranas del desgarre cortical que se infiere de la evolución de la cuenca Ayuquila. De acuerdo a las observaciones preliminares de Ortega-Gutiérrez (1978b), la Formación Ayuquila es una sucesión clástica de conglomerado y arenisca, portadora de plantas fósiles; esta formación incluye grauvaca y conglomerado oligomictico y está separada de la Formación Tecomazúchil *sensu stricto*, por una segunda discordancia angular mayor. La Formación Ayuquila se distingue claramente de la Formación Tecomazúchil por su litología, el menor espesor de sus estratos, sus paleocorrientes y su contenido fosilífero, en tanto que el límite superior de la Formación Tecomazúchil es transicional con la Caliza Chimeco. Así, en este trabajo: a) asumimos la subdivisión de la Formación Tecomazúchil (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) en tres unidades litoestratigráficas: formaciones La Mora, Ayuquila y Tecomazúchil; b) proponemos formalmente a las dos últimas de acuerdo a las normas del Código Estratigráfico Norteamericano (Barragán-Manzo *et al.*, 2010) y c) presentamos su caracterización sedimentológica.

A partir de los resultados obtenidos en el análisis de facies, este trabajo contribuye al mejor entendimiento del registro estratigráfico y a la reconstrucción paleogeográfica del Jurásico en la Provincia Mixteca con el reconocimiento de sistemas fluviales trenzados del Jurásico Medio desarrollados durante la evolución de una cuenca tectónica asociada a la probable exhumación del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012) durante el Jurásico Medio, con lo cual se establece una restricción temporal al proceso de extensión cortical durante la ruptura de Pangea. Estos elementos permitirán comprender mejor los aspectos climáticos, fitogeográficos y tectónicos del Jurásico en la región.

Tabla 1. Evolución de la nomenclatura de la sucesión clástica continental del pre-Oxfordiano en el área Texcalapa-Huajuapan, al noroeste de Huajuapan de León, Oaxaca.

Área Petlalcingo-Santa Cruz Pérez-Ibargüengoitia <i>et al.</i> (1965)	Área Santa Cruz-Ayuquila Ortega-Gutiérrez (1978b)	Área Petlalcingo-Huajuapan Morán-Zenteno <i>et al.</i> (1993)	Área Texcalapa-Huajuapan Este trabajo
Formación Tecomazúchil “Conglomerado Cuarzoso”	Formación Tecomazúchil Formación Ayuquila	Formación Tecomazúchil	Formación Tecomazúchil
			Formación Ayuquila
			formación La Mora

METODOLOGÍA

Una vez que se acuñó la unidad estratigráfica formación La Mora (Silva-Romo *et al.*, 2011) para denominar la fracción basal portadora de circones detriticos del Triásico dentro de la sucesión clástica pre-Oxfordiano de la región, nos propusimos dilucidar si se justificaba separar la sucesión clástica comprendida entre la Caliza Chimeco y la formación La Mora en otras dos unidades litoestratigráficas o continuar con la denominación de Formación Tecomazúchil, para lo cual realizamos las siguientes acciones:

a) Elaboramos el mapa geológico del área Texcalapa-Huajuapan, en la cual expresamos las discordancias angulares mayores de la sucesión pre-Oxfordiano (Figura 2), las cuales se definen claramente en el terreno por un cambio en el rumbo e inclinación de los estratos, característica que fue identificada mediante fotointerpretación y comprobada en el campo.

b) Medimos cinco columnas estratigráficas con el Báculo de Jacob; durante la caracterización de las sucesiones, se realizó el análisis de paleocorrientes y se puso especial énfasis en el reconocimiento de las facies fluviales. El acuñamiento de las facies es una estrategia estratigráfica-sedimentológica que permite el registro sistemático de los atributos de la sucesión en análisis, de tal forma que favorece la caracterización de las variaciones espaciales de las unidades litoestratigráficas, en sentido tanto horizontal como vertical, y con ello la óptima interpretación paleoambiental. En nuestro caso utilizamos las facies fluviales estándar de Miall (2006) para una mejor comunicación de las características estratigráficas observadas, dado su amplio uso como esquema de clasificación entre los estudiosos de las sucesiones fluviales.

c) Se colectaron muestras de roca con el fin de realizar el análisis petrográfico y obtener circones detriticos en las areniscas y magmáticos en los cuerpos intrusivos, cuya relación de corte permitiera constreñir la edad de las unidades sedimentarias. Las muestras destinadas a la obtención de circones se trituraron en el taller de preparación de rocas del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México; los circones fueron concentrados mediante el separador hidráulico y vibratorio (mesa Wilfley) y la concentración final se obtuvo por selección manual utilizando un estereomicroscopio. Los concentrados se prepararon conforme a los procedimientos de rutina para el fechamiento por el método de ablación laser y espectrometría de masas (*Laser Ablation-Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, LA-MC-ICPMS). Así obtuvimos la cronología numérica de la sucesión clástica mediante fechamientos en circones magmáticos de dos cuerpos intrusivos que cortan a la sucesión y en los circones detriticos contenidos en tres muestras de la sucesión clástica.

d) Una vez identificadas las facies fluviales, se dibujaron las columnas correspondientes para realizar un análisis de facies, con lo cual definimos siete asociaciones de facies; con base en las columnas medidas y la cartografía

de las unidades, definimos la geometría de la cuenca y sus depocentros; realizamos la correlación de columnas identificando los cambios de facies, y a partir de ello propusimos el modelo paleoambiental, que corresponde en términos generales a un sistema fluvial trenzado abastecido de detritos por abanicos aluviales.

e) Dada la cronología y fenomenología del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012), confrontamos nuestros resultados con la evolución del Jurásico Medio y posterior de dicho complejo.

f) Bosquejamos el significado tectonosedimentario de la sucesión estudiada en el contexto regional.

FACIES Y SUS ASOCIACIONES

En la sucesión clástica pre-Oxfordiano (Alencaster y Buitrón-Sánchez, 1965) estudiada en este trabajo, se midieron cinco columnas estratigráficas a lo largo de la cuenca para caracterizarla sedimentológicamente, identificar las discordancias presentes y definir el modelo sedimentario de la región (Figuras 3, 4, 5, 6, 7, 8), utilizando como metodología el análisis de facies con base en la clasificación de facies fluviales de Miall (2006). En las columnas 2, 3, 4 y 5 se identificó una discordancia angular regional generada por procesos tectónicos (Figuras 5, 6, 7, 8); las sucesiones separadas por la discordancia presentan una diferencia marcada en cuanto a la composición petrográfica de sus areniscas: las areniscas por debajo de la discordancia son principalmente grauvacas líticas (Figura 9a) con abundantes líticos de arenisca y de esquisto con su característica forma laminar; su abundancia y estado de preservación indican que la fuente del sedimento se encontraba muy próxima; contiene también granos de cuarzo policristalino y algunos de monocrystalino, todos ellos en una matriz de grano fino con óxidos como mineral diagenético; también se identificaron grauvacas feldespáticas con granos de ortoclasa, sanidino y plagioclasa en una matriz arcillosa; en general son clastos angulosos a subangulosos, mal clasificados.

Por arriba de la discordancia, las areniscas se clasifican como sublitarenitas o subarcosas (Figura 9b) con líticos de esquisto, pedernal, así como granos de microclina, ortoclasa y feldespato no identificado, con clastos de cuarzo monocrystalino y policristalino, y textura en general bien empaquetada de clastos subangulosos a subredondeados.

En cuanto al análisis de facies tuvimos los siguientes resultados: Reconocimos quince facies fluviales, desde facies de grano grueso soportadas por matriz, hasta facies de grano fino laminadas y paleosuelos, las cuales están descritas en la Tabla 2. La composición de las rocas clásticas incluye conglomerado monomictico y oligomictico (Stow, 2006) grauaca lítica, sublitarenita y subarcosa.

La extensión lateral de las distintas facies es muy limitada; de tal forma, en un afloramiento determinado coexisten varias facies relacionadas entre sí que no se pueden separar cartográficamente, por lo que no fue posible

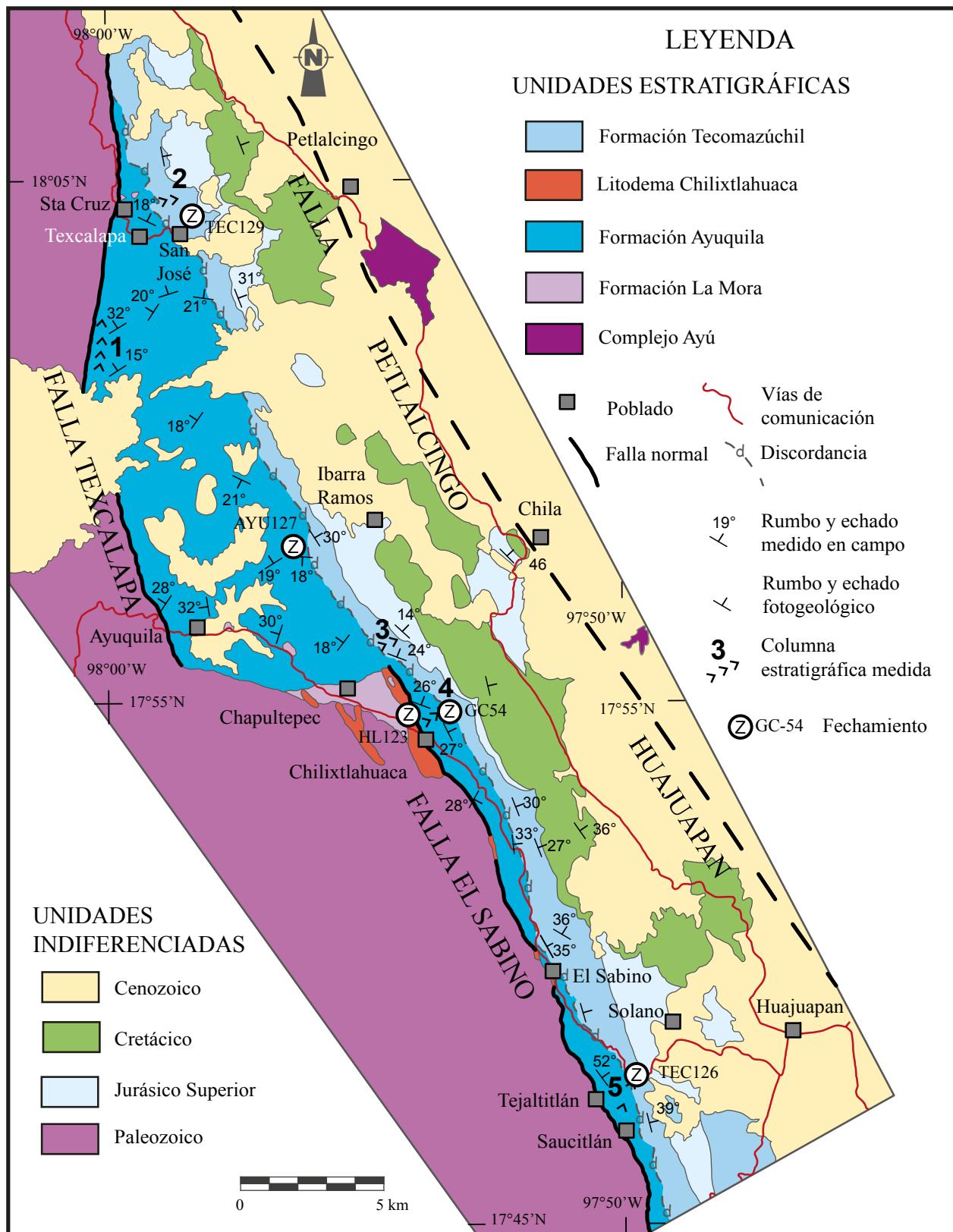


Figura 2. Mapa geológico de la cuenca de Ayuquila, tectónicamente formada al inicio por el desplazamiento lateral izquierdo con componente normal de la falla de larga vida Petlalcingo-Huajuapan, y el desplazamiento normal de las fallas Texcalapa y El Sabino. Durante la acumulación de la Formación Tecomazúchil, la falla Petlalcingo-Huajuapan se reactivó como falla normal. Nótese el contacto discordante de la Formación Ayuquila con el basamento y con la formación La Mora entre los poblados Chilixtlahuaca y Ayuquila, área que corresponde con una zona de relevo entre las fallas Texcalapa y El Sabino.

Leyenda columnas

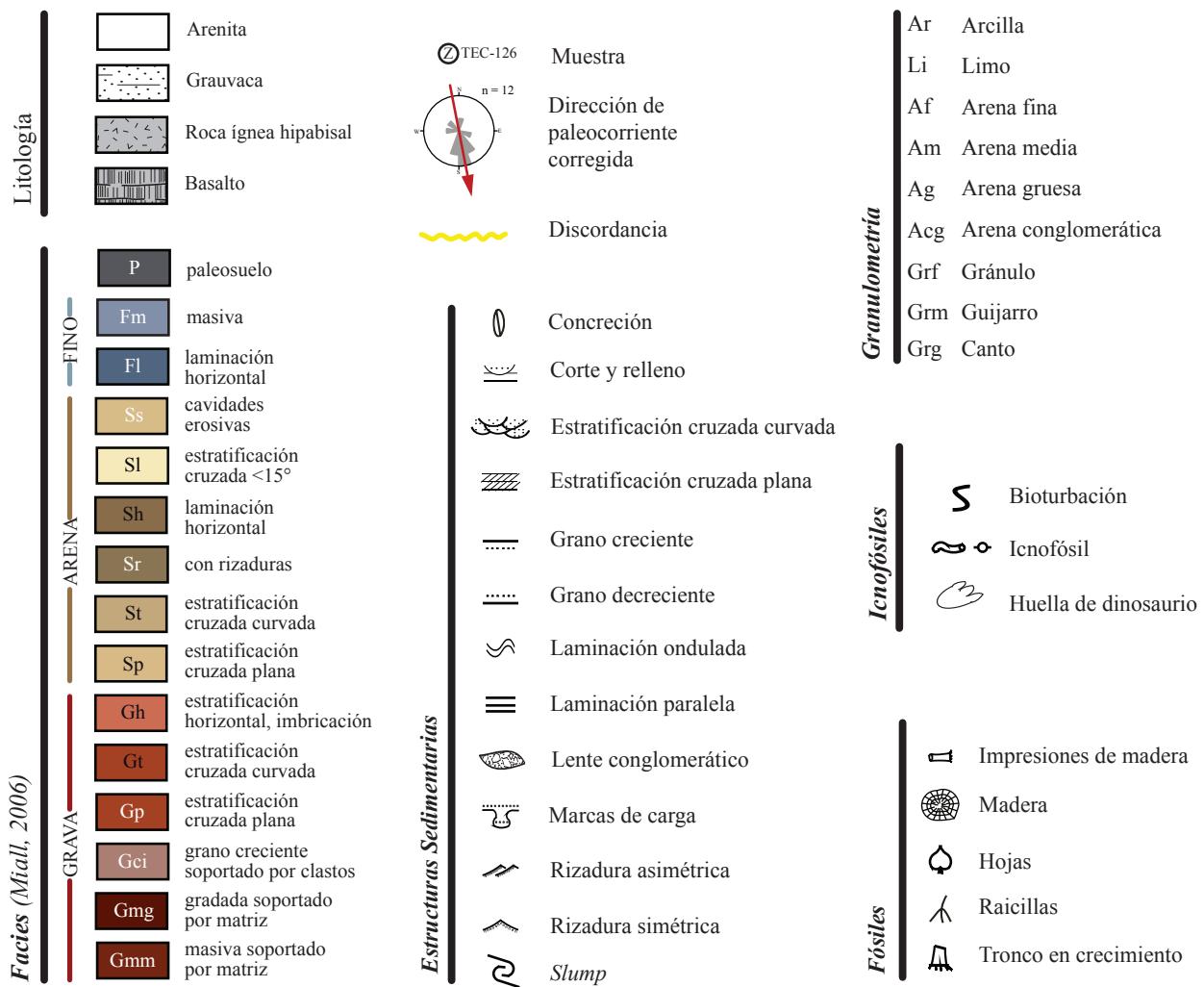


Figura 3. Simbología para leer las columnas estratigráficas de las Figuras 4, 5, 6, 7 y 8; en la Figura 2 se señalan los sitios de medición correspondientes.

elaborar un mapa de litofacies, y sólo se indican los cambios más significativos en las columnas (Figuras 3, 4, 5, 6, 7, 8). En la Figura 10 se ilustra un afloramiento en las cercanías de Tejaltitlán, en el cual se pueden reconocer cuatro facies que cambian lateralmente en unos cuantos metros, custión normal en una sucesión fluvial. Así, para caracterizar la sucesión en estudio, optamos por agrupar las facies relacionadas genéticamente en siete asociaciones de facies (Miall, 2006) que describimos en seguida y presentamos las inferencias que se pueden hacer en cuanto al proceso y al ambiente de sedimentación. Cabe aclarar que las facies no son privativas de una determinada asociación.

Asociación de facies SG Flujo de sedimentos por gravedad. Está conformada por las facies Gmm, Gmg y Gci, siendo la más abundante Gmg. Esta facies está compuesta esencialmente de conglomerados monomicticos soportados por la matriz (Gmg y Gmm) que presentan una

fábrica desorganizada, en estratos gruesos y ondulados que se adelgazan lateralmente; se intercala frecuentemente con la facies Gci. Se trata de una intercalación de flujos de detritos de diferentes densidades que individualmente llegan a alcanzar hasta 3 m de espesor, por lo común en forma de flujos amalgamados. Esta asociación se reconoció únicamente debajo de la discordancia que separa a las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil (Figura 11), y está expuesta principalmente en el norte del área en Texcalapa, donde constituye la totalidad de la columna 1 y se intercala con algunas facies arenosas (Sp).

Asociación de facies GB bedforms (formas de fondo) y barras de gravas. Está conformada por la facies Gp. Constituyen depósitos de barras transversales acumuladas en la base de los canales; estos depósitos cambian lateral y verticalmente a la asociación de facies SB bedforms. Se le reconoció principalmente arriba de la discordancia angular,

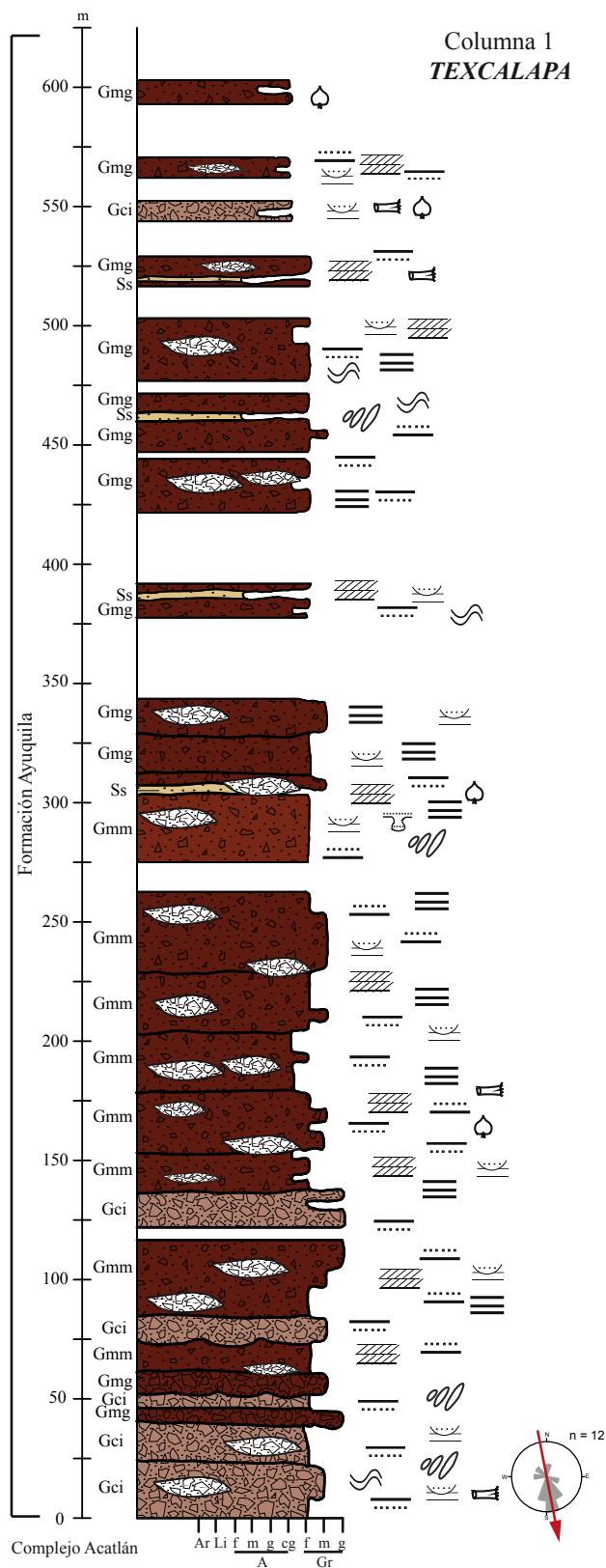


Figura 4. Columna estratigráfica 1 medida al sur de Texcalapa, Pue.

en las columnas Chapultepec y Saucitlán y en la parte inferior de la columna 4 Chilixtlahuaca (Figura 11).

Asociación de facies SB bedforms (formas de fondo)

de arena. Está conformada por las facies Sp, Ss, Sl, Sr, St y Sh; la combinación de litofacies arenosas y sus estructuras primarias permite interpretarlas como rellenos de canales y barras, producto de flujos moderados a críticos, acumulados en zonas con agradación vertical, mientras que el espesor y arreglo de los estratos indican cambios frecuentes en el régimen de flujo, que pueden representar fluctuaciones estacionales o inundaciones repentinas. Esta es la asociación de facies más frecuente y abundante en la cuenca y ocurre indistintamente en toda la sucesión, comúnmente intercalada con la asociación de facies FF depósitos de desborde (Figura 11).

Asociación de facies CH canal. Esta asociación puede estar conformada por cualquier combinación de facies, por lo que se le identifica a partir de su geometría; se observan canales a todas las escalas, intercalados entre las diferentes asociaciones de facies, principalmente de la parte central, al sur de la cuenca (Figura 11), desde la migración natural del canal por cambios en la velocidad de la corriente (3er. y 4o. orden, Miall, 2006) hasta cambios por procesos geomorfológicos mayores (5o. orden, Miall, 2006).

Asociación de facies HO cavidades de erosión. Esta asociación está constituida por una combinación de facies Gt y St; se distingue de un canal por la geometría en forma de “cuchara” de sus bordes. Se interpreta que se forman en la confluencia de dos canales (Cowan, 1991).

Asociación de facies DA macroformas de acreción aguas abajo. Esta asociación se integra con las facies St, Sp, Sh, Ss, Sl y Sr; está limitada por superficies de acreción de 3er. orden (Miall, 2006), producto de eventos estacionales; los estratos llegan a alcanzar espesores de ~6 m con una estructura interna característica de *cosets* de estratificación cruzada separados por superficies de primer y segundo orden que revelan la existencia de barras activas, cuya forma es comparable a las dimensiones del canal en el que se formaron (Miall, 2006). Esta asociación se reconoció únicamente arriba de la discordancia, en las columnas estratigráficas Tecomazúchil y Chapultepec (Figura 11).

Asociación de facies FF depósitos de desborde. Está conformada por las facies de sedimentos finos (Fl, Fm y Fr) y presenta una extensión variable; la sedimentación vertical es discontinua y representa eventos de inundación de extensión temporal diversa, variando desde planicies de inundación hasta pequeños embalses, dependiendo de su espesor, extensión y contenido fosilífero. Es común el desarrollo de ferricretas con diferentes espesores desde unos cuantos centímetros hasta decenas de centímetros, formadas por compuestos movilizados de fuentes ferruginosas asociadas probablemente al Complejo Acatlán, desarrolladas como acumulaciones de pie de monte o en pequeñas depresiones, que se distinguen del desarrollo de suelos en climas húmedos ya que no muestran el perfil de suelo asociado a las lateritas (Widdowson, 2003). Se reconoció

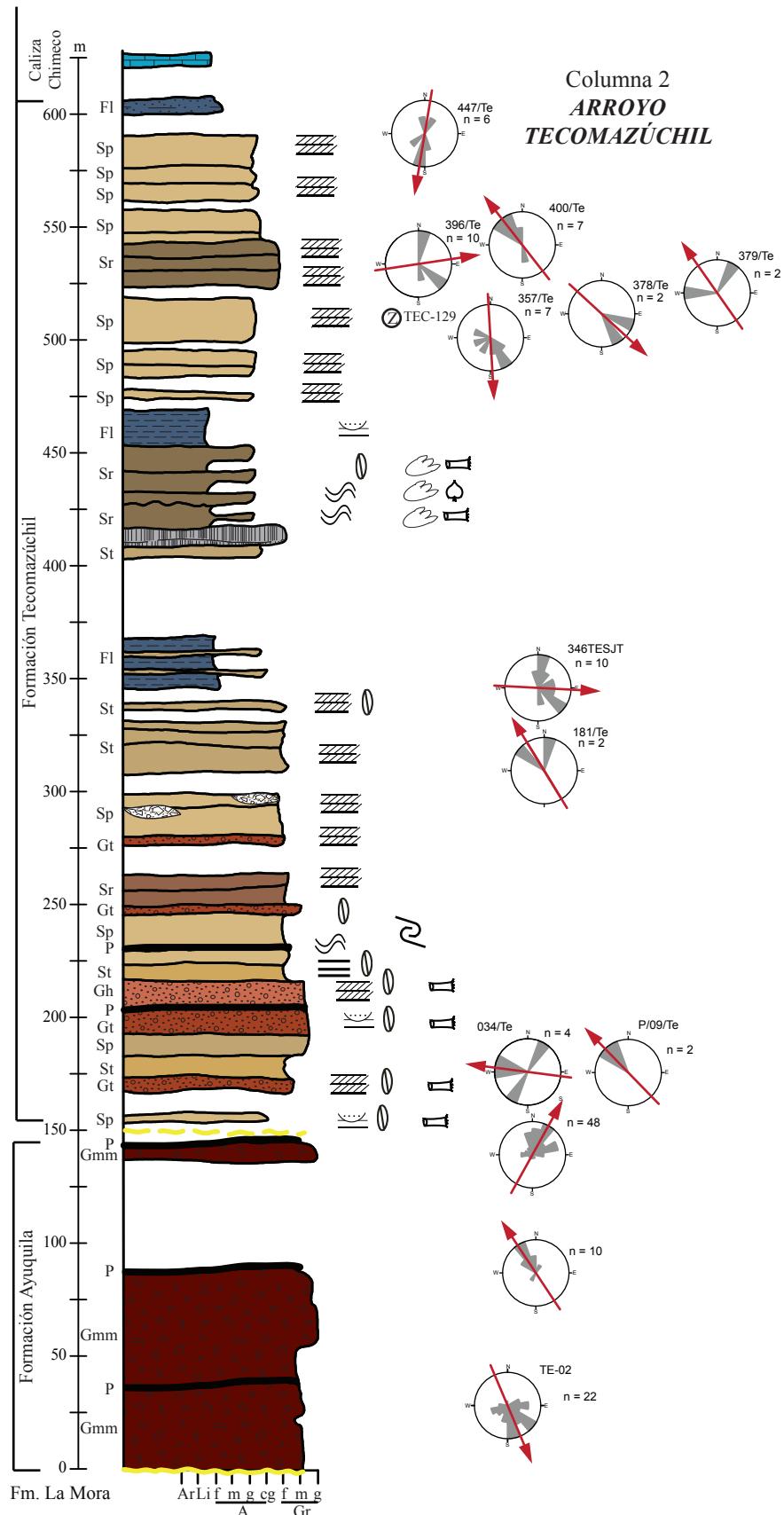


Figura 5. Columna estratigráfica 2 medida en el arroyo Tecomazúchil, al norte de Texcalapa, Pue.

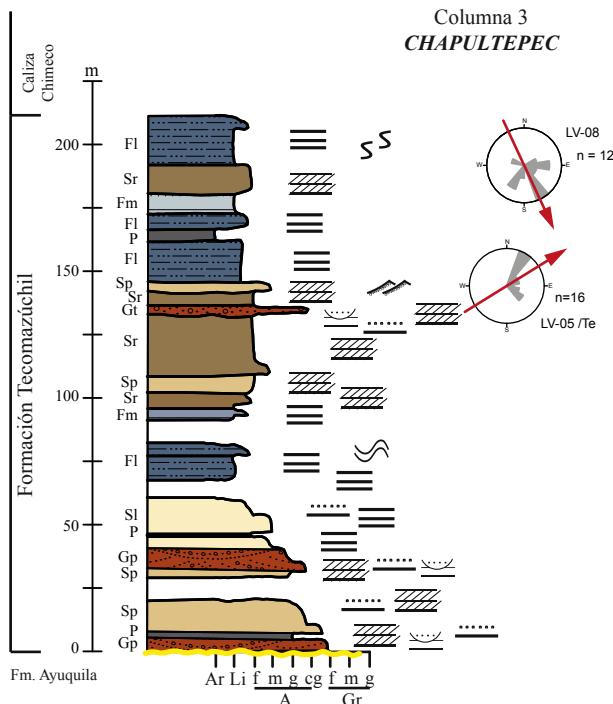


Figura 6. Columna estratigráfica 3 medida al noreste de Chapultepec, Pue.

en las columnas Arroyo Tecomazúchil y Chilixtlahuaca (Figura 11).

Análisis de paleocorrientes

En la sucesión clástica pre-Oxfordiano se reconocieron distintas direcciones de paleocorrientes a partir de estructuras primarias tales como la estratificación cruzada, clastos imbricados y en un caso, el arreglo que guardan troncos fósiles alojados en un estrato. Los diagramas correspondientes ya corregidos se muestran en las columnas medidas, los cuales muestran en general patrones de dispersión unimodales que indican corrientes de baja sinuosidad. En general, la dirección de las corrientes en los depósitos localizados por debajo de la discordancia son consistentes con el flujo hacia el sudeste reportado previamente (Morán-Zenteno *et al.*, 1993); se identificaron dos direcciones preferenciales: hacia el sudoeste y hacia el sud-sudeste como se observa en las columnas estratigráficas medidas. Aunque con un número reducido de datos de estratificación cruzada, en el sector norte de la cuenca se reconocieron direcciones alternantes de paleocorrientes hacia el noreste y hacia el sudoeste en todos los afloramientos analizados, independientemente de su posición relativa con la discordancia identificada. Probablemente esto fue resultado de la existencia de cuencas endorreicas efímeras durante la evolución y colmatación de los depocentros reconocidos en el sector y a la presencia de altos topográficos al noreste y sudoeste de la cuenca.

PALEOAMBIENTE

Con base en el arreglo vertical y lateral de las asociaciones de facies identificadas, proponemos el siguiente modelo de facies para la cuenca Ayuquila (Figura 12); analizando las columnas estratigráficas pre-Oxfordiano-post-Triásico de la región se observa que existe un apilamiento de asociaciones de facies que indican una rápida subsidencia. La asociación de facies de flujos de gravedad aunada a los grandes espesores, desarrollados en el sector norte de la cuenca, en los bordes de la misma, se interpreta como depósitos de abanicos aluviales coalescentes.

Hacia el centro de la cuenca, en el área del arroyo Tecomazúchil (Figura 5) y de Saucitlán (Figura 8) al sur, es frecuente la presencia de las asociaciones de facies arenosas que se interpretaron como barras longitudinales. Este cambio lateral de facies con los depósitos anteriores aunado a la geometría longitudinal que presentan y los resultados del análisis de paleocorrientes, permite interpretarlos como sistemas de canales trenzados intercalados entre los depósitos de abanicos (Figuras 3, 6 y 7). La presencia de niveles arenosos intercalados entre los grandes depósitos de gravas indica sedimentación de desborde por el flujo de un caudal excesivo en el canal.

En ocasiones se desarrollaron embalses lacustres pequeños y efímeros como es el caso del paleolago de Chilixtlahuaca, caracterizado por sus depósitos portadores de numerosos fósiles de gasterópodos y pelecípodos dulceacuícolas, así como ostrácodos (Mendoza, 2002 y Mendoza-Rosales *et al.* 2002). Este cuerpo lacustre se desarrolló intercalado entre los sistemas fluviales trenzados localizados por debajo de la discordancia (Figura 6).

Se puede descartar el desarrollo de sistemas fluviales meándricos en la sucesión pre-Oxfordiano como se ha propuesto (Caballero-Miranda *et al.*, 1989; Caballero-Miranda, 1990; Morán-Zenteno *et al.*, 1993), ya que las asociaciones de facies que se reconocieron incluyen una proporción muy baja de depósitos finos (limos y arcillas). Este hecho, asociado a la presencia dominante de depósitos de arenas con estratificación cruzada formando barras longitudinales con direcciones de paleocorriente unimodales, permite proponer el desarrollo de un sistema fluvial trenzado. La presencia de estas barras longitudinales indica una pendiente inclinada como continuación natural de los depósitos de abanicos aluviales. En las temporadas de lluvias torrenciales, el sedimento era acarreado hacia el valle fluvial en forma voluminosa por corrientes con gran capacidad de transporte, las cuales formaban el sistema trenzado. Cada flujo estacional labraba un canal nuevo, de modo que los depósitos previos eran cortados y las estructuras de corte rellenadas por gravas (Figura 11 y 12).

A partir del análisis de facies podemos afirmar que la sucesión sedimentaria de la cuenca es producto de dos sistemas fluviales similares, pero desarrollados en dos momentos estratigráficos diferentes, lo que es evidente por la discordancia angular encontrada y algunas características

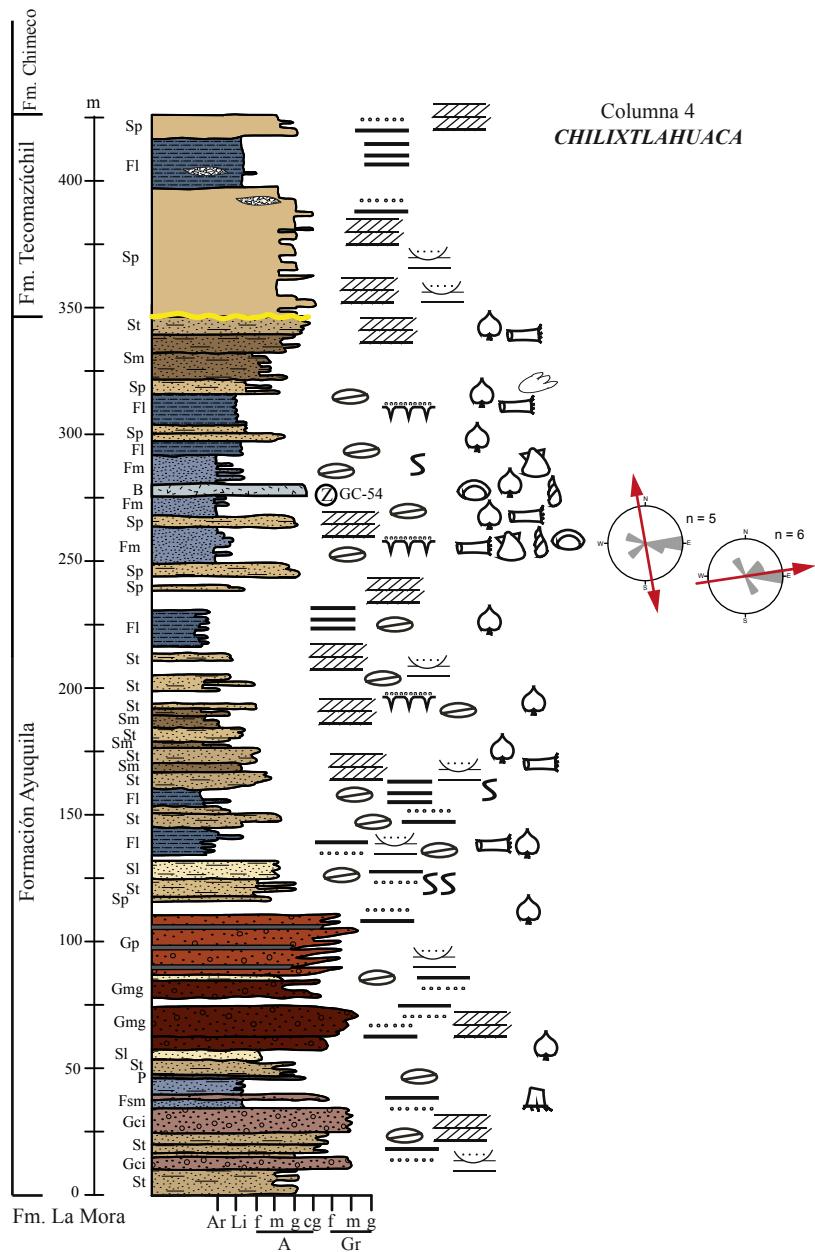


Figura 7. Columna estratigráfica 4 medida en Chilixtlahuaca, Oax.

particulares que permiten distinguirlos: El sistema fluvial por debajo de la discordancia está dominado por gravas con un carácter más heterogéneo, lo que se concluye de la petrografía y las descripciones de campo, predominando los depósitos de conglomerados monomicticos y oligomicticos, moderadamente a mal clasificados, alternados con grauvacas. La granulometría es un indicador de relieve y en consecuencia de actividad tectónica; en el área de Texcalapa, el espesor de las asociaciones sugiere que se trataba de abanicos apilados al pie de un escarpe de falla activa, la cual propiciaba el incremento del relieve y con ello la generación de abundante sedimento por la erosión del bloque alto; la presencia de facies de gravas finas (gránulos y guijarros) con

gradación grano creciente indica el desarrollo de pequeños flujos de detritos, asociados principalmente a fallas laterales (Nielsen y Sylvester, 1995) que evolucionaban finalmente a un sistema fluvial trenzado desarrollado al pie de escarpes de falla. Las sucesiones agradacionales (Figura 11) indican una cuenca subsidente con fuerte aporte de sedimentos procedentes de la denudación del basamento conformado por los complejos Acatlán (Ortega-Gutiérrez, 1978a) y Ayú (Helbig *et al.*, 2012), areniscas de la Formación La Mora (Silva-Romo *et al.* 2011) y algunos volcánicos procedentes probablemente de la unidad Diquiyú (Morán-Zenteno *et al.* 1993). Por otro lado, la presencia de abanicos aluviales sugiere condiciones de un clima seco, ya que el desarrollo

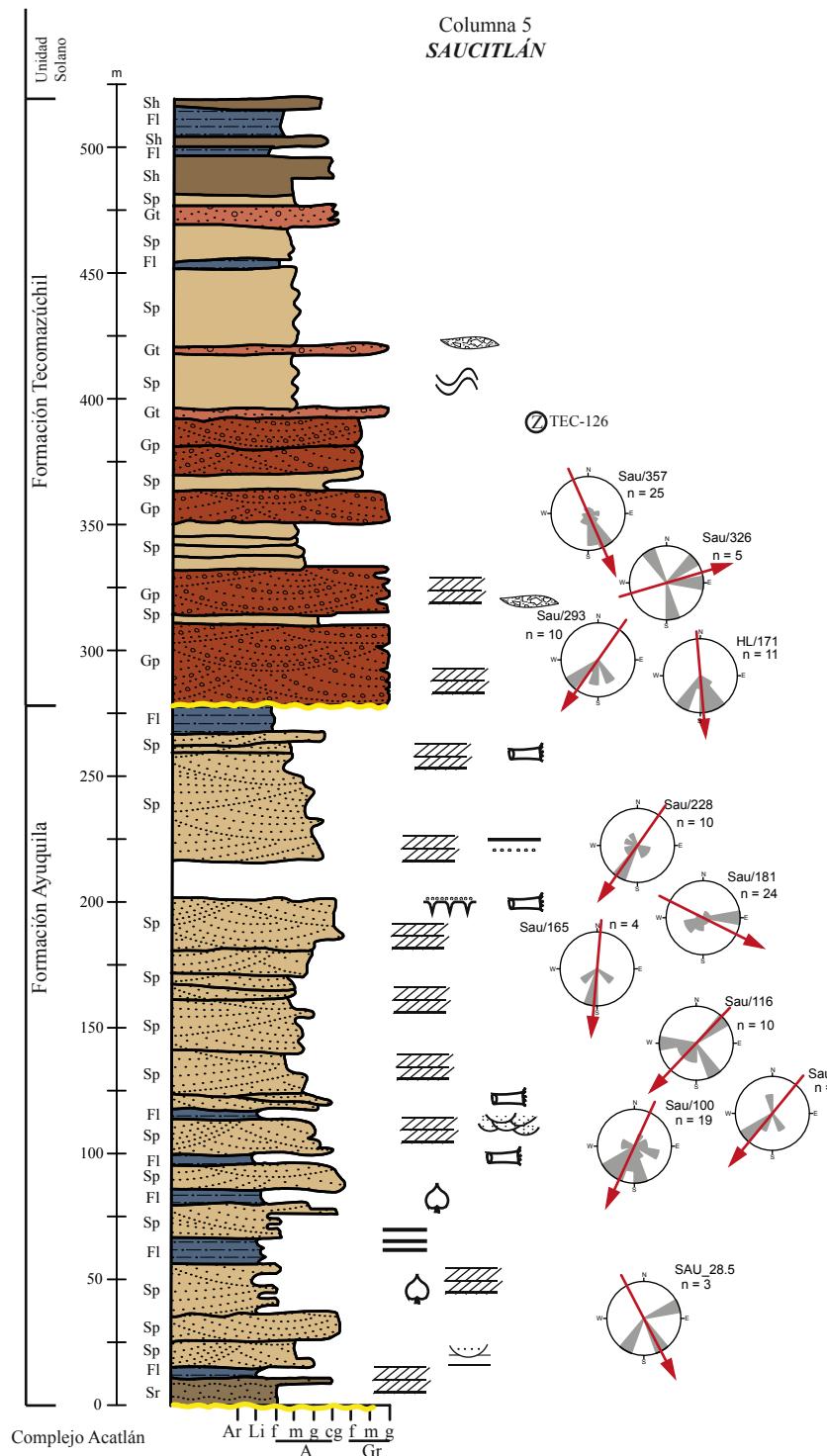


Figura 8. Columna estratigráfica 5 medida en Saucitlán, Oax.

de éstos es común en condiciones climáticas áridas (Miall, 2006), condición que también favorece la producción de sedimentos gruesos, los cuales iniciaban su ciclo en los abanicos aluviales que se desarrollaban al pie de escarpes de falla. Las rocas presentan un color rojizo debido a la presencia de hematita, la cual indica condiciones oxidantes

y éstas se presentan frecuentemente en ambientes continentales semiáridos (Tucker, 2011). La abundante presencia de lechos rojos, formados por bloques y fragmentos de rocas metamórficas sin meteorización, en ocasiones de gneises y la ausencia de mantos de carbón sugieren condiciones climáticas subtropicales, cálidas y relativamente secas, como

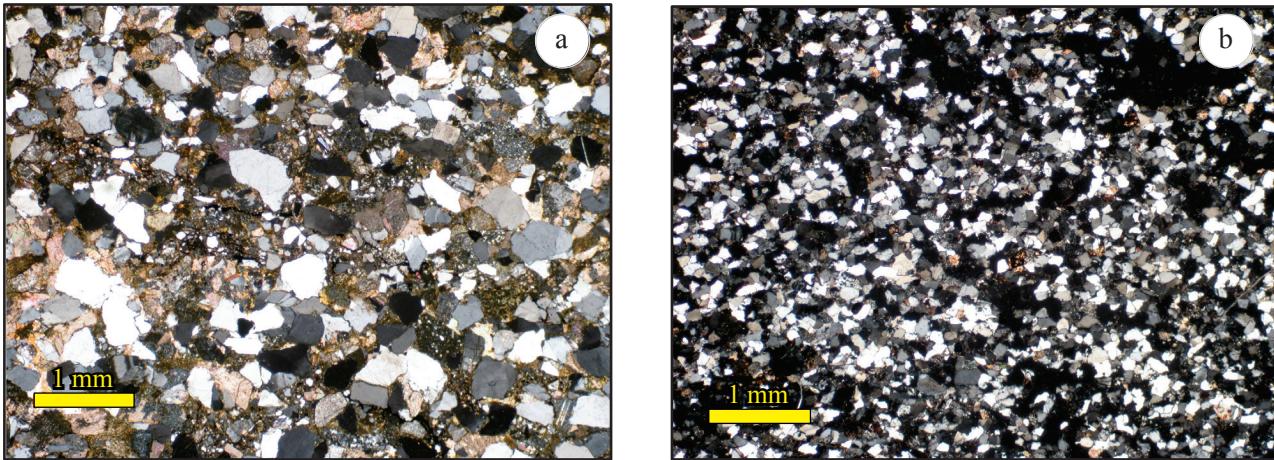


Figura 9. Fotomicrografías que ilustran las características de la sucesión clástica pre-Oxfordiano, en cuanto a las variaciones litológicas que presentan las areniscas de la sucesión separada por la discordancia mayor. a) abajo de la discordancia: grauvaca bimodal con arenas subangulosas principalmente de cuarzo policristalino y con líticos y feldespatos en una matriz de arcilla y limo; b) arriba de la discordancia: subarcosa con arenas subredondeadas principalmente de feldespato, cuarzo (monocristalino y policristalino) y con líticos subordinados, bien empaquetada.

las reconocidas por Wang *et al.* (2005) en la Formación Shimengou del Bathoniano en la cuenca Qaidam de China. Para algunos autores (Engelmann *et al.*, 2004; Parrish *et al.* 2004) la presencia de plantas (helechos, cíadas, etc.) son indicadores de condiciones locales de humedad, que puede asociarse a períodos estacionales. El desarrollo de ferricretas en diversos niveles de la columna estratigráfica (Figuras 3, 4, 5) combinado con la presencia de flora fósil, representan los cambios estacionales asociados a temporadas de precipitación, o a zonas del sistema fluvial con el nivel freático somero o expuesto.

En cambio, el sistema fluvial que se ha interpretado en la secuencia sedimentaria que se encuentra por arriba de la discordancia, está dominado por arenas con lentes de gravas finas con un carácter más homogéneo; los estratos son más gruesos y hay notablemente menos arcillas, lo que se observa en la composición de las areniscas del tipo sublítarenitas y subarcosas. También se trata de un sistema fluvial trenzado pero más evolucionado en condiciones climáticas más húmedas. Esta situación propició la meteorización química en los complejos metamórficos, los cuales fueron las fuentes de los clásticos, y el retrabajo de los sedimentos de la misma cuenca, la cual se encontraba en un proceso de colmatación. Chandler (1988) menciona que las areniscas ricas en cuarzo se pueden formar por meteorización de rocas de grano grueso (granitos) en climas húmedos, acumulándose como arenas mal clasificadas (texturalmente inmaduras).

ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO MEDIO DEL ÁREA TEXCALAPA-HUAJUAPAN

Dado que la sucesión clástica pre-Oxfordiano, comprendida entre la formación La Mora y la Caliza Chimeco, expuesta en el área Texcalapa-Huajuapan se presenta

separada por una discordancia angular conforme a dos paquetes con un carácter litológico claramente diferente en cuanto a la composición de las areniscas y al espesor de los estratos, en este trabajo se propone formalmente a la unidad litoestratigráfica Formación Ayuquila (Ortega-Gutiérrez, 1978b) para denominar a la sucesión inferior que consiste en conglomerado, grauvaca y lodolita expuesta en las cercanías de Ayuquila, Pue., de donde toma su nombre. El afloramiento de esta formación se extiende hacia el nor-noroeste aproximadamente hasta Santa Cruz y hacia el sur-sureste hasta Yosocuta, Oax., a lo largo de 45 km. La propuesta se justifica porque la sucesión aludida está comprendida entre dos discordancias mayores, y porque tiene un carácter litológico claramente distinto de la Formación Tecomazúchil, dentro de la cual se había considerado inicialmente con algunas reservas por la presencia de discordancias (Caballero-Miranda, 1990; Morán-Zenteno, *et al.*, 1993).

Se propone así mismo, reservar la denominación de Formación Tecomazúchil a la sucesión descrita como tal por Pérez-Ibargüengoitía *et al.* (1965), con la excepción de la unidad basal que ellos nombraron como “Conglomerado Cuarzoso”, la cual en lo sucesivo formará parte de la Formación Ayuquila. Así, la Formación Tecomazúchil consiste en una sucesión de estratos gruesos, frecuentemente masivos de sublítarenitas y subarcosas con estratificación cruzada.

Formación Ayuquila (JmAy)

Proponemos como estratotipo de la Formación Ayuquila a la sección estratigráfica que aflora al norte de Chilixtlahuaca y que expresamos gráficamente en la columna 4 (Figuras 2 y 7).

La base de la unidad consiste en conglomerado mo-

Tabla 2. Descripción de facies de la sucesión clásica jurásica del área de Texcalapa-Huajuapan, con base en Miall (2006).

Facies	Descripción	Estructuras primarias	Procesos de depósito
Gmm	Conglomerado monomítico mal clasificado de guijarros a cantes soportado por una matriz arenosa	Masiva	Flujo de detritos de alta densidad
Gmg	Conglomerado oligomítico mal clasificado de guijarros a bloques, soportado por matriz, con cantes de esquistito, cuarzo y arenisca, la mayor parte de los cantes son tabulares y alargados. Incluye horizontes delgados y lenticulares de arenisca de 3 cm de espesor y algunos lentes de cantes finos. Los estratos gruesos son de hasta 3 m de espesor, presentan geometría ondulada y lenticular.	Estratificación cruzada burda, estructuras de corte y relleno; estratificación gradada grano decreciente y grano creciente; cantes tabulares paralelos a la estratificación.	Flujo de detritos de baja densidad, desarrollados en laderas con gradiente alto.
Gei	Conglomerado monomítico soportado por cantes de guijarros y cantes en una matriz de arena gruesa, los cantes son tabulares y prolados de cuarzo, esquistito y metapiedral; en los estratos delgados predomina el cuarzo; los cantes son angulosos a subredondeados; los estratos gruesos son lenticulares y tienen espesores de 45 a 90 cm. Presenta intercalaciones de arenisca conglomerática.	Estratificación ondulada, grano creciente; los cantes están imbricados y/o paralelos a la estratificación.	Flujo de detritos de alta densidad, desarrollados en laderas con gradiente alto.
Gp	Conglomerado oligomítico de guijarros y cantes, soportado por matriz de arena gruesa, moderadamente clasificado; en estratos lenticulares de 25 a 150 cm en paquetes hasta de 5 m. Predominan los cantes de cuarzo y esquistito, con algunos de arenisca; Hay niveles con los cantes de subredondeados a redondeados, otros con cantes angulosos a subangulosos. Se presenta con lentes de arenisca conglomerática y conglomerado fino de 20 a 35 cm.	Estratificación cruzada planar simple, localmente acanalada; presenta gradación grano decreciente y algunas estructuras de corte y relleno. Nódulos de óxidos de hierro, superficies oxidadas.	Barras transversales de gravas, desarrolladas en cauces fluviales.
Gt	Conglomerado monomítico de guijarros y cantes en estratos lenticulares > 2 m, compuesto de cuarzo (5 mm a 4 cm) y cantes de esquistito (3 a 5 cm), en matriz de arena gruesa, medianamente clasificado. Los cantes son subangulosos a subredondeados.	Gradación grano decreciente y grano creciente; estratificación cruzada acanalada.	Relleno de canales menores.
Gh	Conglomerado monomítico de guijarros y cantes compuesto por cantes de cuarzo y de roca metamórfica soportado por matriz de arena gruesa, en estratos ondulados de 2 m de espesor, con intercalaciones lenticulares de arenisca gruesa conglomerática; en general, los cantes son subangulosos a subredondeados.	Estructuras de corte y relleno, <i>flute casts</i> , estructuras de carga, estratificación plana, cantes imbricados; nódulos de óxido de hierro.	Depósitos de <i>sieve o de lag</i> .
Ss	Sublitarenita conglomerática o grauvaca de grano medio a grueso y a veces fino, con lentes de conglomerado fino, en estratos lenticulares, ondulados discontinuos, de 30 a 50 cm, en paquetes de 1.5 m de espesor, con cantes de cuarzo angulosos a subangulosos y metapiedral.	Estructuras de corte, someras y amplias. Gradación grano decreciente.	Cavidades erosivas someras y amplias.
Sp	Sublitarenita, subarcosa o grauvaca media a fina en estratos discontinuos ondulados, no paralelos de 10 a 30 cm de espesor, intercalada con limolita y con lentes pequeños de gravilla fina, con cantes de cuarzo subredondeado y cantes subangulosos de esquistito y cantes de cuarzo polícrstalino subredondeado a subangulosos, metapiedral anguloso.	Estratificación cruzada planar simple y laminación, gradación grano decreciente; estructuras de carga, corte y relleno. Nódulos de arenisca y de óxido de hierro.	Relleno de surcos.
Sr	Sublitarenita, subarcosa o grauvaca de grano fino en estratos ondulados, no paralelos de 15 a 25 cm, compuesta por cuarzo, mica, litícos de metamórfico e intraclastos de lutita; intercalada con limolita laminada con horizontes planos de gravas finas de cuarzo.	Rizaduras finas, laminación cruzada planar de bajo ángulo. Rizaduras montantes de pocos centímetros, gradación grano decreciente y grano creciente, con estructuras de carga. Nódulos de óxido de hierro.	Regímenes de flujo moderado o menor.

continúa

Tabla 2 (continuación). Descripción de facies de la sucesión clástica jurásica del área de Texcalapa-Huajuapan, con base en Miali (2006).

Facies	Descripción	Estructuras primarias		Procesos de depósito
Sl	Subilitarenita, subarcosa de grano medio a fino, en estratos ondulados de 15-20 cm, intercalada con lentes de arenisca conglomerática fina y límicos; la arenisca tiene fragmentos de roca metamórfica.	Estratificación cruzada acanalada, gradación grano decreciente, nódulos de hierro.	Estratificación cruzada de bajo ángulo, marcas de base, gradación grano decreciente.	Regímenes de flujo rápido o crítico.
St	Subilitarenita, subarcosa de grano medio a grueso en estratos ondulados, de 70 a 110 cm, con lentes de gravas de cuarzo.	Estratificación horizontal y laminación paralela, <i>flute casts</i> .	Estratificación cruzada acanalada, gradación grano decreciente, nódulos de hierro.	Regímenes de flujo moderado.
Sh	Subilitarenita, subarcosa de grano fino a medio, en estratos tabulares y lenticulares con base y cima ondulada, con espesor entre 5 y 30 cm, con fragmentos de roca metamórfica, cementada por óxido de hierro e intercalada con limolita.	Laminación, estructuras de carga, nódulos de óxido de hierro, grietas de desecación. Rizaduras asimétricas, gradación grano decreciente. Laminación cruzada plana simple, estructuras de flama y grietas de desecación.	Laminación, estructuras de carga, nódulos de óxido de hierro, grietas de desecación. Rizaduras asimétricas, gradación grano decreciente. Laminación cruzada plana simple, estructuras de flama y grietas de desecación.	Depósitos de planicies de inundación.
Fl	Lodolita en estratos de 2 a 7 cm de espesor; superficies onduladas.	Masivo	Masivo	Depósitos de planicies de inundación.
Fm	Lodolitas en estratos de 5 a 35 cm de espesor.	Trazas de raicillas en posición de crecimiento. Grietas de desecación, abundantes nódulos de óxido de hierro.	Periodos de no depósito en planicies aluviales.	Periodos de no depósito en planicies aluviales.
P	Horizontes de paleosuelos amarillentos, de textura arenosa y arcillosa de hasta 30 cm de espesor, con horizontes de ferricretas y con fragmentos subangulosos de rocas metamórficas, gravas de cuarzo y arenisca.			

nomítico u oligomítico masivo y grueso con fragmentos de roca sedimentaria, cuarzo y esquisto con tamaños de guijarros, cantes y algunos bloques en una matriz de arena gruesa. Los clastos sedimentarios son de arenisca de grano fino a medio y algunos de conglomerado, todos ellos procedentes de la formación La Mora; esta sucesión basal presenta colores rojizos y ocres, como se puede ver en los alrededores de Ayuquila (Figura 13c). Los conglomerados de guijarros tienen mayor proporción de clastos de cuarzo metamórfico sobre los de roca metamórfica y contienen fragmentos de troncos silicificados (Figura 13b). En las cercanías de Texcalapa, la grauvaca presenta estratificación cruzada y es portadora de abundante flora fósil (Ortega-Gutiérrez, 1978b). La Formación Ayuquila se encuentra expuesta a lo largo de una franja de orientación general SSE-NNW, al poniente de Petlalcingo, Pue.; el área de afloramiento presenta una forma burda de triángulo rectángulo, cuya base de aproximadamente 8 km queda entre los poblados de Ayuquila y Chapultepec (Figura 2). En el resto de su área de afloramiento la franja tiene una anchura de alrededor de un kilómetro.

La columna estratigráfica parcial 1 (Figura 4) medida en Texcalapa a partir del contacto por falla normal entre la Formación Ayuquila y el Complejo Acatlán, comprende 605 m de una sucesión clástica de grano grueso, principalmente de conglomerado monomítico en estratos gruesos y masivos, de bloques y cantes de esquisto, soportado por matriz. El espesor total de la sucesión fue estimada en este sector septentrional en alrededor de 2000 m (Ortega-Gutiérrez, 1978b). En el arroyo Tecomazúchil (Figura 5), la Formación Ayuquila consiste en una sucesión de 150 m de estratos gruesos y masivos de conglomerado polimítico soportado por clastos, compuesto de bloques y cantes de esquisto, arenisca, cuarzo metamórfico, gneis y clastos volcánicos escasos. Esta sucesión fue previamente descrita como “Conglomerado Cuarzoso” por Pérez-Ibargüengoitia *et al.* (1965); se descarta el nombre “Conglomerado Cuarzoso” como unidad litoestratigráfica porque dicha denominación no incluye una componente geográfica como lo requiere el Código de Nomenclatura Estratigráfica. Al norte de Chilixtlahuaca, en su estratotipo (Figura 7), la formación presenta un conglomerado basal monomítico con clastos de arenisca, procedentes de la formación La Mora y en la parte media incluye una sucesión lacustre portadora de pelecípodos y gasterópodos de agua dulce (Mendoza-Rosales *et al.*, 2002). Hacia arriba, esta sucesión se convierte en la roca encajonante de un dique-estrato de composición granodiorítica, semejante al intrusivo de Chilixtlahuaca (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) mismo que denominamos Litodema Chilixtlahuaca; el espesor total en esta localidad es de 345 m. Hacia el área Tejaltitlán-Saucitlán (Figura 8), la Formación Ayuquila consiste en grauvacas de grano fino y medio con cambios de facies muy próximos. En esa área se presentan numerosas fallas singenéticas que propiciaron el desarrollo de discordancias locales (Figura 13a). El espesor es de 280 m.

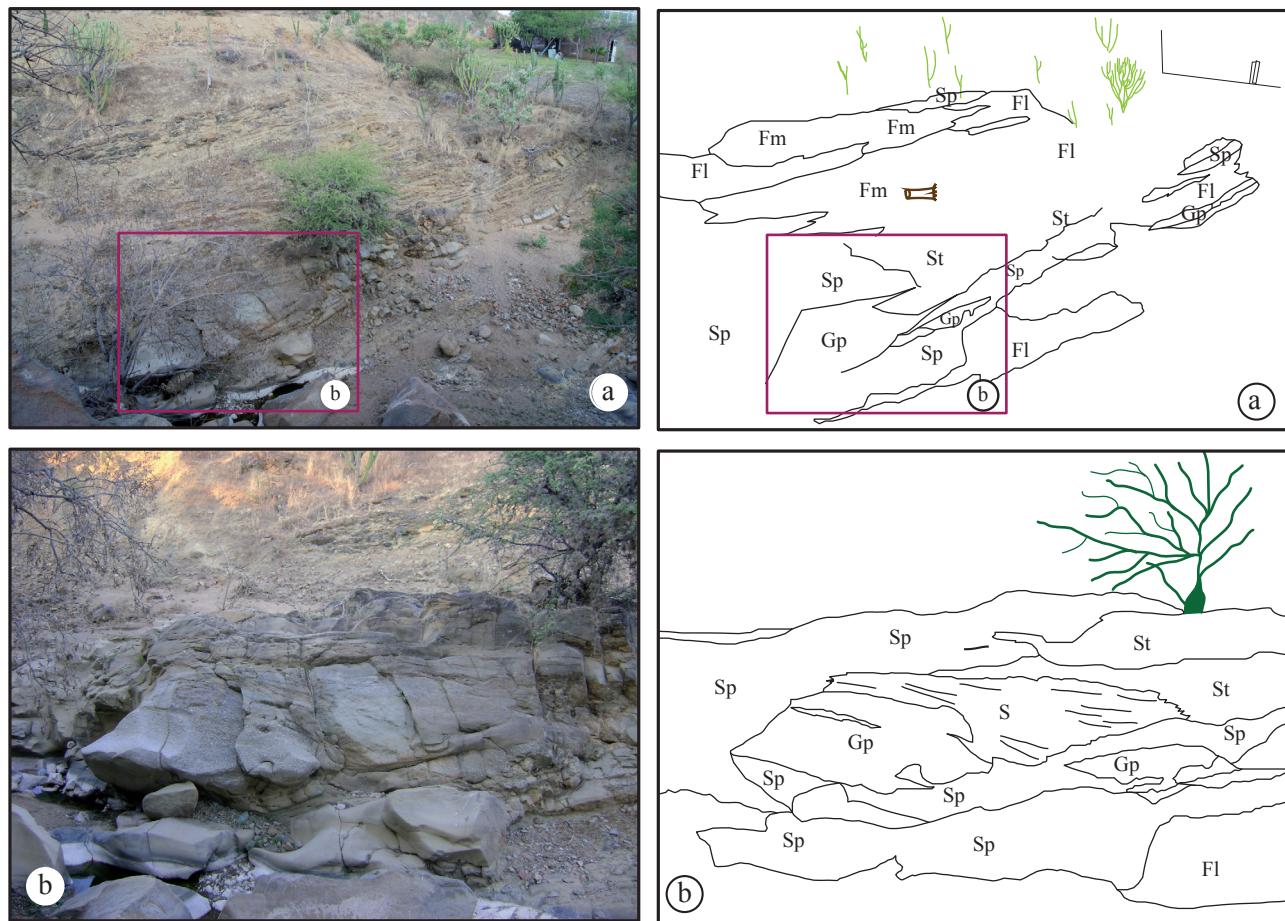


Figura 10. a) Esquema de las facies expuestas en las cercanías de Tejaltilán, Oax.; observe los cambios de facies que presenta la sucesión clásica pre-Oxfordiano en un mismo afloramiento, situación generalizada en toda el área estudiada, por lo que no es posible elaborar un mapa de litofacies a una escala 1:50000. b) Se presenta como ejemplo el caso de las facies Gp de carácter lenticular.

La Formación Ayuquila cubre discordantemente a la formación La Mora (Silva-Romo *et al.*, 2011) y al Complejo Acatlán, como se observa en las cercanías del poblado Chapultepec y al sudeste de Ayuquila. En Chilixtlahuaca, la Formación Ayuquila está cortada por un intrusivo granodiorítico fechado en este trabajo como Jurásico Medio (164.3 ± 3.6 Ma) (Tabla 3). Este intrusivo tiene forma elongada, emplazado en su contacto con la formación La Mora, rasgo que se interpreta como una antigua zona de falla que se extiende desde Chilixtlahuaca hasta el límite sur del área estudiada y que fue el lugar de emplazamiento de otros cuerpos intrusivos como se observa en las cercanías de El Sabino (Caballero-Miranda, 1990). Así, en esta área el contacto occidental de la Formación Ayuquila es estructural con el Complejo Acatlán, al igual como ocurre entre Ayuquila y Santa Cruz. Como se puede ver en la Figura 2, el intrusivo de Chilixtlahuaca presenta un enclave cartografiable de la formación la Mora en su extremo norte. Por otra parte, la Formación Ayuquila aparece cubierta discordantemente por la Formación Tecomazúchil a lo largo de su área de afloramiento. En el área Santa Cruz-Ayuquila, la Formación Ayuquila está cubierta discordantemente por

unidades cenozoicas y cortada por cuerpos subvolcánicos también cenozoicos.

En diversas localidades, la Formación Ayuquila presenta una flora fósil variada que incluye *Equisetales*, *Zamites* y *Bennettitales* entre otros órdenes, con los cuales Silva-Pineda (1978) la asigna al Jurásico Medio. En este trabajo se encontraron más localidades con flora fósil, algunas con impresiones de tallos hasta de 50 cm de longitud.

Formación Tecomazúchil (JmTe)

Proponemos mantener como Formación Tecomazúchil a la sucesión de conglomerado monomictico, arenisca y limolita descrita originalmente por Pérez-Ibargüengoitia *et al.* (1965) en el arroyo Tecomazúchil, al oriente de Santa Cruz (Figura 2), considerada como localidad tipo (Figura 5). Consiste hacia la base en conglomerado monomictico de rocas metamórficas (Figura 13f), intercalado con sublitarenita y subarcosa, que hacia la cima de la unidad cambian a limolita (Figura 13d). También se presentan en estratos gruesos con estratificación cruzada (Figura 13e);

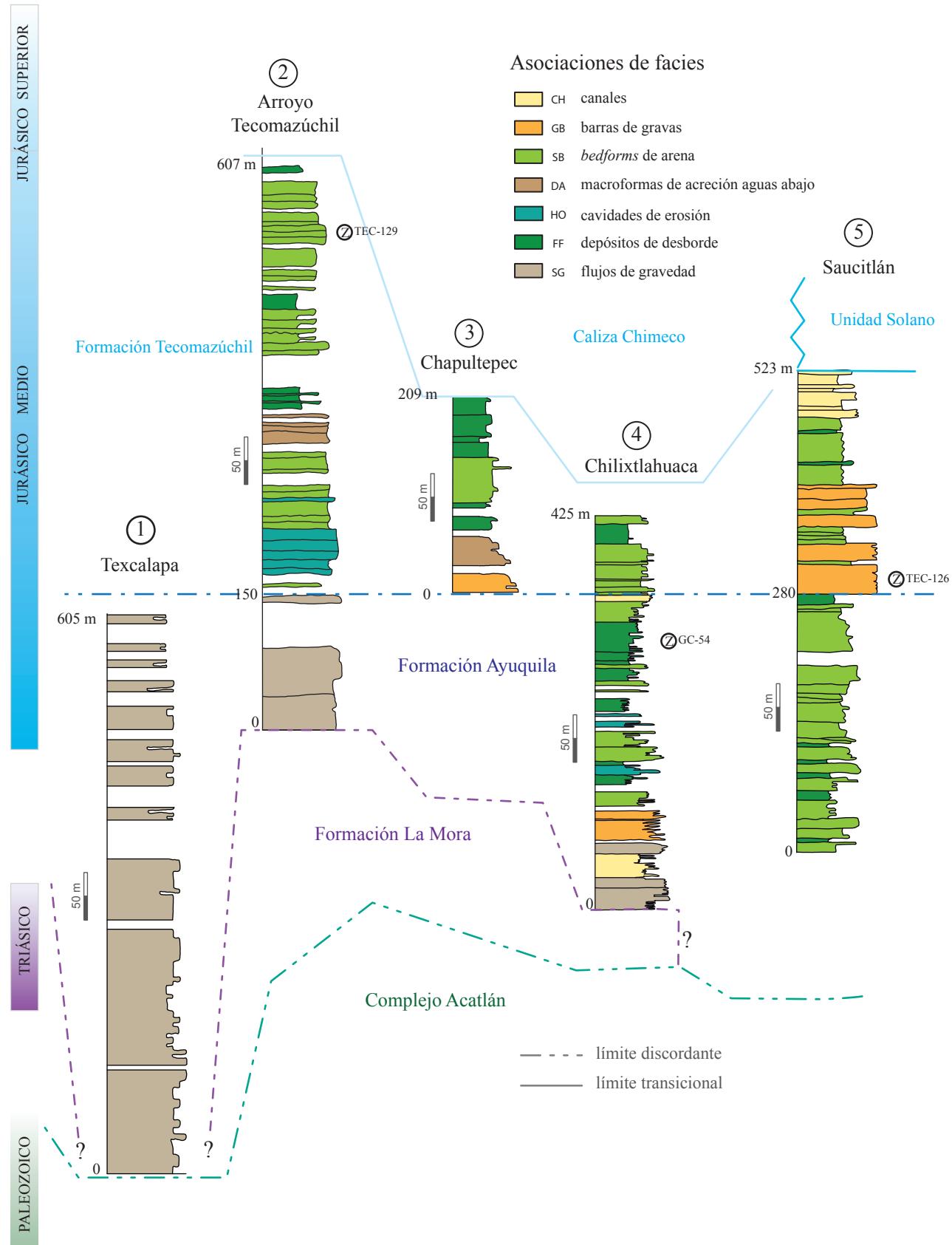


Figura 11. Correlación de las columnas estratigráficas medidas en las cuales se resaltan las asociaciones de facies reconocidas conforme a la agrupación de Miall (2006); el nivel de referencia es la discordancia mayor que presenta la sucesión pre-Oxfordiano. En la figura se incluye la nomenclatura litoes-tratigráfica de la cuenca para sintetizar los aspectos estratigráficos de las asociaciones de facies propuestas en este trabajo.

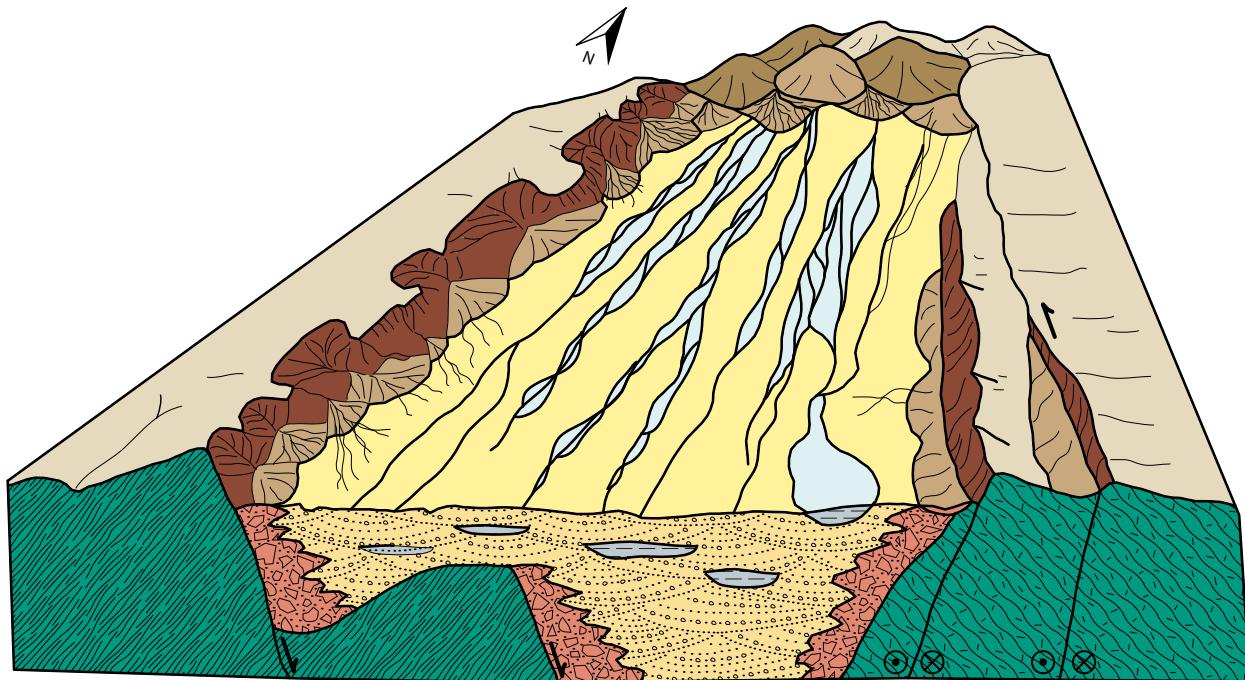


Figura 12. Modelo sedimentológico para la acumulación de la Formación Ayuquila que ocurrió en la cuenca tectónica Ayuquila a partir de la edificación de anfíbatos aluviales y de corrientes trenzadas con un drenaje general hacia el sur.

la sucesión es granulométricamente más gruesa en el norte de la cuenca y se va afinando hacia el sur. Es común observar nódulos de óxidos de hierro. Durante la medición de la columna estratigráfica en su localidad tipo, en el arroyo Tecomazúchil (Figura 5), reconocimos estratos con contramoldes de huellas de dinosaurio en un nivel estratigráfico 4 m arriba del derrame máfico reportado previamente por Pérez-Ibargüengoitia *et al.* (1965) y confirmado por Ortega-Gutiérrez (1978b).

La Formación Tecomazúchil se encuentra expuesta entre los poblados de Acatlán, Pue. y Yosocuta, Oax., en una franja en dirección NW-SE. La Formación Tecomazúchil tiene un espesor total de 457 m en su localidad tipo, al noreste de Santa Cruz (Figura 5). La unidad se adelgaza hacia el sudeste, de tal forma que al noreste de Chapultepec su espesor completo es de 209 m (Figura 6). En Chilixtlahuaca el espesor total es de 80 m (Figura 7) y al norte de Saucitlán es de 243 m (Figura 8).

La Formación Tecomazúchil descansa en contacto discordante sobre la Formación Ayuquila, y es sobreyacida en contacto gradual y transicional por la Caliza Chimeco de edad Oxfordiano en la porción noreste del área estudiada (Alencaster y Buitrón-Sánchez, 1965). En tanto que hacia el sur, la Formación Tecomazúchil se encuentra en contacto tectónico con la unidad Solano (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). Se infiere que la Caliza Chimeco presenta un cambio de facies hacia el sur con la unidad Solano, sin embargo la zona de transición inferida no está expuesta, pues la zona transicional fue erosionada antes de la acumulación cretácica. De tal forma, al noreste de El Sabino (Figura 2), la

Formación Tecomazúchil está cubierta discordantemente por rocas cretácicas.

Edad de las unidades litoestratigráficas

Con el objetivo de calibrar y precisar la edad y posición estratigráfica de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil, se realizaron fechamientos en circones con el método de ablación láser y espectrometría de masas (*Laser Ablation-Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, LA-MC-ICPMS) en el Arizona Laserchron Center y en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México de acuerdo a las metodologías propuestas por Gehrels *et al.* (2006) y Solari y Tanner (2011).

En el Arizona Laserchron Center se fecharon dos muestras sedimentarias para obtener circones detriticos: AYU-127 (Formación Ayuquila) y TEC 129 (Formación Tecomazúchil, Figura 2, Tabla 3 y Tabla A1 en el anexo electrónico). Por otro lado, se obtuvieron dos fechamientos de circones magmáticos procedentes de sendos cuerpos intrusivos: el tronco de Chilixtlahuaca (Muestra HL-123, Figura 2, Tablas 3 y A1 en el anexo electrónico), cerca del poblado homónimo. Este cuerpo está emplazado en el contacto entre los esquistos del Complejo Acatlán y las formaciones La Mora y Ayuquila; el intrusivo contiene xenolitos de arenisca procedentes de la formación La Mora con gravas de cuarzo, y de conglomerado con clastos de arenisca. El otro fechamiento se obtuvo de un dique-



Figura 13. Características distintivas de las unidades litoestratigráficas. Formación Ayuquila: a) Intercalación de estratos de grauvaca y limolita, separados por una discordancia, en el área de Tejaltitlán, en las limolitas se encuentra flora fósil; b) Estratos arenosos con troncos en posición de crecimiento al oriente de Ayuquila; c) Estratos masivos de conglomerado monomictico con clastos de arenisca procedentes de la formación La Mora. Formación Tecomazúchil: d) Afloramiento en la cima de la Formación Tecomazúchil, alternancia de estratos acuñados de limolitas y subarcosas, en el camino a San José; e) Estratos gruesos de subarcosas con estratificación cruzada acumulados como barras longitudinales en el camino a Ibarra Ramos; f) Estratos arenosos gruesos con horizontes de conglomerados de clastos de cuarzo con estratificación cruzada (facies en la parte basal de la unidad) en las cercanías de Saucitlán.

Tabla 3. Edades geocronológicas U-Pb de circones en la cuenca Ayuquila; la ubicación geográfica de las muestras se presenta en la Figura 2; la posición estratigráfica se puede consultar en la Figura 11. ¹ Circones magnáticos; ² circones detriticos que indican la edad máxima de depósito.

Formación o Unidad	Muestra	Coordenadas UTM 14Q (ITRF92)	Localidad	Tipo de roca	Edad (Ma)
Manto	GC-54	617458 m E, 1980710 m N	Chilixtlahuaca	Granodiorita ¹	156.9 ± 3.5
Intrusivo de Chilixtlahuaca	HL-123	616003 m E, 1981246 m N	Chilixtlahuaca	Granodiorita ¹	164.3 ± 3.6
Tecomazúchil	TEC-126	623868 m E, 1967521 m N	Saucitlán	Arenisca ²	174 ± 2.0
Tecomazúchil	TEC-129	608801 m E, 1998575 m N	Camino Petlalcingo-Santa Cruz	Arenisca ²	182 ± 2.4
Ayuquila	AYU-127	612611 m E, 1985985 m N	Camino Ayuquila-Ibarra Ramos	Arenisca ²	181 ± 2.4

estrato alojado en la Formación Ayuquila (Muestra GC-54, Figuras 2 y 7, Tablas 3 y A1 en el anexo electrónico). Una tercera muestra sedimentaria fue fechada en el Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) con sede en Juriquila, Qro., y corresponde a la Formación Tecomazúchil (TEC 126, Figuras 2 y 5, Tabla 3 y Tabla A2 en el anexo electrónico).

Los resultados de los fechamientos con circones detriticos y magnáticos son consistentes con las relaciones estratigráficas que se observan en la Formación Ayuquila: La edad máxima de depósito de la Formación Ayuquila es menor a ~181 Ma, la cual es la edad más joven obtenida en sus circones detriticos (ver Tabla 3); en tanto que su edad mínima está constreñida por las edades de la intrusión del dique-estrato que aloja y del tronco de Chilixtlahuaca, emplazado en la traza de la falla El Sabino que yuxtapone a la propia Formación Ayuquila con la formación La Mora (Silva-Romo *et al.*, 2011). Esos cuerpos intrusivos resultaron con edades en circones magnáticos de 156.9 ± 3.5 y 164.3 ± 3.6 Ma, respectivamente (ver Tabla 3 y Tabla A1 en el suplemento electrónico), en tanto que la edad de la Formación Tecomazúchil resulta del Jurásico Medio, por la edad de 174 Ma del circón más joven que contiene y dada su relación estratigráfica discordante sobre la Formación Ayuquila y concordante y transicional con la sucesión marina de la Caliza Chimeco con fósiles del Oxfordiano. Así, la acumulación de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil ocurrió en un lapso máximo de 22 m.a.; más adelante presentamos elementos que permiten acortar este lapso a 11 m.a., una vez que consideremos la cronología de la cuenca Ayuquila y del Complejo Ayú.

Procedencia de los circones detriticos

Las edades de los circones detriticos en las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil comprenden desde el Paleoproterozoico hasta el Jurásico Medio, un rango entre 1464 Ma y 174 Ma, (Tablas A1 y A2 en el anexo electrónico), las cuales son compatibles con una procedencia de los terrenos metamórficos del Sur de México, sobre todo del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012), aledaño a

la cuenca Ayuquila (Figura 1). Las edades de los circones detriticos en las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil muestran cuatro agrupaciones cuyos rangos coinciden con las edades reportadas en circones detriticos para el Sur de México: se reconocen las poblaciones correspondientes a la provincia Grenvilliana, una pequeña población Panafricana (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Gillis *et al.*, 2005); la Pérmico-Triásica (Torres *et al.*, 1999) y la más joven del Jurásico Temprano (Figura 14). Así, las formaciones en estudio contienen circones detriticos con edades con un rango entre 1464 Ma y 252 Ma, semejantes a las reportadas por Helbig *et al.* (2012) en el Litodema Chazumba no migmatizado. La Formación Ayuquila contiene circones detriticos con edades del Triásico-Jurásico Medio entre 240.5 Ma y 181 Ma, semejantes a las reportadas en el Litodema Chazumba migmatítico (Helbig *et al.*, 2012); en tanto que la Formación Tecomazúchil con una población de circones detriticos semejante, incluye un circón con una edad de 174 Ma, equivalente a los propios de las rocas ígneas emplazadas en el Complejo Ayú. De tal forma, los circones detriticos en las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil pueden provenir del Complejo Ayú; sin embargo, es factible una procedencia directa: las poblaciones de circones del Pérmico-Carbonífero pueden provenir de los intrusivos Totoltepec y Cozahuico (Elías-Herrera *et al.*, 2005). Los circones pérmico-triásicos pueden proceder del retrabajo de la Formación La Mora, que subyace a la Formación Ayuquila, en la cual se reportan circones detriticos de 252, 235 y 227 Ma (Silva-Romo *et al.*, 2011). Los circones con edades entre 195 Ma y 181 Ma en la Formación Ayuquila pueden atestiguar la cercanía del arco magmático Nazas que fue propuesto desde el Norte de México hasta el Macizo de Chiapas (Godínez-Urban *et al.*, 2011). Adicionalmente, en la Formación Tecomazúchil (Muestra TEC-129), se obtuvieron dos circones detriticos del Neoproterozoico con edades de 1616 Ma y 1645 Ma como los reportados en rocas cámbricas de la provincia Sardinia del Norte de África (Avigad *et al.*, 2012).

El intrusivo Chilixtlahuaca incluye tres circones heredados con edades entre 572 Ma y 255 Ma, edades equiparables con las propias del Litodema Chazumba no migmatizado (Helbig *et al.*, 2012). Por otra parte,

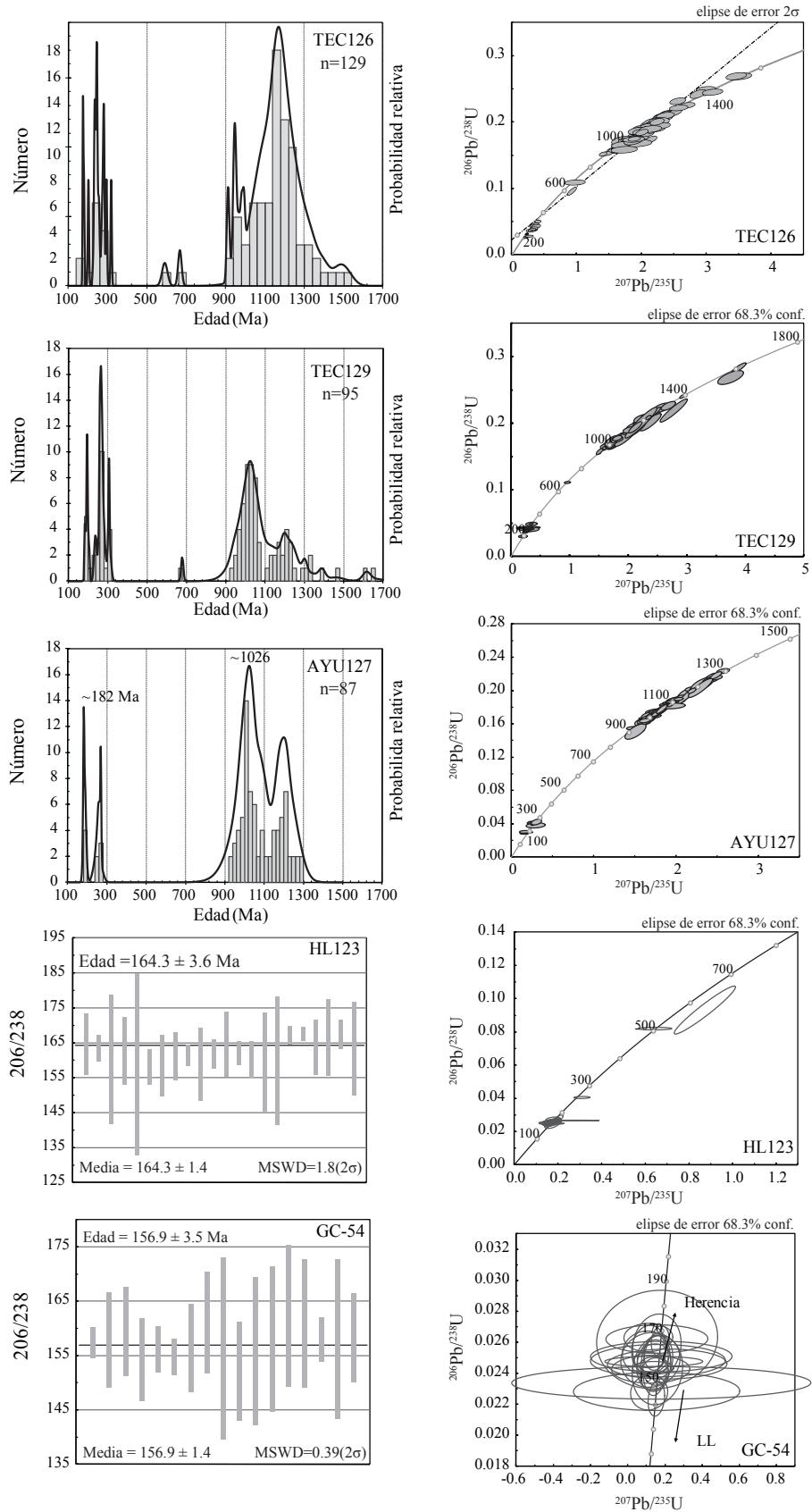


Figura 14. Columna izquierda: Diagramas U-Pb de edad probable de los circones detriticos de la Formación Ayuquila (Muestra AYU-127) y de la Formación Tecomazúchil (Muestras TEC-127 y TEC-129) y diagramas de edades probables de los circones magmáticos en los intrusivos emplazados en la Formación Ayuquila (Muestras GC-54 y HL-123). Columna derecha: Diagramas de concordia de las edades U-Pb correspondientes.

los circones magmáticos más antiguos en los intrusivos emplazados en la Formación Ayuquila tienen edades de 173 Ma y 168 Ma, que corresponden con los mismos rangos que los circones del Jurásico Medio de las rocas ígneas del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012).

Cronología de la cuenca Ayuquila y del Complejo Ayú

Ya que las edades de los circones detriticos obtenidas en este estudio tienen edades correlativas con el Complejo Ayú, propuesto como un ente geológico diferente al Complejo Acatlán (Helbig *et al.*, 2012), y dada la cercanía del Complejo Ayú a nuestra área de estudio, independientemente de los mecanismos de su formación y de emplazamiento, los cuales quedan fuera de los objetivos de este trabajo, en este apartado se revisan las implicaciones que tienen nuestros resultados en el modelo propuesto por Helbig *et al.* (2012), sobre todo en lo relativo a la edad y al papel que tuvo la falla Petlalcingo-Huajuapan (Martiny, 2008) en la formación y evolución de la cuenca, y las restricciones que este modelo le impone a la cronología de la cuenca Ayuquila. En la Figura 15 se sintetiza la cronología que inferimos.

Hasta este momento hemos documentado la

cronología y las condiciones tectonosedimentarias en que se acumularon las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil en un lapso máximo de 22 m.a.. La Formación Ayuquila se acumuló como abanicos aluviales y corrientes trenzadas con una tasa de sedimentación alta en el marco de la dislocación de las fallas Texcalapa, El Sabino y Petlalcingo-Huajuapan, en un tiempo comprendido entre 181 Ma, edad de los circones más jóvenes que contiene, y ~164 Ma, edad del intrusivo Chilixtlahuaca emplazado en la traza de la falla El Sabino. La Formación Tecomazúchil fue depositada por corrientes trenzadas en un lapso que se puede extender desde los 174 Ma, edad del circón detritico más joven que contiene, hasta el Jurásico Tardío, tiempo cuando fue cubierta concordantemente por la Caliza Chimeco. Si asumimos que el pico del proceso de migmatización en el Complejo Ayú ocurrió hace 171 Ma (Helbig *et al.*, 2012) en el marco de la exhumación del complejo y que éste produjo la dislocación reconocida en la cuenca Ayuquila, entonces la acumulación de las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil pudo ocurrir en un lapso menor. La exhumación del Complejo Ayú fue un proceso que no pudo ser más tardío que el final del Jurásico Medio, dado que en el Jurásico Tardío ocurrió una transgresión marina en la región, de la cual no se ha identificado ninguna influencia en algún terreno en exhumación (Morán-Zenteno *et al.*, 1993). La

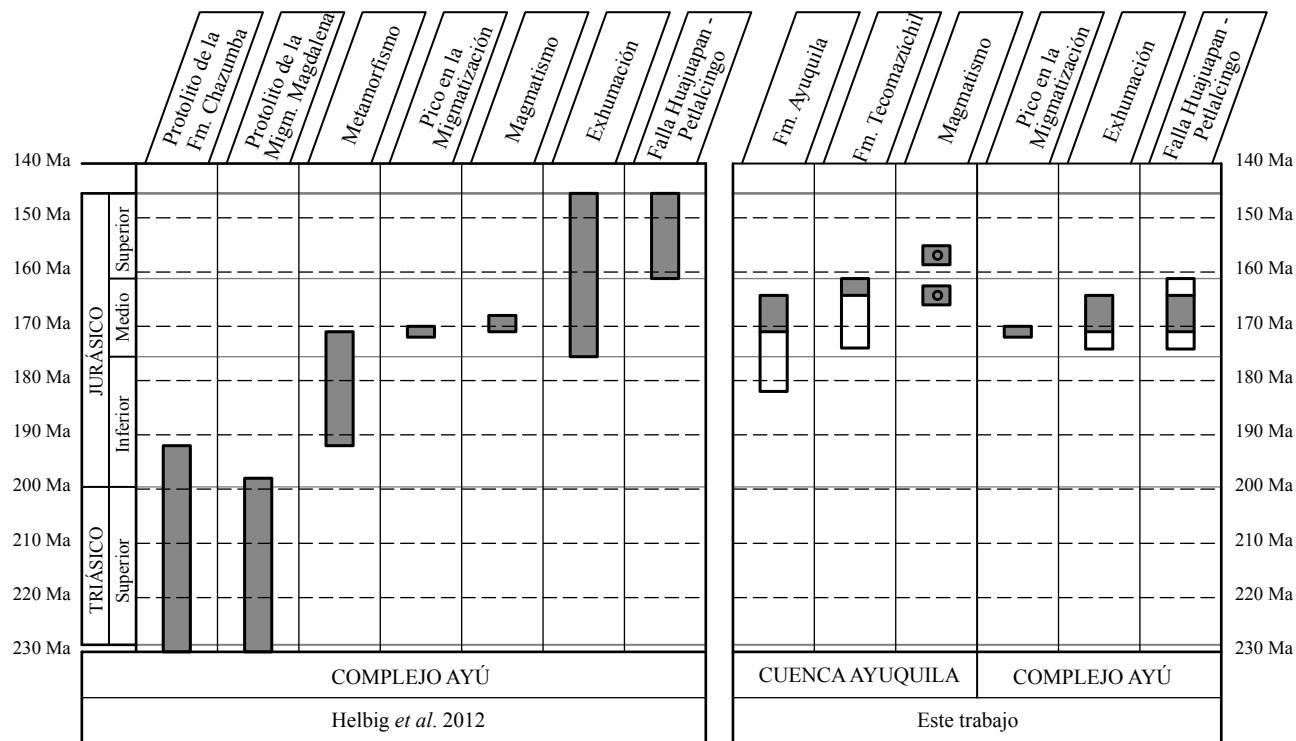


Figura 15. Esquema comparativo entre la cronología presentada por Helbig *et al.* (2012) para el proceso de exhumación del Complejo Ayú y la que se infiere en este trabajo con base en la evolución de la cuenca Ayuquila, dado que la Formación Tecomazúchil contiene circones detriticos procedentes de los intrusivos emplazados en el complejo. Se presentan las restricciones temporales: A) en la vida de la cuenca Ayuquila por el proceso de migmatización del Complejo Ayú como detonador de la formación de la cuenca. B) La duración del proceso de exhumación del Complejo Ayú y de la fase jurásica de la falla Petlalcingo-Huajuapan, constreñida por la edad de la Caliza Chimeco que sobreyace transicional y concordantemente a la Formación Tecomazúchil. Nótese las edades de los circones magmáticos en la cuenca Ayuquila que establecen la edad mínima de la Formación Ayuquila.

dislocación, conforme a la fallas Texcalapa, El Sabino y Petlalcingo-Huajuapan, formó a la cuenca Ayuquila, espacio de acomodamiento en el cual se acumularon las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil, de lo cual Inferimos que la dislocación en la falla Petlalcingo-Huajuapan fue penecontemporánea a la exhumación del Complejo Ayú y que estos fenómenos asociados ocurrieron durante el Jurásico Medio y no se extendieron al Jurásico Tardío, como lo proponen Helbig *et al.* (2012). Esta inferencia es reforzada por la edad de 174 Ma del circón detritico más joven en la Formación Tecomazúchil, el cual procede posiblemente de los cuerpos intrusivos emplazados en las Migmatitas Magdalena de acuerdo con las edades reportadas para estos intrusivos (Yáñez *et al.*, 1991; Helbig *et al.*, 2012). Dado que la edad de la Formación Tecomazúchil es menor que la propia de los intrusivos emplazados en la Formación Ayuquila y mayor que la Caliza Chimeco, entonces durante el Calloviano ya estarían expuestos a la erosión los intrusivos emplazados en el Complejo Ayú. Hasta ahora no se conoce otra fuente posible para el circón de edad 174 Ma, diferente a la erosión del Complejo Ayú hasta la exposición de los intrusivos que acompañaron al proceso de migmatización.

EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA

Con base en la distribución general de las asociaciones de facies, las variaciones en el espesor que presentan las formaciones Ayuquila y Tecomazúchil y la disposición estructural que guardan estas últimas (ver Figura 2), se reconoce que la acumulación de la sucesión pre-Oxfordiano ocurrió en una cuenca sedimentaria extensional delimitada por fallas; al poniente por las fallas Texcalapa y El Sabino, ambas de carácter normal separadas por una zona de relevo en el área entre Chapultepec y Ayuquila, y al oriente por la falla lateral izquierda con componente normal Petlalcingo-Huajuapan (Martiny, 2008). Se trata de una cuenca asimétrica, pequeña, con orientación NW-SE y con una longitud de ~60 km y una anchura hasta de 13 km (Figura 2). Durante el Bajociano-Bathoniano, en el marco de la formación y exhumación del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012), se abrió la cuenca Ayuquila por el desplazamiento del sistema de fallas penecontemporáneas Petlalcingo-Huajuapan, Texcalapa y El Sabino, conforme a una extensión tectónica en sentido SSE-NNW en el marco de la ruptura del supercontinente Pangea.

En la cuenca Ayuquila se desarrollaron dos depocentros que inferimos a partir del análisis de las columnas estratigráficas medidas: uno en el área Texcalapa-Ayuquila y otro en el extremo sur del surco sedimentario (Figuras 16a y 16b). La Formación Ayuquila se acumuló a partir de la edificación de abanicos aluviales al pie de las fallas sinsedimentarias y del desarrollo de corrientes trenzadas con un drenaje principal hacia el sur. La acumulación estuvo matizada por el desarrollo de facies lacustres como se

reconoce en las cercanías de Chilixtlahuaca, probablemente como respuesta a la desarticulación temporal del drenaje para dar paso a la generación de cuencas endorreicas en el marco de la dislocación que acompañó a la exhumación del Complejo Ayú. Hacia el Calloviano (Figuras 16c y 16d), la Cuenca Ayuquila es el escenario de la acumulación fluvial de la Formación Tecomazúchil, en el marco de una cuenca que se profundizaba a un menor ritmo como respuesta a la dislocación normal de las fallas pre-existentes y a la reactivación de la falla Petlalcingo-Huajuapan. En este tiempo, el área septentrional de la cuenca también fue un depocentro, que paulatinamente fue azolvado por corrientes torrenciales hasta dar paso a una sucesión transicional de ambiente marino somero de la Caliza Chimeco. La sedimentación en la cuenca Ayuquila ocurrió en forma penecontemporánea a la acumulación de la sucesión de la cuenca Otlaltepec, en la cual se reconocen dos unidades continentales con características estratigráficas semejantes separadas por una discordancia mayor: la unidad Piedra Hueca de carácter arcosico (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) y correlacionable con la Formación Ayuquila, y la unidad Otlaltepec, compuesta por componentes más cuarzosos (Morán-Zenteno *et al.*, 1993) y equivalente a la Formación Tecomazúchil.

En el área de estudio se reconoce un cambio en las condiciones climáticas durante la evolución de la cuenca de Ayuquila: la Formación Ayuquila se acumuló en condiciones climáticas relativamente secas. Estas condiciones junto con un relieve topográfico pronunciado, inhibieron la meteorización química en la región y favorecieron la generación y la preservación de los fragmentos de roca metamórfica. En cambio, la Formación Tecomazúchil sugiere condiciones ambientales más húmedas que favorecieron la meteorización química y con ello la concentración de los minerales y fragmentos de roca más estables. Esta variación climática se puede asociar al relieve topográfico regional más acentuado durante el Bajociano-Bathoniano y al desplazamiento de la región meridional de México desde una posición más austral hacia un emplazamiento más ecuatorial durante el Calloviano (Golonka, 2007).

CONCLUSIONES

Estratigráficas

En este trabajo se cartografió una discordancia angular de carácter regional que justifica la subdivisión de la sucesión clástica continental pre-Oxfordiano en dos formaciones, comprendidas entre la Caliza Chimeco y la formación La Mora en el área Texcalapa-Huajuapan.

Se propone formalmente a la Formación Ayuquila para denominar a la sucesión del Bajociano-Bathoniano por debajo de la discordancia, y que consiste en conglomerados monomicticos de clastos metamórficos o de arenisca, grauvacas líticas y feldespáticas. Se propone como localidad tipo a la sucesión expuesta al norte de Chilixtlahuaca, Puebla.

Se propone conservar la denominación de Formación Tecomazúchil para la unidad del Calloviano que se encuentra arriba de la discordancia, expuesta en el arroyo Tecomazúchil. Así, el conglomerado basal (“Conglomerado Cuarzoso” de Pérez-Ibargüengoitia *et al.*, 1965) se asigna

a la Formación Ayuquila. La Formación Tecomazúchil está compuesta por sublitenitas y subarcosas con lentes de conglomerados de cuarzo; la sucesión decrece de abajo hacia arriba, tanto en el espesor de los estratos como en la granulometría de su componentes.

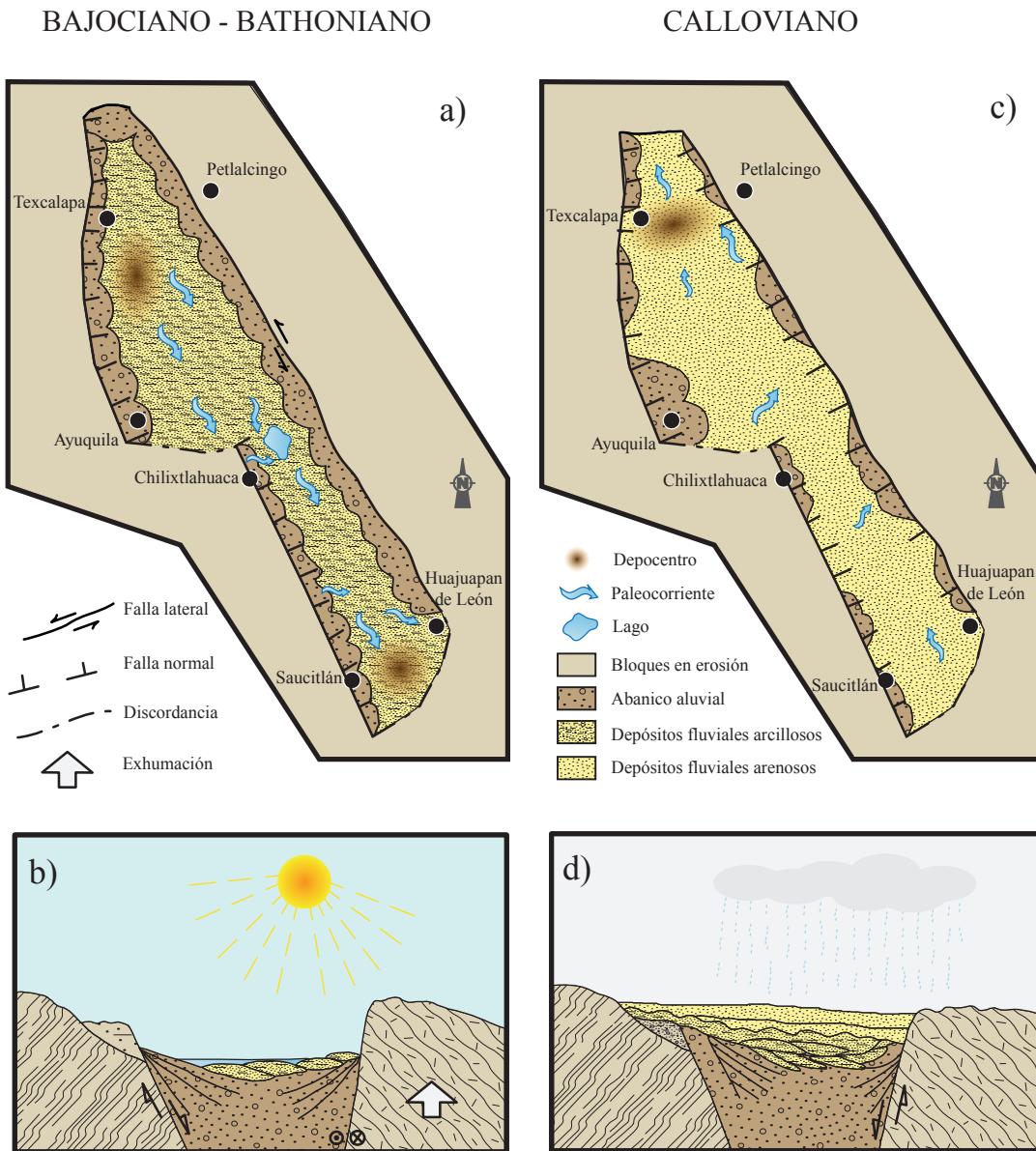


Figura 16. Esquema paleogeográfico de la cuenca Ayuquila durante el pre-Oxfordiano. a) Durante el Bajociano-Bathoniano se formó la cuenca Ayuquila por el desplazamiento del sistema de fallas penecontemporáneas Petlalcingo-Huajuapan, así como Texcalapa y El Sabino, la primera lateral izquierda con componente normal, y las dos últimas, de tipo normal. En esta cuenca se depositó la Formación Ayuquila como abanicos aluviales y corrientes trenzadas con un drenaje principal hacia el sur. La sedimentación incluyó facies lacustres como la que se reconoce en las cercanías de Chilixtlahuaca, probablemente como respuesta a la desarticulación temporal del drenaje, para dar paso a la formación de cuencas endorreicas. Esto sucedió durante la exhumación del Complejo Ayú, proceso que ocurrió al noreste de la cuenca y que originó la falla Petlalcingo-Huajuapan. Para este tiempo, relativamente seco, se definen dos depocentros: uno en el área Texcalapa-Ayuquila y otro en el extremo sur de la cuenca sedimentaria, en los cuales ocurrió una tasa de sedimentación alta, como se bosqueja en la sección esquemática b). c) Hacia el Calloviano, la cuenca fue el escenario de la acumulación fluvial de la Formación Tecomazúchil, sucesión rica en componentes de cuarzo, en una cuenca que se profundizaba a un ritmo menor como respuesta a la dislocación normal de las fallas pre-existentes y a la reactivación de la falla Petlalcingo-Huajuapan como falla normal. Durante ese tiempo, que fue relativamente más húmedo y que se bosqueja en la sección esquemática d), el área septentrional de la cuenca fue el depocentro, probablemente como una cuenca endorreica que paulatinamente fue azolvada por corrientes torrenciales, hasta dar paso a un sistema fluvial.

Sedimentológicas y paleoambientales

En el área se reconocen 15 litofacies fluviales y siete asociaciones de facies (Miall, 2006). La asociación de facies “SG flujo de sedimentos por gravedad” es privativa de la Formación Ayuquila en el área de Texcalapa. En tanto que la asociación “DA macroformas de acreción aguas abajo”, solo se identificó en la Formación Tecomazúchil.

Se documena que la sucesión pre-Oxfordiano se acumuló mediante sistemas fluviales trenzados atestiguados por la presencia dominante de depósitos de arenas con estratificación cruzada formando barras longitudinales, con direcciones de paleocorrientes unimodales, principalmente hacia el sur. El sistema fluvial por debajo de la discordancia, discurre bajo un clima semi-árido y estuvo dominado por gravas con un carácter más heterogéneo, predominando el conglomerado monomítico y oligomítico alternado con grauvaca. En el área de Texcalapa, se interpretan abanicos apilados al pie de un escarpe de falla activa, los que alimentaban al sistema fluvial trenzado.

Por arriba de la discordancia, el sistema fluvial está dominado por sublitarenitas y subarcosas con lentes de gravas finas, con un carácter más homogéneo. Los estratos son más gruesos y con menos arcillas. También se trata de un sistema fluvial trenzado pero más evolucionado, desarrollado en condiciones de mayor humedad y con retrabajo de los sedimentos de la misma cuenca, la cual se encontraba en un proceso de colmatación. Hacia la cima disminuyen la granulometría y el espesor de los estratos. De tal forma, se reconoce un cambio en las condiciones climáticas durante la evolución de la cuenca de Ayuquila, desde condiciones relativamente secas durante la acumulación de la Formación Ayuquila hasta condiciones más húmedas para el tiempo de la Formación Tecomazúchil. Esta variación climática se puede asociar al relieve topográfico regional más acentuado en el Bajociano-Bathoniano y al desplazamiento de la región meridional de México desde una posición más austral hacia un emplazamiento más ecuatorial durante el Calloviano (Golonka, 2007).

Cronológicas

De acuerdo con las edades de los circones detriticos que contiene, la secuencia clástica pre-Oxfordiano inició su acumulación hace menos de 181 Ma con una duración máxima de 21 m.a.; sin embargo, al constreñir la formación de la cuenca Ayuquila al proceso de exhumación del Complejo Ayú, la vida de esta cuenca es menor a 11 m.a.

Paleontológicas

La flora fósil reportada previamente en la región está contenida en la Formación Ayuquila y tiene una edad Bajociano-Bathoniano.

Tectono-sedimentarias

La sucesión pre-Oxfordiano se acumuló en la cuenca Ayuquila: esta es una cuenca extensional, asimétrica y pequeña formada por el desplazamiento de las fallas Texcalapa y El Sabino, ambas de carácter normal y la falla lateral izquierda con componente normal Petlalcingo-Huajuapan; estas fallas estuvieron activas en el marco de la exhumación del Complejo Ayú (Helbig *et al.*, 2012). En la cuenca Ayuquila de orientación general NW-SE, con una longitud de ~60 km y una anchura de hasta 13 km, se desarrollaron dos depocentros en el Bajociano-Bathoniano, donde la Formación Ayuquila se acumuló a partir de la edificación de abanicos aluviales al pie de las fallas y el desarrollo de corrientes trenzadas con un drenaje principal hacia el sur; la acumulación estuvo matizada con el desarrollo de facies lacustres. Hacia el Calloviano, la cuenca Ayuquila fue el escenario de la acumulación fluvial discordante de la Formación Tecomazúchil, sucesión rica en componentes de cuarzo, en el marco de una cuenca que se profundizaba a un menor ritmo como respuesta a la dislocación normal de las fallas pre-existentes y la reactivación de la falla Petlalcingo-Huajuapan como falla normal.

La formación y evolución de la cuenca Ayuquila durante el Jurásico Medio ocurrió durante el proceso extensional asociado a la ruptura de Pangea, que desgarró la corteza continental del Sur de México y provocó la exhumación del Complejo Ayú.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue realizada gracias al Programa UNAM-DGAPA-PAPIIT IN115208. Agradecemos al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez en forma amplia sus atinadas sugerencias y su generoso exhorto a explorar las implicaciones regionales que tiene la sucesión que estudiamos. Agradecemos la acuciosa revisión del Dr. Rafael Barboza Gudiño, que contribuyó a la mejor expresión de los resultados de esta investigación. 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 doctores George Gehrels y Victor 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 también al Dr. Carlos Ortega, su apoyo en el estudio de una de las muestras portadora de circones detriticos en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México. Agradecemos a Adán Castro su apoyo en la elaboración de algunas figuras. Se agradece a los pobladores de la región las facilidades otorgadas durante el trabajo de campo.

APÉNDICE A. DATOS SUPLEMENTARIOS

Las tablas A1 y A2 pueden consultarse en la página web de la Revista <<http://rmcg.unam.mx/>>, dentro de la tabla de contenido de este número.

REFERENCIAS

- Alencaster, G., Buitrón-Sánchez, B.E., 1965, Fauna del Jurásico Superior de la región de Petlalcingo, Estado de Puebla: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 21, 53 pp.
- Avigad, D., Gerdes, A., Morag, N., Bechstäd, T., 2012, Coupled U-Pb-Hf of detrital zircons of Cambrian sandstones from Morocco and Sardinia: Implications for provenance and Precambrian crustal evolution of North Africa: *Gondwana Research*, 21, 690-703.
- Barragán-Manzo, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomino, I., Tolson, G., 2010, Código Estratigráfico Norteamericano, Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. Traducción al español: Distrito Federal, México, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín 117, 48 pp.
- Caballero-Miranda, C., 1990, Geología y anisotropía magnética del Jurásico continental del área de Huajuapan de León-Petlalcingo, estados de Oaxaca y Puebla: Distrito Federal, México, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 142 pp.
- Caballero-Miranda, C., Silva-Romo, G., Campos-Madrigal, E., 1989, Los afloramientos jurásicos del trayecto Chila-Huajuapan de León: *Revista Litosfera*, 2(1), 69-70.
- Caballero-Miranda, C., Morán-Zenteno, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., Silva-Romo, G., Böhnle, H., Jurado-Chichay, Z., Cabral-Cano, E., 1990, Paleogeography of the northern portion of the Mixteca Terrain, southern Mexico, during the Middle Jurassic: *Journal of South American Earth Sciences*, 3(4), 195-211.
- Campa-Uranga, M.F., García Díaz, J.L., Bustamante García, J., Torreblanca-Castro, T.J., Aguilera-Martínez, M.A., Vergara-Martínez, A., 1998, Carta geológico-minera Chilpancingo E-14-8, Guerrero, Oaxaca y Puebla: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, escala 1:250,000, 1 mapa.
- Chandler, F.W., 1988, Quartz arenites: Review and interpretation, *en* Jackson, M.J. (ed.), *Aspects of Proterozoic: Sedimentary Geology*, 58, 105-126.
- Cowan, E.J., 1991, The large-scale architecture of the fluvial Westwater canyon member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico, *en* Miall, A.D., Tyler, N. (eds.), The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments, and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3, 80-93. doi: 10.2110/csp.91.03.
- 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, 52, 83-109.
- Engelmann, G.F., Chure, D.J., Fiorillo, A.R., 2004, The implications of a dry climate for the paleoecology of the fauna of the Upper Jurassic Morrison Formation: *Sedimentary Geology*, 167, 297-308.
- Erben, H.K., 1956, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: XX Congreso Geológico Internacional, México 139 pp.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital Zircon Geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona Laserchron Center, *en* Olszewsky, T. (ed.), *Geochronology: Emerging Opportunities*, 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.
- Godínez-Urban, A., Lawton, T.F., Molina-Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011, Jurassic volcanic and sedimentary rocks of the La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico: *Geosphere*, 7, 121-144. DOI: 10.1130/GES00599.1.10.
- Golonka, J., 2007, Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 297-307.
- 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*, DOI: 10.1016/j.gr.2012.03.004.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1984a, *Carta Geológica 1:250,000 Cuernavaca E14-5*.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1984b, *Carta Geológica 1:250,000 Oaxaca E14-9*.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1994, *Carta Geológica 1:250,000 Orizaba E14-6*.
- Martiny, B., 2008, Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el Occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de doctorado, 160 pp.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., López-Martínez, M., 2012, The Salado River fault: Reactivation of an early Jurassic fault in a transfer zone during Laramide deformation in southern Mexico: *International Geology Review*, 54(2), 144-154, doi: 10.1080/00206814.2010.510014.
- Mendoza, T., 2002, Gasterópodos del Jurásico-Cretácico de Santiago Chilixtlahuaca en la región de Huajuapan de León, Oaxaca: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 78 pp.
- Mendoza-Rosales, C., Silva-Romo, G., Buitrón Sánchez, B., Mendoza, T., 2002, El paleolago Jurásico de Chilixtlahuaca, noroeste de Huajuapan de León, Oax., *en* III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Jal., México: Geos, 22, 341.
- Miall, A.D., 2006, *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*: Heidelberg, Germany, Springer, 582 pp.
- Morán-Zenteno, D.J., Caballero-Miranda, C.I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca terrane, southern Mexico: *Geofísica Internacional*, 32(3), 453-473.
- Nielsen, H., Sylvester, A.G., 1995, Strike-slip Basins, *en* Busby, C., Ingersoll, R.V. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*: Blackwell Science, 579 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978a, Estratigrafía del complejo Acatlán en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2(1), 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1978b, Notas sobre la geología del área entre Santa Cruz y Ayuquila, estados de Puebla y Oaxaca: *Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 44(3), 17-26.
- Parrish, J.T., Peterson, F., Turner, C.E., 2004, Jurassic "savannah"-plant taphonomy and climate of the Morrison Formation (Jurassic, western U.S.A.): *Sedimentary Geology*, 167, 139-164.
- Pérez-Ibargüengoitia, J.M., Hokuto-Castillo, A., De Cserna, Z., 1965, Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte centro meridional del estado de Puebla. Reconocimiento geológico del área de Petlalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, estado de Puebla: *Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 21, 1-22.
- Rivera-Carranza, E., De la Teja-Segura, M.A., Miranda-Huerta, A., Lemus-Bustos, O., Motolinía-García, O., León-Ayala, V., Moctezuma-Salgado, M.D., 1998, *Carta Geológico-Minera Cuernavaca*

- E14-5, Morelos, Puebla, Guerrero, Estado de México y Oaxaca: Secretaría de Comercio y Fomento Industrial.
- Silva-Pineda, A., 1978, Plantas del Jurásico Medio del sur de Puebla y noroeste de Oaxaca: Paleontología Mexicana, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 44, 27-57.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C.C., Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., 2011, Formación La Mora, Unidad estratigráfica nueva del Triásico en el Terreno Mixteca (Noroeste de Huajuapan de León, Oax., México). Sedimentología y su significado: Simposium en Honor del Dr. Zoltan De Cerna, Distrito Federal, México, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 114-115.
- Solari, L. A., Tanner, M., 2011, U-Pb age, a fast data reduction script for LA-ICP-MS U-Pb geochronology: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 28(1), 83-91.
- Stow, D.A.V., 2006, Sedimentary Rocks in the field. A color guide. Academic Press, 320 p.
- 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.
- 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., and Lawton, T.F., (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper, 340, 191-196.
- Tucker, M.E., 2011, Sedimentary Rocks in the field: a practical guide. The Geological Field Guide Series, 4th edition, John Wiley & Sons, 276 p.
- Yáñez, P., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlán Complex, southern Mexico: implications for Paleozoic North American tectonics: Geological Society of America Bulletin, 103, 817-828.
- Wang, Y.D., Mosbrugger, V., Zhang, H., 2005, Early to Middle Jurassic vegetation and climatic events in the Qaidam Basin, Northwest China: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 224, 200-216.
- Widdowson, M., 2003, Ferricrete, *en* Goudie, A. S. (ed.), Encyclopedia of Geomorphology, London, England, Routledge, 365-367.

Manuscrito recibido: Diciembre 12, 2011

Manuscrito corregido recibido: Julio 11, 2012

Manuscrito aceptado: Julio 24, 2012