



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ANÁLISIS DEL PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA
DURANTE EL TRIÁSICO, A PARTIR DEL ESTUDIO DE
PALEOCORRIENTES Y AMBIENTES DE DEPÓSITO PUBLICADOS EN
LA LITERATURA**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

KENNYA GUADALUPE SALAZAR RODRÍGUEZ

TUTOR:

Dr. Michelangelo Martini (Instituto de Geología, UNAM)

JURADO DE GRADO:

Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales (Facultad de Ingeniería, UNAM)

Dr. Carlos Manuel González León (Estación Regional del Noreste, UNAM)

Dra. Berlaine Ortega Flores (Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. José Rafael Barboza Gudiño (Instituto de Geología, UASLP)

Ciudad Universitaria, CDMX., noviembre de 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'KENYA', with a stylized flourish extending to the right.

Kenya Guadalupe Salazar Rodríguez
Septiembre de 2022

AGRADECIMIENTOS

La tesis se realizó como parte del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) IN105421 de la Universidad Nacional Autónoma de México y al proyecto CONACYT *Frontier Science grant* 7351, bajo el cargo del Dr. Michelangelo Martini. Agradezco a CONACYT por la beca otorgada.

Al Dr. Michelangelo Martini, muchas gracias por todo tu apoyo, compromiso, tiempo y sobre todo por tu paciencia durante la elaboración de esta tesis y en los tiempos caóticos de pandemia. Agradezco y valoro mucho todas las enseñanzas y conocimientos que me compartiste durante los dos años de maestría, fueron increíbles.

A la Dra. Berlaine Ortega, muchas gracias por su tiempo y por sus comentarios y sugerencias durante los exámenes semestrales y durante las revisiones de la tesis, las cuales contribuyeron a mejorar notablemente este trabajo.

A la Dra. Claudia Mendoza, muchas gracias por todo el apoyo que me ha externado desde que la conocí. Agradezco mucho sus muy atinados comentarios y sugerencias durante los últimos dos años, sin ellos este trabajo no hubiera sido posible.

Al Dr. Carlos Manuel González León, agradezco mucho sus acertados comentarios y sugerencias.

Al Dr. José Rafael Barboza Gudiño, muchas gracias por sus valiosas observaciones y sugerencias.

A mis padres, valoro mucho todo lo que han hecho y siguen haciendo por mi hasta ahora. A ustedes y a mis hermanos, no tengo como agradecerles tanto apoyo y amor incondicional.

A Daniel y Gala, gracias por estar con y para mí, siempre. Y a ti Mina, donde quiera que estes... gracias por cambiarme la vida.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	3
RESUMEN	7
ABSTRACT	9
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO	3
2.1 CONSOLIDACIÓN DE LA PANGEA.....	3
2.1.1 Primera etapa: Cierre del Océano Iapetus y formación de Laurusia.....	3
2.1.2 Segunda etapa: Cierre del Océano Reico y formación de la Pangea.....	4
2.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS PRINCIPALES CINTURONES OROGÉNICOS DE LA PANGEA	6
2.2.1 Orógeno Caledónico	6
2.2.2. Orogeno Variscano	7
2.2.3 Orógeno Allegheniano.....	9
2.2.4 Orógeno Ouachita-Marathon-Sonora.....	10
2.2.5 Orógeno Caltepeense	11
2.2.6. Orógeno Gondwánide	12
2.3 DISGREGACIÓN DE LA PANGEA	13
2.3.1 El registro estratigráfico	13
2.3.2 Causas de la fragmentación de la Pangea y el papel de las herencias tectónicas.....	14
CAPÍTULO 3. PROBLEMÁTICA Y OBJETIVOS	17
3.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	17
3.2 HIPÓTESIS	17
3.3 OBJETIVO.....	18
3.4 JUSTIFICACIÓN.....	18
3.5 ÁREAS DE ESTUDIO.....	19
CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA	21
4.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	21
4.2 ELABORACIÓN DE LA BASE DE DATOS	21
4.2.1 Análisis de litofacies	21
4.2.2 Elementos arquitectónicos.....	25
4.2.3 Estilo fluvial	29
4.3 CRITERIOS DE SELECCIÓN DE LOS DATOS DE PALEOCORRIENTES	29
4.3.1 Escala del sistema fluvial	30

4.3.2 Tipo de elemento arquitectónico	31
CAPÍTULO 5. SISTEMAS FLUVIALES MAYORES DEL TRIÁSICO EN LA PANGEA	34
5.1 SISTEMAS FLUVIALES DEL SECTOR NORTEAMERICANO	34
5.1.1 Cuenca Dockum.....	35
5.1.2 Cuenca Chinle.....	37
5.1.3 Formación El Alamar	40
5.1.4 Cuenca de Fundy	43
5.1.5 Cuenca de Orfeo.....	45
5.1.6 Cuenca Valle de Connecticut	47
5.2 SISTEMAS FLUVIALES DEL SECTOR EUROPEO	49
5.2.1 Cuenca de Iberia	50
5.2.2 Cuenca Catalana	52
5.2.3. Cuenca Bética	54
5.2.4 Cuenca del Mar del este de Irlanda	56
5.2.5 Cuenca Cheshire	58
5.2.6 Cuenca Wessex.....	60
5.2.7 Cuenca Alemana.....	62
5.2.8 Cuenca del Mar del Norte.....	65
5.3 SISTEMAS FLUVIALES DEL SECTOR AFRICANO	67
5.3.1 Cuenca Agadir-Essaouira	68
5.3.2 Cuenca Berkine.....	70
5.3.3 Cuenca Illizi.....	72
5.3.4 Cuenca Zambezi central	74
5.3.5 Cuenca Otjiwarongo	76
5.3.6 Cuenca Kalahari Karoo.....	78
5.3.7 Cuenca Cabora Bassa.....	80
5.4 SISTEMAS FLUVIALES DE LA CUENCAS DEL SECTOR SUDAMERICANO.....	82
5.4.1 Cuenca Chaco-Paraná.....	83
5.4.2 Cuenca Ischigualasto	85
5.4.3 Cuenca Cuyana	87
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN	89
6.1 PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA DURANTE EL TRIÁSICO TEMPRANO-MEDIO ..	89
6.2 PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA DURANTE EL TRIÁSICO TARDÍO	93

6.3 POSIBLES FACTORES QUE CONTROLARON LA EVOLUCIÓN DEL ESTILO FLUVIAL TRIÁSICO ..	102
6.4 POSIBLES FACTORES QUE CONTROLARON EL PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA DURANTE EL TRIÁSICO	104
CAPITULO 7. CONCLUSIONES	106
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	107
ANEXO	122

RESUMEN

Pangea, el último supercontinente del que se tiene registro, terminó de consolidarse a finales del Paleozoico e, inmediatamente después, comenzó a fragmentarse. El proceso de disgregación de la Pangea se llevó a cabo a través de un complejo régimen extensional que permitió el desarrollo de fallas normales y laterales y, consecuentemente, la formación de numerosas cuencas de *rift*. El registro sedimentario de las cuencas de *rift* consiste predominantemente en sucesiones fluviales del Triásico Temprano-Tardío que, en la actualidad, afloran en distintas regiones del mundo.

Considerando que la topografía es uno de los principales factores que controlan a los sistemas fluviales de una región, el reconocimiento del patrón de drenaje fluvial durante el Triásico puede ayudar a reconocer la topografía de la Pangea y, consecuentemente, contribuir con la discusión sobre los procesos que conllevaron a su fragmentación. Es por ello que, en este trabajo se llevó a cabo una extensa recopilación de datos sedimentológicos de sistemas fluviales del Triásico, formados en distintas regiones de la Pangea. Los resultados obtenidos sugieren que el drenaje fluvial de la Pangea durante el Triásico estuvo controlado por el desarrollo del proceso de *rifting*, el cual puede dividirse en dos etapas:

- 1) Una etapa temprana durante el Triásico Temprano-Medio, en la cual se desarrollaron ríos predominantemente trenzados en los sectores noreste y sur de la Pangea. Estos ríos drenaron cinturones montañosos formados durante la consolidación del supercontinente, tales como los orógenos Variscano, Caledónico y Gondwánide.
- 2) Una etapa madura durante el Triásico Tardío, en la cual se formaron ríos axiales predominantemente meándricos y anastomosados en los sectores noreste, noroeste y sur de la Pangea. Estos ríos están distribuidos a lo largo de las suturas tectónicas formadas durante la consolidación de la Pangea, como los orógenos Allegheniano, Variscano, Gondwánide y Ouachita-Marathon-Sonora.

Modelos del rompimiento de la Pangea han propuesto que uno de los principales mecanismos que contribuyó con el inicio de la fragmentación del supercontinente fue una pluma del manto, la cual generó un combamiento litosférico a escala regional y el

emplazamiento de la Provincia Magmática del Atlántico Central. Bajo este contexto, el patrón de drenaje fluvial de la Pangea debería seguir una geometría radial y centrifuga. No obstante, el patrón de drenaje fluvial identificado en este trabajo no refleja dicha geometría, más bien, indica que los sistemas fluviales triásicos se distribuyeron a lo largo de las suturas tectónicas preexistentes, formadas durante la consolidación del supercontinente Pangea. Así que, en este trabajo se cuestiona la idea de que el inicio de la fragmentación de la Pangea estuvo relacionada con la actividad de una o varias plumas del manto, y pone en evidencia que las principales cuencas de *rift* del Triásico se formaron paralelamente a las viejas suturas tectónicas. Esto muestra que las zonas de suturas tectónicas preexistentes tienen un papel fundamental en la etapa inicial de la fragmentación de los supercontinentes.

ABSTRACT

Pangea, the last supercontinent registered, finished its consolidation at the end of the Paleozoic and, immediately after, it started to break-up. The process of fragmentation of Pangea was carried out through a complex extensional regime which allowed the development of normal and lateral strike-slip faults and, consequently, the generation of numerous *rift* basins. The sedimentary record of the *rift* basins consists mainly in fluvial successions of Early-Late Triassic age which, nowadays, crop out in different regions around the world.

Considering that topography is one of the principal factors which controls the fluvial systems of a region, the recognizing of the fluvial drainage network during the Triassic could help to identify Pangea's topography and, therefore, contribute to the discussion about the processes that triggered its fragmentation. Hence, in this study was carried out an extensive compilation of sedimentological data from Triassic fluvial systems deposited in different areas of Pangea. The results suggest that the fluvial drainage network during the Triassic was controlled by the rifting process, which can be divided in two stages of rifting:

- 1) An early stage of rifting during the Early and Middle Triassic, which predominantly braided rivers were developed at the northeast and south of Pangea. These rivers drained mountain belts areas formed during the consolidation of Pangea such as the Variscan, Caledonian and Gondwanide orogens.
- 2) A late stage of rifting during the Late Triassic, which axial meandric and anastomosed rivers were developed northeast, northwest and south of Pangea. These rivers were distributed through tectonic sutures zones developed during Pangea's assembly like the Alleghenian, Variscan, Gonwanide and Ouachita-Marathon-Sonora orogens.

The geoscience's community have proposed that one of the mechanisms that contributed to the initial fragmentation of Pangea was a mantle plume which, in turn, generated a lithospheric uplift at a regional scale and, the emplacement of the Central Atlantic Magmatic Province. Under this context, the fluvial drainage network of Pangea would follow a radial and centrifugal pattern. Nevertheless, the fluvial drainage network of Pangea

obtained in this study don't reflect such radial pattern, instead, it indicates that the fluvial systems are distributed along the preexisting tectonic suture zones, which were formed during the consolidation of the Pangea supercontinent. So, in this study the idea that the initial breakup of Pangea was related to the activity of one or several mantled plumes is questioned and, provide evidence that the principal Triassic *rift* basins were developed parallel to the old tectonic suture zones. This shows that the preexisting tectonic sutures zones play an important role in the initial stage of the supercontinents break up.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Pangea es el supercontinente más reciente del que se tiene registro, por lo que ha sido objeto de estudio por la comunidad geocientífica en las últimas décadas. No obstante, aún no se esclarecen por completo los mecanismos que influyeron en su consolidación y su posterior fragmentación (Peace et al., 2020). Hasta el momento, se reconoce que la Pangea se consolidó a partir de la interacción de las masas continentales formadas como consecuencia de la fragmentación del supercontinente Rodinia y el cierre de los océanos Iapetus y Reico (Stampfli y Borel, 2002; Nance et al., 2010; Cocks y Torsvik, 2011; Wu et al., 2021). De forma que, la Pangea quedó consolidada a finales del Paleozoico, exhibiendo en sus regiones internas importantes cinturones orogénicos. Posteriormente, este supercontinente comenzó a fragmentarse mediante una fase inicial de *rifting* y una subsecuente fase de *drifting*, que conllevaron a la generación del piso oceánico que constituye al actual océano Atlántico (e.g. Klitgord et al., 1988; Withjack et al., 1998). La fragmentación del supercontinente Pangea se desarrolló a través de cuencas de *rift*, que contienen potentes espesores de sucesiones sedimentarias del Triásico, predominantemente de ambientes continentales (Leleu y Hartley, 2010; Tanner, 2018). En general, dicho registro estratigráfico consiste en depósitos siliciclásticos de ambientes fluviales, lacustres y de playa (Leleu y Hartley, 2010; Withjack et al., 2012; Frizon De Lamotte et al., 2015). Precisamente, los depósitos de los sistemas fluviales del Triásico registran la fase inicial del proceso de ruptura de la Pangea, y afloran en diversas localidades de Norteamérica, Sudamérica, Europa y África (Zerfass et al., 2005; Fabuel-Perez et al., 2009; Barboza-Gudiño et al., 2010; Dickinson et al., 2010; Silva-Romo et al., 2015; Leleu et al., 2016; Pereira et al., 2017; Wiley, 2017; Frederick et al., 2020; Gama et al., 2021; Rubio Cisneros y Holbrook, 2021). Localmente, estos depósitos continentales del Triásico se intercalan con extensos flujos basálticos, diques y *sills* de la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP por sus siglas en inglés; Marzoli et al., 1999, 2018). La CAMP se considera una de las provincias magmáticas más grandes de la cual se tiene registro, pues sus afloramientos se extienden desde el este de Norteamérica y noreste de Sudamérica hasta el margen occidental de Europa y África (Marzoli et al., 2018; Marzen et al., 2020;

Peace et al., 2020). Algunos trabajos sugieren que el magmatismo asociado a la CAMP es el resultado de una anomalía térmica del manto que es responsable de, o de alguna manera ha contribuido con la fragmentación del supercontinente Pangea (Hill, 1991; Ruiz-Martínez et al., 2012). De ser así, la región central de la Pangea, donde en la actualidad se localizan las rocas ígneas de la CAMP, debió de haberse caracterizado por un combamiento litosférico a escala regional durante el Triásico. Considerando que, el patrón de drenaje fluvial de una región está controlado en gran medida por la topografía, la reconstrucción a detalle de los sistemas fluviales y sus rutas de dispersión durante el Triásico pueden aportar valiosa información para reconocer la configuración topográfica de la Pangea y, para determinar si existió un combamiento térmico asociado a una o varias plumas del manto durante la etapa inicial de fragmentación de este supercontinente.

En este trabajo, se presenta una recopilación de los datos sedimentológicos de los principales sistemas fluviales del Triásico instaurados en varios sectores de la Pangea, con la finalidad de reconstruir el patrón de drenaje fluvial a escala regional y, en consecuencia, identificar la configuración topográfica de la Pangea. Los resultados obtenidos permitieron obtener dos mapas de drenaje fluvial, uno del Triásico Temprano-Medio y otro del Triásico Tardío, a través de los cuales se discute la posibilidad de que haya existido un combamiento litosférico en la región central de la Pangea y, los posibles procesos que participaron en las fases iniciales de su fragmentación.

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 CONSOLIDACIÓN DE LA PANGEA

La Pangea se conformó a partir de una serie de eventos tectónicos complejos que involucraron la subducción de los paleo océanos Iapetus y Reico, y la posterior colisión de continentes y acreción de terrenos durante el Paleozoico (Cocks y Torsvik, 2011; Wu et al., 2021).

2.1.1 Primera etapa: Cierre del Océano Iapetus y formación de Laurusia

Previo a la conformación de la Pangea, existía un gran océano conocido como Iapetus, el cual se comenzó a cerrar a finales del Cámbrico, cuando los terrenos de Avalonia y Carolina se separaron del margen septentrional de Gondwana y comenzaron a derivar hacia el norte (Wu et al., 2021; Figura 1.A). La progresiva migración hacia el norte de los bloques de Avalonia y Carolina determinó la apertura del océano Reico y la colisión de Avalonia con Báltica y Laurentia (Torsvik y Rehnström, 2003; Cocks y Torsvik, 2011; Nance et al., 2012; Figura 1.A-B). Dicha colisión llevó al cierre del océano Iapetus y la conformación del continente de Laurusia, a través de la orogenia Caledónica en el Silúrico (Cocks y Torsvik, 2011; Chew y Strachan, 2014; Figura 1.B).

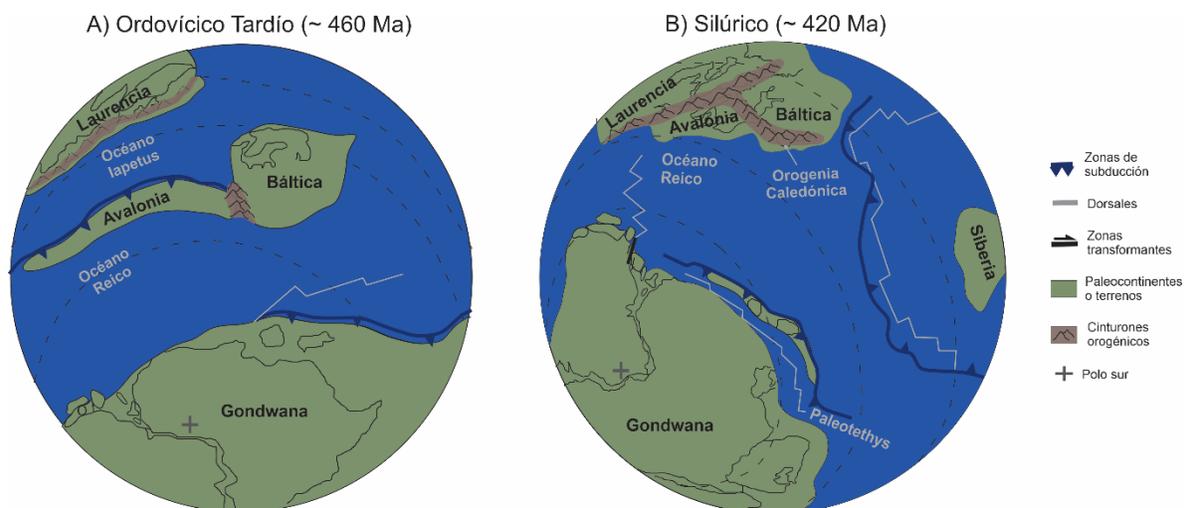


Figura 1. Formación de Laurusia en el lapso Ordovícico-Silúrico. A) Modelo paleogeográfico del Ordovícico Tardío cuando comenzó el cierre del océano Iapetus y la apertura del océano Reico. B) Modelo paleogeográfico del Silúrico cuando se cerró el océano Iapetus y se ensambló Laurusia. Modificado de Stampfli y Borel (2002), Torsvik y Rehnström (2003); Keppie et al. (2008), Nance et al. (2012), Weber et al. (2012), Chew y Strachan (2014) y Erlich y Pindell (2020).

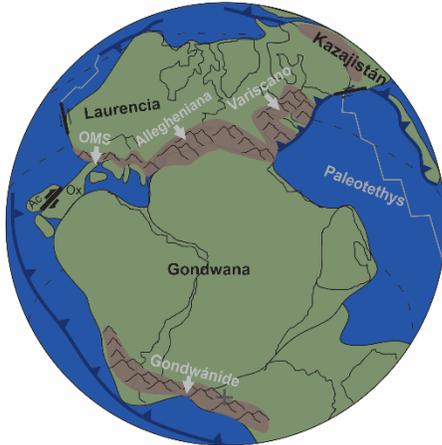
2.1.2 Segunda etapa: Cierre del Océano Reico y formación de la Pangea

Luego de la conformación de Laurusia, los bloques continentales que en la actualidad conforman a los terrenos paleozoicos y precámbricos de Europa meridional (e.g. Iberia y Cadomia) migraron hacia el norte hasta colisionar con el margen oriental de Laurusia (Stampfli y Borel, 2002; Wu et al., 2021). De esta manera comenzó el cierre del océano Reico y la formación del orógeno Variscano durante el Devónico-Carbonífero (Figura 2.A).

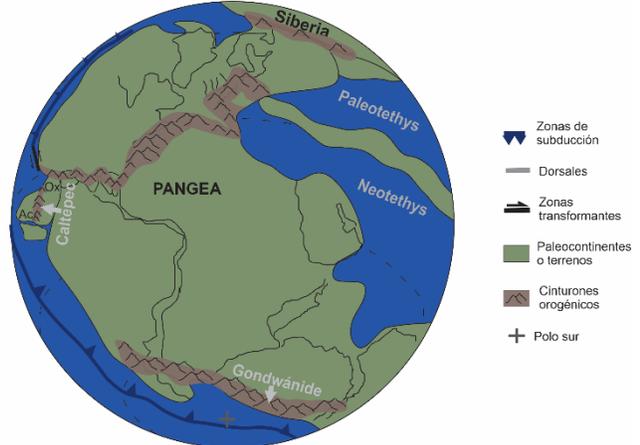
El progresivo cierre del Océano Reico hacia el oeste, como respuesta de la colisión diacrónica entre Gondwana y el margen sur de Laurusia, propició los eventos colisionales que formaron a los orógenos Allegheniano durante el Carbonífero-Pérmico y Ouachita-Marathon-Sonora, cuya deformación culminó en el Pérmico Tardío (Hatcher, 2002; Poole et al., 2005; Figura 2.A). Actualmente, el orógeno Allegheniano se encuentra expuesto en la costa oriental de Norteamérica, y al occidente, a lo largo del límite geográfico entre Estados Unidos y México, se localiza el cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Figura 2.A-B).

Además de los eventos de colisión entre grandes masas continentales, la consolidación de la Pangea también involucró la acreción de terrenos más pequeños localizados en su periferia. Uno de estos terrenos es el Complejo Acatlán, el cual, en la actualidad, se encuentra expuesto en el sur de México. Dicho terreno se acrecionó durante el Pérmico, al margen occidental-ecuatorial de la Pangea a lo largo de la falla transpresiva de Caltepec (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Figura 2.A).

A) Carbonífero-Pérmico Temprano (~ 300 Ma)



B) Pérmico Tardío-Triásico Temprano (~ 250 Ma)



-  Zonas de subducción
-  Dorsales
-  Zonas transformantes
-  Paleoccontinentes o terrenos
-  Cinturones orogénicos
-  Polo sur

Figura 2. Modelos paleogeográficos del Carbonífero-Triásico Temprano. A) Modelo paleogeográfico del Carbonífero-Pérmico, cuando se formaron los orógenos Variscano, Allegheniano, Ouachita-Marathon-Sonora (OMS). B) Modelo paleogeográfico del lapso Pérmico tardío-Triásico Temprano, cuando se consolidó la Pangea. Abreviaturas: Complejo Acatlán (Ac), Oaxaquia (Ox). Modificado de Stampfli y Borel (2002), Hatcher (2002), Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002), Poole et al. (2005), Cawood (2005), Keppie et al. (2008), Cocks y Torsvik (2011) y Nance et al. (2012).

2.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS PRINCIPALES CINTURONES OROGÉNICOS DE LA PANGEA

Entre los principales cinturones orogénicos que dominaban el supercontinente Pangea al momento de su consolidación están: el Caledónico, el Variscano, el Allegheniano, el Ouachita-Marathon-Sonora, el Caltepense y el Gondwánide (Stampfli y Borel, 2002; Cawood, 2005; Poole et al., 2005; Cocks y Torsvik, 2011; Chew y Strachan, 2014; Ortega-Gutiérrez et al., 2018; Peace et al., 2020; Wu et al., 2021).

2.2.1 Orógeno Caledónico

El orógeno Caledónico se formó como resultado de la orogenia Caledónica, la cual designa al conjunto de eventos tectónicos asociados con el cierre del Océano Iapetus y la colisión de Laurentia con Báltica y el conjunto de terrenos Avalonia-Carolina durante el Ordovícico-Devónico (Cocks y Torsvik, 2011; Chew y Strachan, 2014; Figura 3). El orógeno Caledónico se constituye de tres fases tectónicas: Grampiano-Tacónico, Escandinavo y Acadiano (Chew y Strachan, 2014; Figura 3).



Figura 3. Distribución de los márgenes continentales y terrenos involucrados en la orogenia Caledónica durante la conformación de la Pangea. El orógeno Caledónico se divide en tres fases tectónicas: Grampiana-Tacónica, Escandinava y Acadiana-Neoacadiana. Abreviaturas: falla Baie-Verte (BV), falla Fair Head-Clew Bay (FC), falla Hinghland Boundary (HB), falla Fjord (FF), falla del oeste (FO), zona de cizalla Storstrømmen (ZCS) y falla del este de Groenlandia (FEG). Modificado de Higgins y Leslie (2008), Waldron et al. (2014), Chew y Strachan (2014) y Fossen et al. (2017).

En general, el orógeno Caledónico tiene una longitud aproximada de 6000 km y se extiende a través del margen continental del oriente de Norteamérica, Groenlandia, Noruega, Irlanda del Norte y Reino Unido (Figura 3).

En la actualidad, el sector septentrional del orógeno Caledónico está expuesto principalmente en Groenlandia y Noruega, tiene una tendencia estructural

predominantemente N-S y NNE-SSW, un estilo estructural de piel delgada y edades de deformación del Silúrico-Carbonífero (Higgins y Leslie, 2008; Leslie et al., 2008; Fossen et al., 2017; Figura 3). Asimismo, el sector central del orógeno Caledónico, localizado en Irlanda y Reino Unido, sigue una tendencia estructural predominantemente NE-SW y presenta edades de deformación del Ordovícico Temprano y Medio (Chew, 2009; Chew y Strachan, 2014; Figura 3). El sector meridional, que se localiza en el margen noreste de Norteamérica, exhibe una tendencia estructural predominantemente NE-SW y E-W, y presenta edades de deformación del Devónico-Carbonífero (Murphy y Keppie, 2005; Chew, 2009; Hatcher, 2010; Thomas y Hatcher, 2021; Figura 3).

2.2.2. Orogeno Variscano

El orógeno Variscano es el resultado de la orogenia homónima, la cual hace referencia a los complejos eventos de deformación que ocurrieron entre el Devónico y el Pérmico, asociados con el cierre del océano Reico y la acreción de varios terrenos continentales que actualmente conforman a las regiones de Europa y Marruecos (Winchester et al., 2002; Hoepffner et al., 2005; Michard et al., 2010). Algunos autores agrupan dentro del orógeno Variscano a los cinturones Allegheniano, Mauritanide y Ouachita (Warr, 2012). En este trabajo, de acuerdo con Hatcher (2010) y Poole et al. (2005), los cinturones Allegheniano y Ouachita se consideran como orógenos diferentes y se presentan por separado.

En la región de Europa, el orógeno Variscano tiene una longitud de aproximadamente 2500 km y se distribuye a través de Portugal, España, Francia, Alemania, Polonia y República Checa (Warr, 2012; Figura 4). Este orógeno tiene una tendencia estructural predominantemente NW-SE y NE-SW y, consiste en tres complejos cinturones: un núcleo orogénico interno de piel gruesa y dos cinturones externos de piel delgada (Warr, 2012; Figura 4).

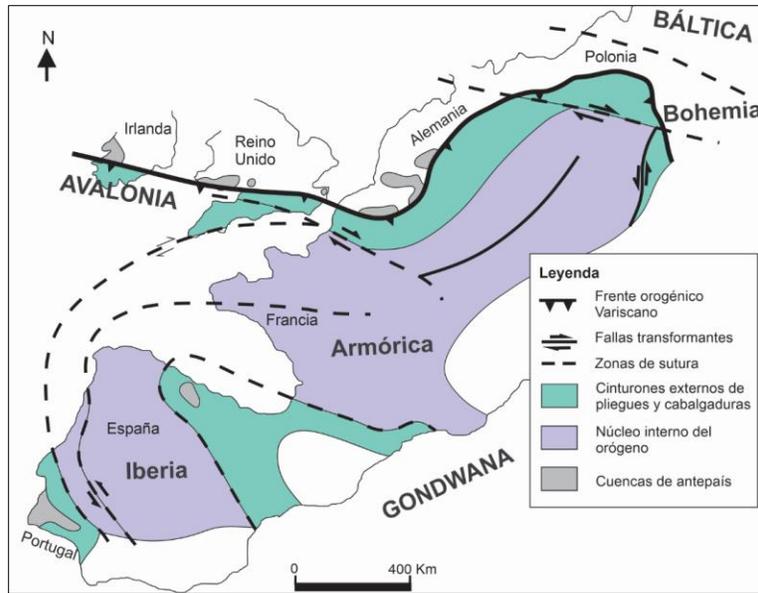


Figura 4. Distribución actual del orógeno Variscano en la región de Europa. Modificado de Warr (2012).

Por otro lado, el orógeno Variscano también se distribuye en la región de Marruecos, donde se divide en dos dominios estructurales denominados Meseta y Anti-Átlas (Michard et al., 2010). El dominio Meseta, localizado al norte de Marruecos, tiene una tendencia estructural predominantemente NE-SW y ENE-WNW y, edades de deformación del Carbonífero (Michard et al., 2010; Figura 5). Hacia el sur de Marruecos, se localiza el dominio Anti-Átlas, el cual tiene una orientación hacia el ENE y consiste de un complejo cinturón de piel gruesa (Michard et al., 2010).

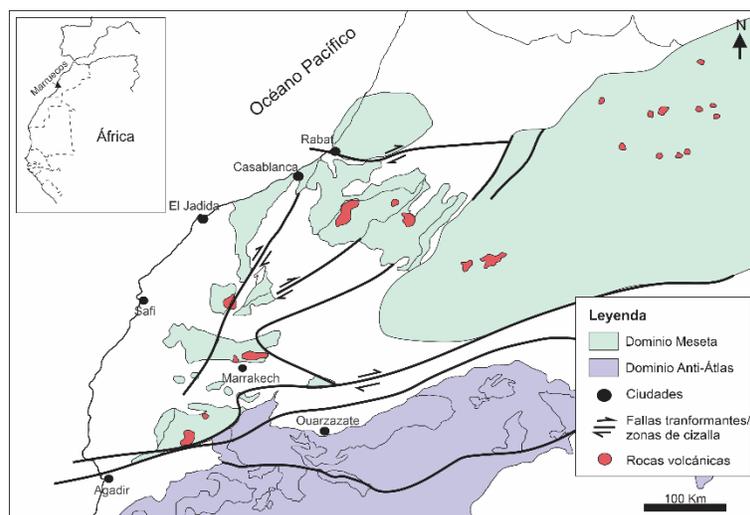


Figura 5. Distribución actual del orógeno Variscano en el sector de Marruecos. Modificado de Michard et al (2010).

2.2.3 Orógeno Allegheniano

El orógeno Allegheniano se formó como consecuencia de la orogenia Allegheniana, la cual refleja el proceso de colisión continental del noroeste de Gondwana y el suroeste de Laurusia durante el Carbonífero-Pérmico (Hatcher, 2002,2010; Figura 6). Dicha orogenia, también formó el cinturón orogénico Mauritanide, localizado en el margen occidental de Gondwana (Matte, 2002; Figura 6).

En la actualidad, el orógeno Allegheniano tiene una longitud aproximada de 1000 km y se extiende a través del noreste de Estados Unidos y Canadá (Hatcher, 2010; Thomas y Hatcher, 2021; Figura 6). Este orógeno tiene una tendencia estructural predominantemente NE-SW (Figura 6).

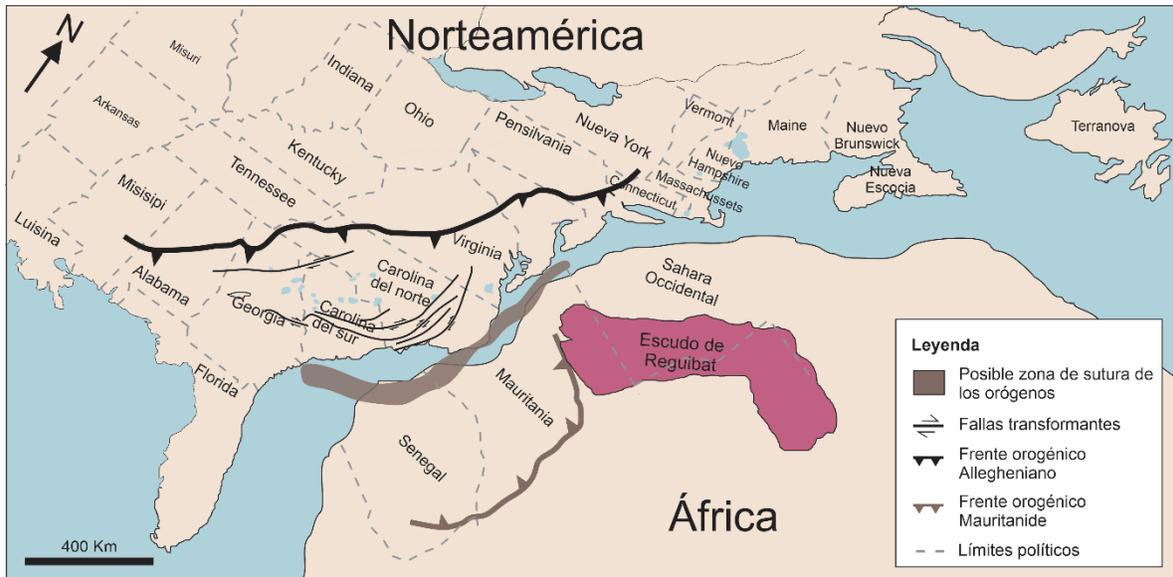


Figura 6. Distribución del orógeno Allegheniano en Norteamérica. Modificado de Matte (2002), Thomas et al. (2004) y Hatcher (2010)); las fallas se añadieron de acuerdo con Waldron et al. (2014) y Thomas y Hatcher (2021).

2.2.4 Orógeno Ouachita-Marathon-Sonora

El orógeno Ouachita-Marathon-Sonora se formó como consecuencia del cierre progresivo hacia el oeste del paleo-océano que existía entre Gondwana y Laurentia, y la consecuente colisión continental de dichas masas durante el Carbonífero-Pérmico (Poole et al., 2005).

El orógeno Ouachita-Marathon-Sonora tiene una longitud de aproximadamente 3000 km y se extiende desde el sureste de Estados Unidos hasta el noroeste de México (Thomas et al., 1989; Poole et al., 2005; Ortega-Gutiérrez et al., 2018; Thomas y Hatcher, 2021; Figura 7). Este orógeno se divide en los segmentos Ouachita, Marathon y Sonora, como resultado de la compleja configuración de Laurentia antes de la colisión continental (Poole et al., 2005; Figura 7). Los segmentos Ouachita y Marathon forman unas salientes muy características con tendencias estructurales predominantemente hacia el NE y NW, y edades de deformación del Carbonífero y Pérmico temprano, respectivamente (Poole et al., 2005; Figura 7). Al occidente, el segmento Sonora tiene una tendencia estructural aproximadamente E-W, y edades de deformación del Pérmico medio (Poole et al., 2005; Figura 7).

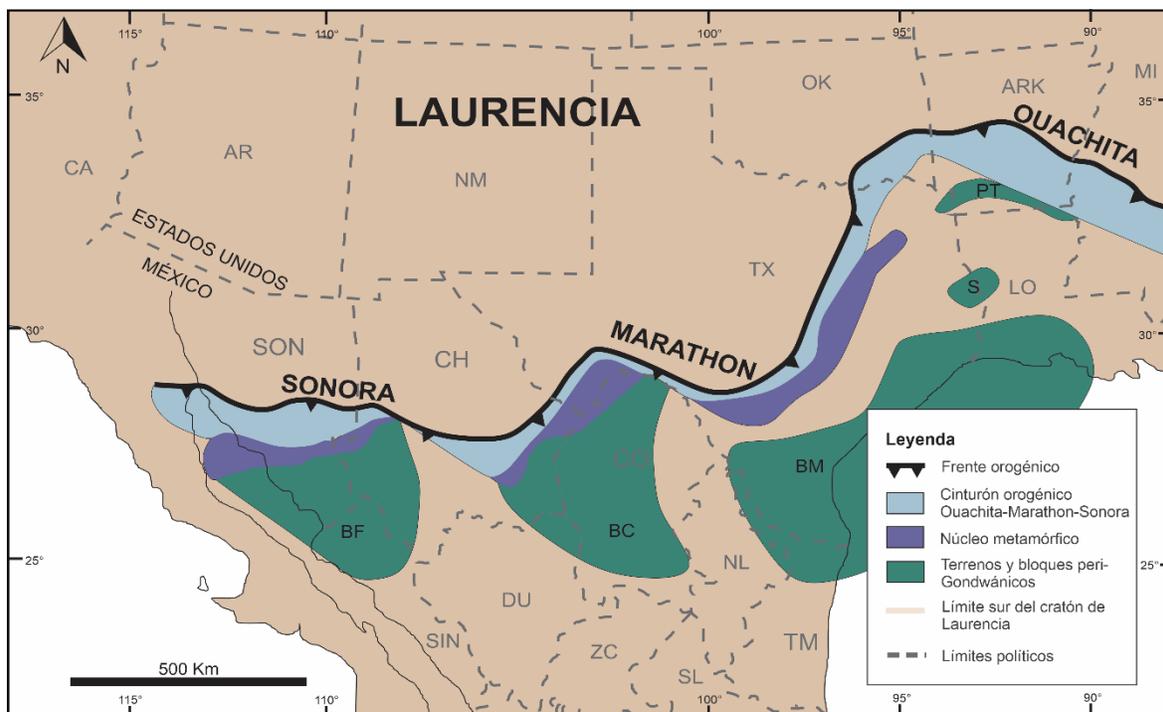


Figura 7. Distribución actual del orógeno Ouachita-Marathon-Sonora formado durante el Paleozoico tardío. Abreviaturas: Alto Sabine (S), Plataforma Texarkana (PT), Bloque de Coahuila (BC), Bloque El Fuerte (BF), Bloque Maya (BM), California (CA), Arizona (AR), Nuevo México (NM), Texas (TX), Oklahoma (OK), Arkansas (ARK), Misipi (MI), Lousiana (LO), Sonora

(SON), Chihuahua (CH), Nuevo León (NL), Tamaulipas (TM), Durango (DU), Sinaloa (SIN), Zacatecas (ZC) y San Luis Potosí (SL). Modificado de Poole et al. (2005).

2.2.5 Orógeno Caltepeense

En el sur de México, se han encontrado vestigios de un importante evento orogénico denominado orogenia Caltepeense (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). Dicho orógeno se formó como consecuencia de un evento transpresivo, mediante el cual el terreno Acatlán se acrecionó a la margen ecuatorial-occidental de la Pangea durante el Pérmico medio (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Elías-Herrera, 2005). De esta manera, la zona de Falla de Caltepec representa un importante contacto tectónico transpresivo a escala regional que, en la actualidad, se encuentra expuesto en el sureste de México (Elías-Herrera et al., 2005; Figura 8). La zona de Falla de Caltepec, de cinemática dextral, tiene una orientación N-S bajo coordenadas actuales y, una longitud inferida de aproximadamente 150 Km (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 2002; Figura 8). Asimismo, esta zona de falla tiene una edad de 270 Ma, estimada con base en la edad U-Pb de zircones del intrusivo sintectónico Cozahuico (Elías-Herrera et al., 2005).

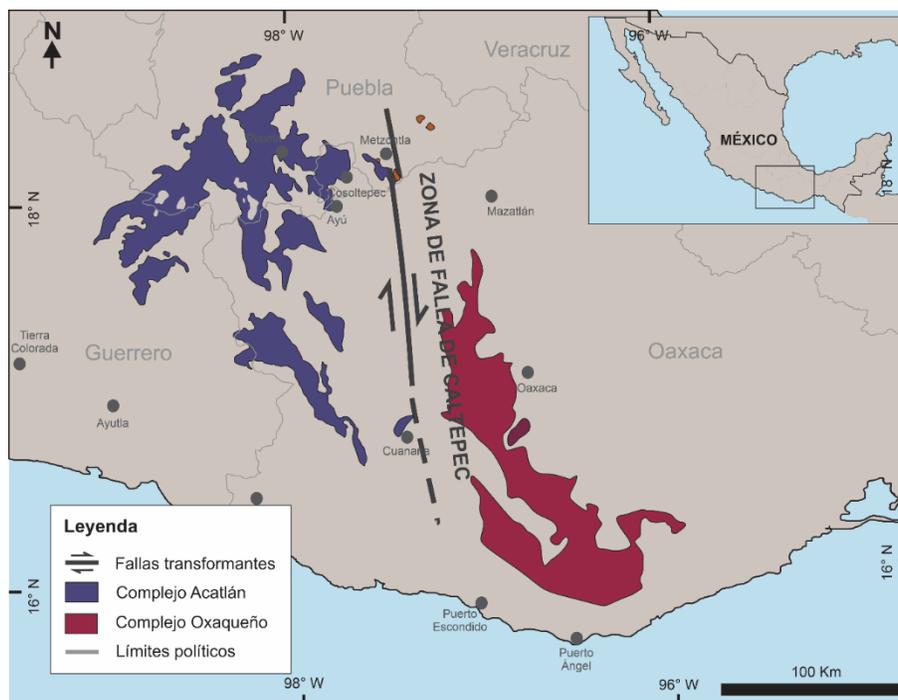


Figura 8. Localización actual de la zona de falla de Caltepec, la cual se generó por la acreción del Complejo Acatlán y el Complejo Oaxaqueño durante el Pérmico temprano-medio. Modificado de Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez (2002) y Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

2.2.6. Orógeno Gondwánide

El orógeno Gondwánide se formó como resultado de la orogenia Terra Australis, la cual se desarrolló como consecuencia de la interacción de la placa oceánica de Farallón con el margen continental de Gondwana y la acreción de terrenos localizados en su periferia meridional a finales del Paleozoico (Cawood, 2005; Campbell et al., 2022).

El orógeno Gondwánide se constituye de varios cinturones montañosos que, en la actualidad, se localizan a lo largo de los márgenes continentales del este de Australia, el occidente de la Antártida, y el sur de África y Sudamérica (Cawood, 2005; Figura 9). El cinturón orogénico de Australia tiene una tendencia estructural NW-SE bajo coordenadas actuales, y exhibe un estilo estructural de piel delgada con edades de deformación del Pérmico (Campbell et al., 2022). Al occidente, el cinturón orogénico localizado en la Antártida tiene una orientación hacia el NW-SE (Johnston, 2000), mientras que, en el sur de África presenta una orientación E-W y NW-SE bajo coordenadas actuales, y edades de deformación del Pérmico. En Sudamérica, el cinturón orogénico exhibe una orientación NW-SE bajo coordenadas actuales, además de edades del Carbonífero-Pérmico (Cawood, 2005).

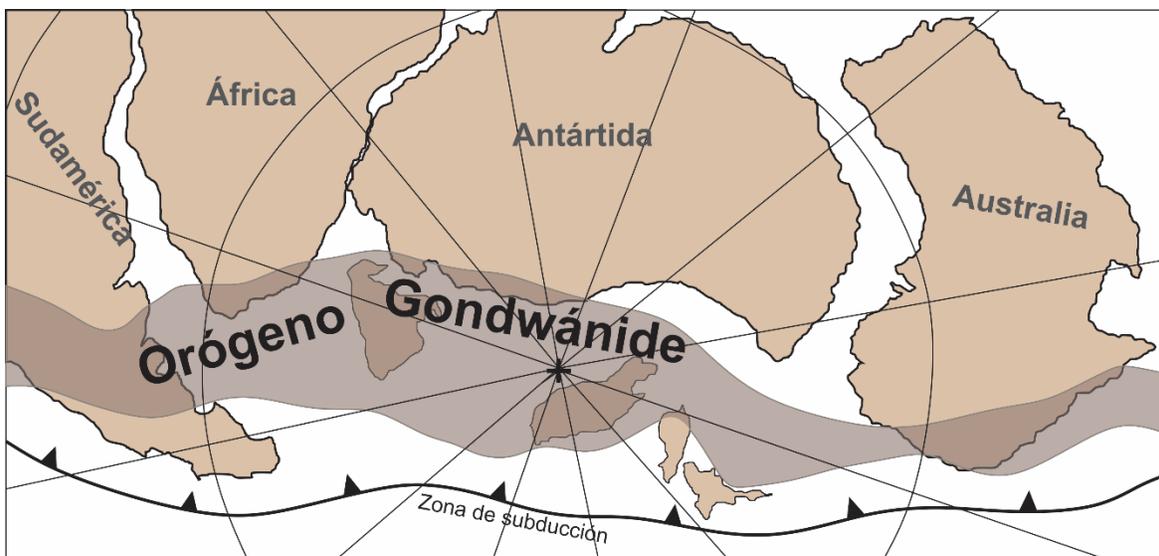


Figura 9. Localización del orógeno Gondwánide durante el Pérmico. El símbolo + indica la ubicación del polo sur de la Pangea. Modificado de Campbell et al. (2022).

2.3 DISGREGACIÓN DE LA PANGEA

2.3.1 El registro estratigráfico

Luego de su consolidación, entre el Carbonífero y Pérmico Medio, la Pangea comenzó a disgregarse. La fragmentación de este supercontinente se llevó a cabo en dos etapas principales:

- 1) una etapa de *rift* y atenuación continental, mediante la cual, la Pangea empezó a fragmentarse por medio de la actividad de fallas normales y laterales que resultaron en la formación de numerosas cuencas sedimentarias (e.g. Klitgord et al., 1988; Manspeizer, 1988);
- 2) una etapa de deriva continental que permitió la separación de las masas continentales y la formación de dorsales oceánicas (Manspeizer, 1994; Schettino y Turco, 2009).

La edad de inicio del proceso de disgregación de la Pangea aún es debatida. Algunos autores proponen que la fase inicial del proceso de *rift* comenzó a partir del Pérmico tardío (e.g. Frizon De Lamotte et al., 2015; Ma et al., 2019; Martini et al., 2021), inmediatamente después de su consolidación. Aunque aún se debate la idea anterior, la propuesta más aceptada es que este supercontinente comenzó a fragmentarse durante el Triásico (Klitgord et al., 1988; Peace et al., 2020). De igual manera, se ha sugerido que la ruptura de la Pangea inició específicamente entre el margen este de Norteamérica y el margen noroeste de África, donde actualmente se localiza el océano Atlántico central (Schettino y Turco, 2009; Withjack et al., 2012).

Una amplia variedad de datos estratigráficos, sedimentológicos, geofísicos y estructurales sugieren que el proceso de disgregación de la Pangea estuvo dominado por un complejo régimen extensional, que comenzó desde el Triásico Inferior, y generó numerosas cuencas de *rift* en el interior de la Pangea (Klitgord et al., 1988; Manspeizer, 1988; Le Roy y Piqué, 2001; Schlische, 2003; Leleu y Hartley, 2010; Leleu et al., 2016; Wiley, 2017; Pindell et al., 2021). La geometría de dichas cuencas sedimentarias es ampliamente variable; se han documentado cuencas simples, que consisten en un único depocentro, y cuencas compuestas, constituidas de un conjunto de subcuencas (Schlische, 2003). La gran mayoría

de estas cuencas exhibe una geometría de semi-graben, y están delimitadas por sistemas de fallas normales y laterales (Le Roy y Piqué, 2001).

El registro sedimentario de las cuencas de *rift* del Triásico Inferior-Superior consiste en sucesiones fluviales, suprayacidas por depósitos de ambientes lacustres y litorales (e.g. Leleu y Hartley, 2010; Frizon De Lamotte et al., 2015). Las sucesiones fluviales en algunas regiones son designadas como lechos rojos por su característica tonalidad rojiza, y representan los depósitos predominantes de las cuencas de *rift* del Triásico Inferior-Superior. A partir del análisis sedimentológico, geocronológico y de procedencia de dichos depósitos fluviales, se ha podido interpretar que, durante el Triásico, se desarrollaron numerosos ríos que drenaron diferentes áreas de la Pangea. En la actualidad, gran parte de las sucesiones fluviales del Triásico se encuentran sepultadas por sucesiones más recientes, por ejemplo, en el borde septentrional del Golfo de México (Moy y Traverse, 1986; Salvador, 1987; Frederick et al., 2020); en otras áreas, estas sucesiones afloran en la superficie, como resultado de los procesos erosivos y tectónicos que las han afectado durante el Cretácico y Cenozoico. Los afloramientos del Triásico han sido reportados alrededor del mundo, por ejemplo, en Estados Unidos (Dickinson et al., 2010; Wiley, 2017), Canadá (Leleu et al., 2009), México (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2009; Barboza-Gudiño et al., 2010; Silva-Romo et al., 2015), Portugal (Pereira et al., 2017), España (Dinis et al., 2018; Mader et al., 2017; Franzel et al., 2020), Reino Unido (Medici et al., 2015), Irlanda (Schmid et al., 2006), Argentina (Teixeira et al., 2018), Brasil (Horn, 2016), Marruecos (Fabuel-Perez et al., 2009) y Argelia (Bourquin et al., 2010).

2.3.2 Causas de la fragmentación de la Pangea y el papel de las herencias tectónicas

En la actualidad, se desconoce con certeza cuales fueron las causas que iniciaron la fragmentación del supercontinente Pangea. No obstante, se han propuesto varios mecanismos para explicar el origen de este evento tectónico global, entre los que destacan los siguientes:

- 1) ***El colapso de los orógenos formados durante el cierre de la Pangea.*** Este proceso asume que la generación de cinturones montañosos, en algunos casos, conducen a

un aumento excesivo en la elevación del relieve topográfico y en el espesor de la litósfera continental; en consecuencia, se produce una inestabilidad gravitacional que deriva en un colapso orogénico (Dewey, 1988). Por lo tanto, los cinturones orogénicos formados durante la consolidación de la Pangea posiblemente fueron los sitios donde se acumuló la deformación extensional y ocurrió el desarrollo de las cuencas sedimentarias (Dewey, 1988; Manspeizer, 1994; López-Gómez et al., 2019; Ma et al., 2019).

- 2) **La actividad de plumas del manto.** Este mecanismo considera que, en algunas regiones del interior de la Tierra, se generan anomalías térmicas del manto que ascienden hasta incidir por debajo de la litósfera continental (White y McKenzie, 1989). En consecuencia, se genera un combamiento térmico que promueve la generación de magma por descompresión (White y McKenzie, 1989). Luego de estas fases ocurre la generación de cuencas de *rift* y, finalmente, la formación de cuencas oceánicas.

En muchos casos, el registro estratigráfico del Triásico está cortado por intrusiones e interestratificado con extensos flujos basálticos de composición tholeítica, cuyas edades van del Triásico Tardío hasta el límite Triásico-Jurásico. Estas rocas ígneas conforman la CAMP (Marzoli et al., 1999, 2011, 2018; Fernandes et al., 2014). La CAMP se considera una de las provincias magmáticas más grandes del mundo, pues, se extiende desde el este de Norteamérica y Sudamérica hasta el margen occidental de Europa y África (Marzoli et al., 2018; Marzen et al., 2020; Figura 10). Considerando el gran volumen, la extensión y el corto lapso en el que ocurrió la CAMP, se ha propuesto que se formó como consecuencia de una pluma del manto (Marzoli et al., 1999). Esta idea se justifica en las observaciones de que los cuerpos ígneos que conforman la CAMP exhiben una geometría radial, la cual es considerada una de las principales evidencias del levantamiento litosférico provocado por la incidencia de una pluma del manto (May, 1971; Hill, 1991; Şengör, 2001).

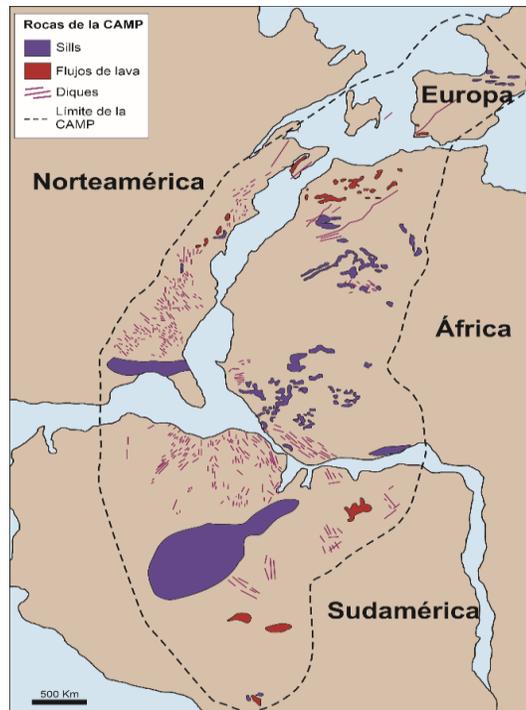


Figura 10. Distribución de la Provincia Magmática del Atlántico Central (CAMP) en el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Modificado de Marzoli et al. (2018).

Hasta la fecha, el o los procesos involucrados en la fragmentación del supercontinente Pangea siguen siendo ampliamente discutidos. No obstante, algunos estudios sugieren que las herencias tectónicas jugaron un papel fundamental en dicha fragmentación (e.g. Le Roy y Piqué, 2001; Petersen y Schiffer, 2016; Dang et al., 2020; Peace et al., 2020; Martini et al., 2021). Estos estudios se fundamentan en la hipótesis de que los orógenos son zonas litosféricas débiles con anomalías reológicas y anisotropías mecánicas (Audet y Bürgmann, 2011; Dang et al., 2020). Por ello, las estructuras preexistentes tienden a localizar la deformación y, en consecuencia, corresponden con las zonas donde se desarrollan inicialmente las cuencas de *rift*.

CAPÍTULO 3. PROBLEMÁTICA Y OBJETIVOS

3.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El proceso de *rifting* del supercontinente Pangea comenzó probablemente en el Triásico Temprano, y resultó en la generación de un potente registro estratigráfico que, en un principio, fue dominado por depósitos continentales (Leleu et al., 2009; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018; Pindell et al., 2021). A pesar de la gran cantidad de datos e interpretaciones sobre las sucesiones continentales jurásicas depositadas durante la fragmentación de la Pangea, se ha dicho poco respecto a las sucesiones siliciclásticas del Triásico, precisamente las que registran la fase inicial de este proceso tectónico regional.

A partir de los estudios existentes, se ha interpretado que, durante el Triásico, se depositaron potentes espesores de sucesiones siliciclásticas a través de sistemas fluviales que drenaron diferentes regiones de la Pangea (e.g. Zerfass et al., 2005; Fabuel-Perez et al., 2009; González-León et al., 2009; Leleu et al., 2009; Barboza-Gudiño et al., 2010; Dickinson, et al., 2010; Silva-Romo et al., 2015; Mader et al., 2017; Umbarger, 2018; Frederick et al., 2020). Los afloramientos de las sucesiones continentales del Triásico de la Pangea se han analizado de manera local e independiente, y hasta el momento, no se ha realizado un estudio integral que permita reconstruir el patrón de drenaje fluvial que se desarrolló durante el Triásico a escala regional. Por lo que aún es difícil establecer si existe una relación directa entre el depósito de las sucesiones continentales del Triásico, y el proceso de rompimiento de la Pangea, aunque esto sea altamente plausible.

3.2 HIPÓTESIS

Las condiciones topográficas son un reflejo de la actividad tectónica que afecta a una determinada región geográfica. Con base en esta premisa, en este trabajo se evalúan las siguientes hipótesis propuestas previamente en la literatura:

- 1) El inicio del proceso de fragmentación de la Pangea fue impulsado por una o varias plumas del manto que generaron un combamiento térmico en el interior del supercontinente, el cual dio como resultado un drenaje fluvial con una configuración radial y centrífuga.

- 2) Las suturas tectónicas preexistentes jugaron un papel fundamental en el proceso de fragmentación de la Pangea, ya que concentraron la deformación durante las primeras etapas del proceso de disgregación y determinaron que las primeras cuencas de *rift* se alinearan con los principales orógenos formados durante la consolidación del supercontinente Pangea.

3.3 OBJETIVO

El objetivo general de este trabajo consiste en identificar el patrón de drenaje de los sistemas fluviales del Triásico instaurados en el interior de la Pangea, con la finalidad de reconstruir la configuración topográfica a escala regional.

Asimismo, el objetivo general se basa en la obtención de los siguientes objetivos específicos:

- 1) recopilar los estudios sedimentológicos de las sucesiones fluviales del Triásico que han sido publicados en la literatura;
- 2) reconocer y documentar las características sedimentológicas de los afloramientos del Triásico, considerando las litofacies, los elementos arquitectónicos, la dirección de paleocorrientes y los estilos fluviales reportados;
- 3) identificar los ríos axiales a escala regional y las direcciones de transporte que fueron medidas en los elementos arquitectónicos formados dentro del canal fluvial principal;
- 4) proponer uno o más mapas del drenaje fluvial de la Pangea durante varios momentos del Triásico y, discutir las implicaciones topográficas y tectónicas de dicho patrón de drenaje.

3.4 JUSTIFICACIÓN

Pangea es el último supercontinente del que se tiene registro, por lo que entender los procesos que causaron su fragmentación es de vital importancia para comprender la configuración del mundo actual y predecir sus cambios en el futuro. En efecto, la fragmentación del supercontinente Pangea ha influido en importantes cambios latitudinales de las masas continentales, y cambios en la circulación oceánica, atmosférica

y climática que, en conjunto, han favorecido la diversificación de la flora y fauna y, finalmente, han generado grandes reservorios de hidrocarburos (e.g. Uphoff, 2005; Bonis y Kürschner, 2012; Tanner, 2018; Ruhl et al., 2020). Considerando lo anterior, entender la dinámica y las causas que provocaron la disgregación de la Pangea es una tarea fundamental para entender el origen del mundo moderno, su geografía, diversidad biológica y riqueza de recursos naturales. Es por ello que este trabajo permite poner a prueba importantes hipótesis formuladas anteriormente sobre las causas de la fragmentación del supercontinente Pangea y, por lo tanto, contribuye a discutir y entender un poco más sobre la disgregación de los supercontinentes.

3.5 ÁREAS DE ESTUDIO

Las áreas de estudio de este trabajo incluyen las zonas geográficas donde han sido reportados depósitos fluviales del Triásico asociados al inicio de la ruptura del supercontinente Pangea. Debido a la gran extensión geográfica de los afloramientos, el área de estudio ha sido dividida en 4 sectores geográficos (Figura 11):

- Sector Norteamericano: Estados Unidos, Canadá y México.
- Sector Sudamericano: Colombia, Venezuela, Bolivia, Perú, Argentina y Brasil.
- Sector Africano: Marruecos, Argelia, Túnez, Libia, Mauritania, Botsuana, Namibia, Liberia, Sahara Occidental, Nigeria, Tanzania, Zambia y Burkina Faso.
- Sector Europeo: Portugal, España, Reino Unido, Irlanda, Francia y Alemania.

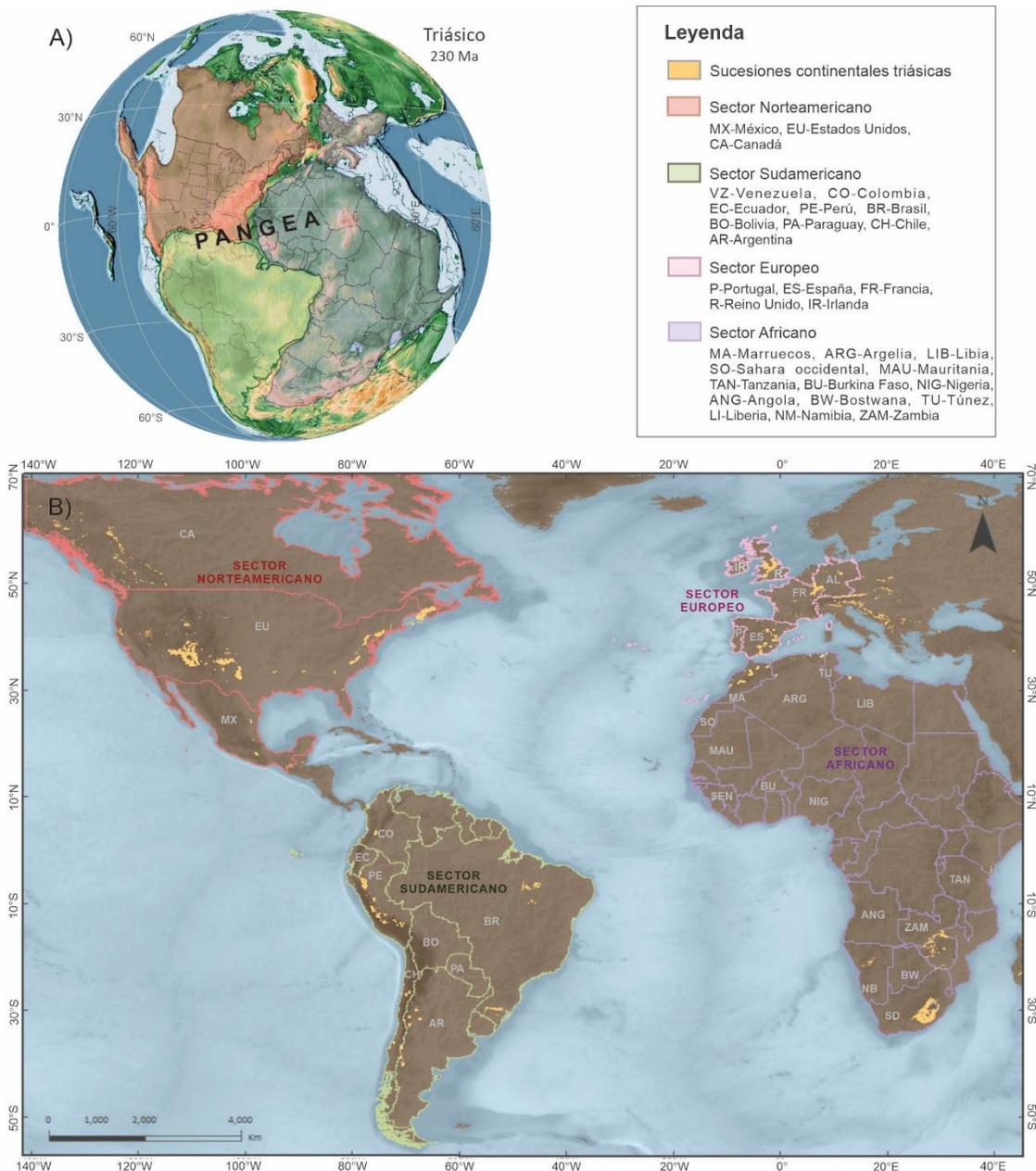


Figura 11. Mapas con la configuración geográfica durante el Triásico y en la actualidad de los cuatro sectores de estudio. A) Sectores geográficos de Norteamérica, Sudamérica, Europa y África adentro del supercontinente Pangea durante el Triásico (~230 Ma). Reconstrucción paleogeográfica de PALEOMAP PaleoAtlas de Scotese (2016) obtenida mediante el software Gplates. B) Distribución actual de los depósitos continentales del Triásico a nivel mundial. Las letras en mayúscula son las abreviaturas de los países. Los metadatos de los depósitos continentales del Triásico en Norteamérica, Europa y África se obtuvieron a través del U.S. Geological Survey; los afloramientos de México se registraron con base en Barboza-Gudiño et al. (2010) y Silva-Romo et al. (2015); los metadatos de Sudamérica se compilaron a partir del mapa geológico de Gómez et al. (2019).

CAPÍTULO 4. METODOLOGÍA

4.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

El primer paso de este trabajo de tesis consistió en una extensa recopilación bibliográfica de los estudios sedimentológicos que se han llevado a cabo en varios lugares del mundo donde afloran depósitos fluviales del Triásico Inferior y Superior. Los estudios sedimentológicos fueron compilados de acuerdo con la ubicación paleogeográfica de los afloramientos triásicos, de forma que los sistemas fluviales reportados abarcaran de manera homogénea el supercontinente Pangea, con la finalidad de reconstruir la geometría del patrón de drenaje a escala regional. Posteriormente, los afloramientos recopilados fueron clasificados de acuerdo con su posición geográfica actual en 4 sectores: Norteamérica, Sudamérica, África y Europa (Figura 11).

4.2 ELABORACIÓN DE LA BASE DE DATOS

El estudio sedimentológico de los depósitos fluviales se fundamenta en el análisis detallado de litofacies y elementos arquitectónicos (Miall, 2006). Únicamente a través de estos análisis, es posible determinar el estilo de un sistema fluvial, identificar sus diferentes partes y, subsecuentemente, entender el significado de los datos de paleocorrientes reportados en la literatura. Por lo tanto, los estudios recopilados fueron sometidos a una rigurosa revisión sedimentológica. Para ello, se construyó una base de datos en la cual se documentaron las litofacies y los elementos arquitectónicos reportados en los estudios sedimentológicos. A continuación, se describen los lineamientos que se siguieron durante la recopilación de litofacies y elementos arquitectónicos.

4.2.1 Análisis de litofacies

El análisis de litofacies consiste en reconocer y describir detalladamente las características litológicas y sedimentológicas del registro estratigráfico a lo largo de perfiles verticales. El registro estratigráfico se divide en diferentes intervalos, los cuales pueden estar constituidos por uno o más estratos que se generaron bajo las mismas condiciones de depósito. El límite entre un paquete y otro es marcado por características sedimentológicas

que indican claramente que las condiciones de depósito, por ejemplo, variaciones en la energía, grado de turbulencia, dirección del medio de transporte, entre otras, han variado sustancialmente (Reading y Levell, 1996; Miall, 2006). Dichos paquetes corresponden con las diferentes litofacies.

Actualmente, existen varios esquemas de clasificación de las litofacies fluviales. El esquema más conocido y empleado por la mayoría de los autores es el de Miall (2006), el cual también se adoptará en este trabajo. Es importante mencionar que no todos los estudios sedimentológicos analizados siguen el esquema propuesto por Miall (2006). Con la finalidad de homogeneizar los datos recopilados, las descripciones reportadas en los trabajos sedimentológicos fueron asignadas a sus correspondientes litofacies de acuerdo con la clasificación de Miall (2006). Sólo en aquellos estudios con descripciones sedimentológicas insuficientes para asignar alguna litofacies del esquema de Miall (2006), se conservaron las litofacies propuestas por el autor original.

El esquema de clasificación de litofacies fluviales de Miall (2006) consiste en 20 litofacies, definidas a partir de los siguientes rasgos: litología, textura, estructuras sedimentarias, geometría interna y externa de los estratos y, sus relaciones de contacto. En la , se presenta una síntesis de dicho esquema de litofacies fluviales. El nombre de las litofacies se define de acuerdo con el tipo de roca, la textura y las estructuras sedimentarias predominantes. Además, el nombre de las litofacies se abrevia con una clave, la cual es un acrónimo del nombre de la facies en inglés. Este acrónimo consta de una letra mayúscula representativa de la litología, seguida por una letra minúscula que indica la textura y las estructuras sedimentarias propuestas por Miall (2006; Tabla 1).

Litofacies	Descripción de litofacies	Interpretación
Conglomerado soportado por matriz y masivo (Gmm)	Depósito de conglomerado soportado por matriz con estratificación masiva. La litofacies presenta escasos clastos pobremente seleccionados y la matriz consiste en arenas, limos y/o arcillas. La base y el techo de los estratos es plana y no erosiva.	Depósito generado por flujos de detritos con un comportamiento plástico.
Conglomerado soportado por matriz con gradación granodecreciente (Gmg)	Depósito de conglomerado soportado por matriz con gradación granodecreciente (normal). La litofacies contiene clastos pobremente seleccionados y la matriz consiste en arenas, limos y/o arcillas. La base de los estratos exhibe una geometría cóncava hacia arriba.	Depósito generado por un flujo de detritos con comportamiento pseudoplástico.
Conglomerado soportado por clastos con gradación granocreciente (Gci)	Depósito de conglomerado soportado por clastos con gradación granocreciente (inversa). La base de los estratos puede ser plana y erosiva o puede presentar una geometría cóncava hacia arriba.	Depósito generado por flujos de detritos hiperconcentrados con comportamiento plástico o flujos de detritos con comportamiento pseudoplástico.
Conglomerado soportado por clastos y masivo (Gcm)	Depósito de espesores métricos de conglomerado soportado por clastos y con estratificación masiva.	Depósito generado por flujos de detritos con un comportamiento pseudoplástico.
Conglomerado soportado por clastos con estratificación horizontal (Gh)	Depósito de espesores decimétricos de conglomerado soportado por clastos con estratificación horizontal. La litofacies contiene clastos del tamaño de guijarros y cantos, y la matriz consiste en arenas. Comúnmente, la litofacies exhibe imbricación. Los estratos de la litofacies se acrecionan verticalmente formando paquetes de varios metros de espesor.	Depósito de barras conglomeráticas longitudinales.
Conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada. La base de los estratos es erosiva y, frecuentemente, contiene depósitos de mayor granulometría que la de resto de la litofacies. Los estratos exhiben una geometría de cuña y se cortan unos a otros vertical y lateralmente.	Depósito de barras conglomeráticas transversales en 3D.
Conglomerado con estratificación cruzada planar (Gp)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada planar. Los estratos de la litofacies exhiben una geometría de cuña y puede presentar límites inferiores erosivos.	Depósito de barras conglomeráticas transversales en 2D.
Arenisca con estratificación cruzada curvada (St)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada curvada. La estratificación cruzada presenta una inclinación que puede aproximarse a 15-35°. Los estratos presentan bases y techos angulosos y erosivos. Comúnmente, en la base de la litofacies se depositan arenas pobremente seleccionadas con intraclastos de limos y arcillas.	Tren de dunas en 3D.
Arenisca con estratificación cruzada planar (Sp)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada planar. La estratificación cruzada presenta una inclinación de ~15-35° y su base y techo son angulosos y erosivos.	Tren de dunas en 2D.
Arenisca con rizaduras (Sr)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a muy grueso con rizaduras.	Tren de rizaduras depositado por un flujo de baja velocidad.

Tabla 1. Clasificación, descripción e interpretación de las litofacies propuestas por Miall (2006).

Arenisca de grano fino a grueso con estratificación horizontal (Sh)	Depósito de espesores centimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación horizontal. La litofacies exhibe laminación plano paralela de régimen superior con partición lineal en la superficie de los planos de estratificación. La litofacies puede presentar escasas rizaduras.	Depósito formado por la transición de un flujo subcrítico a super crítico o depósito generado bajo condiciones de flujo que permanecen en estado crítico durante varias horas como en eventos de inundación.
Arenisca con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl).	Depósito de arenisca de grano muy fino a grueso con estratificación cruzada de bajo ángulo. Los estratos de la litofacies presentan una inclinación menor a 10°. La litofacies puede presentar partición lineal con una orientación paralela u oblicua a la inclinación de los estratos. Comúnmente, la litofacies Sl se interestratifica con la litofacies Sh.	Depósito que rellena las superficies inclinadas de elementos arquitectónicos como canales. También, se forma por un tren dunas lavadas o dunas <i>humpback</i> generadas durante la transición de un flujo de régimen subcrítico a supercrítico.
Arenisca de relleno de canal (Ss)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano grueso a muy grueso depositados encima de superficies erosivas e irregulares. La litofacies puede presentar estratificación cruzada, abundantes intraclastos, restos de plantas y, marcas de flauta y herramientas en la base de los estratos.	La litofacies sugiere que la carga de fondo dentro de la base de un canal fluvial se depositó rápidamente. No obstante, su interpretación depende de la asociación de facies que la constituya.
Arenisca masiva (Sm)	Depósito de arenisca de grano fino a grueso y de aspecto masivo. La litofacies puede presentar gradación granodecreciente (normal) y laminación ondulada muy tenue.	Depósito de flujos de gravedad, por ejemplo, generados por el colapso de pequeños canales fluviales. También se forman por modificación postdeposicional.
Arenisca, arcillolita y limolita con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl)	Depósito con espesores centimétricos a métricos de limolita, arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas. La litofacies puede presentar rizaduras, estratificación ondulada, bioturbación, marcas de desecación, restos de raíces, fragmentos de carbón y nódulos pedogénicos.	Depósito proximal formado por la decantación de la carga en suspensión durante eventos de desborde dentro de la llanura de inundación. También, se forma durante el abandono de un canal fluvial.
Arcillolita y limolita (Fsm)	Depósito de espesores centimétricos a métricos de limolita y arcillolita interestratificadas. La litofacies puede presentar rizaduras, bioturbación, marcas de desecación, raíces, carbón y nódulos pedogénicos.	Depósito distal generado a partir de la decantación de la carga en suspensión durante eventos de desborde en la llanura de inundación.
Arcillolita y limolita masivas (Fm)	Depósito lenticular con espesores milimétricos a centimétricos de limolita y arcillolita de aspecto masivo. La litofacies frecuentemente se deposita como estratificación lenticular dentro de areniscas y conglomerados. Comúnmente, la litofacies presenta fragmentos de carbón, raíces y grietas de desecación.	Depósito formado en la parte distal de la llanura de inundación, por ejemplo, en estanques generados durante el abandono de canales fluviales durante periodos de aguas bajas.
Arcillolita, limolita o arenisca con raíces (Fr)	Depósito de limolita, arcillolita o arenisca con aspecto moteado. La litofacies contiene abundantes raíces y bioturbación que oblitera estructuras sedimentarias internas (por ejemplo, estratificación cruzada, rizaduras, etc.). Las raíces pueden ser reemplazadas por calcita o siderita.	Depósito asociado al desarrollo de suelos dentro de llanuras de inundación con mucha vegetación y bajo condiciones húmedas.
Carbonato pedogénico (P)	Depósito carbonatado con nódulos rellenos de calcita o siderita. Generalmente, la litofacies presenta un intenso fracturamiento.	Depósito generado por procesos de intemperismo que actúan en la llanura de inundación durante largos periodos de tiempo (cientos de años).
Carbón (C)	Depósito de espesores decimétricos a métricos de carbón. La litofacies presenta abundantes restos de plantas y láminas de arcillolitas.	Depósito de pantano generados por la acumulación de plantas que se degradan bajo climas tropicales y condiciones húmedas en la llanura de inundación.

Continuación de la Tabla 1. Clasificación, descripción e interpretación de las litofacies propuestas por Miall (2006)

4.2.2 Elementos arquitectónicos

Los ambientes fluviales son sistemas sedimentarios complejos, constituidos por un conjunto de distintos elementos tridimensionales tales como canales, llanuras de inundación, abanicos de desborde, barras de diversos tipos, etc. Considerando lo anterior, el análisis de litofacies solamente proporciona una visión bidimensional del registro estratigráfico y no permite determinar el estilo de los sistemas fluviales, ni reconstruir la complejidad arquitectónica de los ambientes de depósito (Miall, 1985; Collinson, 1996; Miall, 2006). Por lo tanto, el análisis de elementos arquitectónicos permite examinar los depósitos fluviales desde una perspectiva tridimensional. Los elementos arquitectónicos se definen como un conjunto de depósitos que exhiben una geometría externa definida, y presentan un arreglo interno constituido por una asociación de litofacies específica (Collinson, 1996; Miall, 2006). Todos los sistemas fluviales se integran de una combinación de elementos arquitectónicos en particular (Miall, 1985). La identificación de los elementos arquitectónicos es crucial para interpretar el tipo de sistema fluvial, y consecuentemente, entender el significado de los datos de paleocorrientes. Con el propósito de homogeneizar los datos recopilados, se utilizó la clasificación de elementos arquitectónicos fluviales propuesta por Miall (2006).

La clasificación de elementos arquitectónicos de Miall (2006) considera las siguientes características descriptivas:

- 1) la naturaleza de las superficies inferiores y superiores de cada elemento arquitectónico, las cuales pueden ser erosivas, transicionales, de geometría plana, irregular, cóncava o convexa hacia arriba.
- 2) la geometría externa del elemento arquitectónico, la cual puede corresponder a morfologías tabulares, lenticulares, en formas de cuña o de U.
- 3) la escala, la cual considera el espesor y la extensión lateral de los elementos arquitectónicos, tanto paralela como perpendicularmente a la dirección de la corriente del sistema fluvial.
- 4) la asociación de litofacies de cada elemento arquitectónico y su distribución vertical.

- 5) la geometría interna del elemento arquitectónico, la cual considera la naturaleza, disposición y relación de las estructuras sedimentarias y las superficies de los estratos.
- 6) las direcciones de paleocorrientes, las cuales indican la orientación de la corriente fluvial con respecto a la geometría interna y externa de cada elemento arquitectónico.

El esquema de clasificación de Miall (2006) consta de trece elementos arquitectónicos, cada uno indicado por una clave que abrevia su nombre en inglés (Tabla 2). También, se sintetiza el esquema de clasificación de Miall (2006), el cual se utilizó como referencia para elaborar la base de datos del registro fluvial del Triásico Inferior-Superior.

Elemento arquitectónico	Descripción	Asociaciones de litofacies característica	Interpretación	Sistema fluvial en el que se puede presentar
Canal (CH)	El elemento arquitectónico CH consiste en depósitos de geometría lenticular o tabular con un relleno simple que no permite dividirlo en elementos como DA o LA y se amalgama vertical y lateralmente. Presenta bases erosivas cóncavas hacia arriba y límites superiores erosivos o transicionales. Exhibe espesores métricos a decimétricos y se extiende lateralmente a lo largo de decenas de metros. El elemento arquitectónico CH corta al elemento FF y se interestratifica con los elementos LV, CR y CS.	Asociaciones de facies granodecrecientes Ss, Gt, Gp, St, Sp, Sr; intercalados con facies Fl, Fsm, Fm y Fr.	Depósitos asociados a cinturones de canales fluviales. Comúnmente, las asociaciones de facies representan depósitos generados por procesos de avulsión.	Ríos anastomosados y meándricos
Barras y formas de fondo de grava (GB)	El elemento arquitectónico GB se constituye de depósitos con geometría tabular o de cuña que se amalgaman verticalmente. Está delimitado por superficies planas e irregulares. Presenta espesores decimétricos a centimétricos. Comúnmente, el elemento arquitectónico GB se interestratifica con los elementos SG y SB.	Gh, Gp y Gt.	Sistemas de barras conglomeráticas longitudinales y transversales formadas en la parte interna del canal fluvial.	Ríos trenzados y ríos <i>wandering</i>
Depósitos de flujos por gravedad (SG)	El elemento arquitectónico SG exhibe una geometría tabular y sus depósitos se amalgaman verticalmente. Se delimita por superficies con bases planas y no erosivas. Presenta espesores métricos, amplitudes decimétricas y longitudes kilométricas. Frecuentemente, el elemento arquitectónico SG se interestratifica con los elementos GB y SB.	Gmm, Gmg, Gci y Gcm.	Depósitos de flujos gravitacionales.	Ríos trenzados y ríos <i>wandering</i>
Formas de fondo de arena (SB)	El elemento arquitectónico SB se constituye de depósitos de geometrías tabulares, lenticulares o en cuña que se amalgaman verticalmente. Está delimitado por superficies con bases planas e irregulares y, en algunas ocasiones, por geometrías cóncavas hacia arriba. Puede presentar espesores métricos, y extensión lateral de decenas a cientos de metros. Frecuentemente, forma parte de otros elementos arquitectónicos como DA, LA, CR, CS y (FF(CH)) y se interestratifica con los elementos arquitectónicos GB y FF.	1) St, Sp, Sr, Gh, Gp y Gt. 2) Sp, St y Sr. 3) Sl, Sr, Ss, Fl y Fm. 4) Sh, Sp, St, Sr, Fl y Fm.	La interpretación depende de los elementos arquitectónicos asociados: 1) depósitos formados en la parte superior de barras internas al canal fluvial o sistemas de barras de acreción lateral; 2) depósitos generados en el fondo de canales fluviales predominantemente arenosos; 3) depósitos de relleno de canal de desborde o de abanico de desborde; 4) depósitos de canales abandonados.	Ríos trenzados, meándricos, anastomosados y ríos <i>wandering</i>
Macroformas por acreción en dirección de la corriente (DA)	El elemento arquitectónico DA consiste de depósitos de geometría lenticular o tabular que agrandan verticalmente y se acrecionan lateralmente. Se delimita por superficies planas o curvadas con una inclinación menor a 10° en dirección a la corriente. Los estratos de las litofacies St, Sp, Sr, Gt y Gp se orientan oblicua o paralelamente a la dirección de la corriente fluvial principal. Presenta espesores métricos a decimétricos y se extiende longitudinalmente por decenas a cientos de metros. El elemento arquitectónico SG se interestratifica con los elementos GB y SB.	St, Sp, Sr, Sh, Sl y Ss. Escaso Gm, Gt y Gp.	Depósitos de barras de canal predominantemente arenosas que se desarrollan en la parte interna del canal fluvial.	Ríos trenzados y ríos <i>wandering</i>

Tabla 2. Descripción e interpretación de los elementos arquitectónicos fluviales de acuerdo con Miall (2006). También, se indican los elementos arquitectónicos que pueden constituir a los distintos sistemas fluviales. Las referencias se pueden consultar en Miall (2006).

Depósitos de acreción lateral (LA)	El elemento arquitectónico LA se conforma por depósitos con geometría tabular que se acrecionan vertical y lateralmente. Se delimita por superficies erosivas con una inclinación mayor a 60° en dirección a la corriente. Los estratos de las litofacies St, Sp, Gh, Gt, Gp se orientan perpendicularmente a la dirección de la corriente fluvial principal. Presenta espesores métricos y amplitudes de cientos de metros.	St, Sp, Sh, Sl y Ss. Ocasionalmente, Gh, Gt y Gp.	Sistemas de barras de punto.	Ríos meándricos, <i>wandering</i> y anastomosados
Mantos de arena laminada (LS)	El elemento arquitectónico LS consiste en depósitos de geometría tabular que se acrecionan verticalmente. Se delimita por superficies planas o ligeramente erosivas. Presentan espesores decimétricos a métricos y una extensión lateral de cientos de metros.	Sh y Sl. Escaso St, Sp y Sr.	Depósitos de avenida generados bajo condiciones de flujo de régimen superior durante eventos de inundación.	Ríos trenzados, meándricos, anastomosados y <i>wandering</i>
Canales menores (HO)	El elemento arquitectónico HO es una depresión con forma de cuña rellena de sedimentos con granulometrías predominantemente arenosas que se acreciona vertical y lateralmente. Está delimitado por superficies cóncavas hacia arriba. Presenta espesores decimétricos y amplitudes de cientos de metros.	Sh y Sl, Gh y Gt.	Se generan por la convergencia de canales fluviales.	Ríos trenzados
Depósitos de diques naturales (LV)	El elemento arquitectónico LV se constituye de depósitos con geometría de cuña que se acrecionan verticalmente. Presenta espesores decimétricos y longitudes kilométricas. Las estructuras sedimentarias indican paleocorrientes perpendiculares u oblicuas a la dirección de la corriente del canal fluvial principal. Exhibe estratificación decreciente y gradación granodecreciente conforme aumenta la distancia del canal fluvial principal.	Sr, Fl y Fm.	Depósitos generados por eventos de inundación en los márgenes del canal fluvial.	Ríos meándricos y anastomosados
Canales de desborde (CR)	El elemento arquitectónico CR consiste en depresiones con forma de U o tabulares rellenas de granulometrías principalmente arenosas. Está delimitado por superficies erosivas con superficies cóncavas hacia arriba. Presenta espesores métricos, amplitudes de decenas a cientos de metros y longitudes kilométricas.	St, Sp, Sr y Ss.	Canales que cortan a los diques naturales y a los pantanos en la llanura de inundación.	Ríos meándricos y anastomosados
Depósitos de abanicos de desborde (CS)	El elemento arquitectónico CS se constituye de depósitos con geometrías lenticulares. Las litofacies que lo constituyen se acrecionan lateralmente con un ángulo bajo. Presenta espesores métricos, amplitudes kilométricas y longitudes de decenas de kilómetros. La granulometría disminuye conforme aumenta la distancia al canal fluvial principal. Se interestratifica con los elementos arquitectónicos Fl y CR, y puede cambiar transicionalmente al elemento LV.	St, Sr y Fl.	Abanicos de desborde formados como consecuencia de la incisión del canal de desbordamiento.	Ríos meándricos y anastomosados
Depósitos de finos de llanura de inundación (FF)	El elemento arquitectónico FF consiste de depósitos de geometría tabular. Está delimitado por superficies planas. Presenta espesores decimétricos y extensiones laterales métricas a kilométricas.	Fl, Fsm, Fm y Fr.	Depósitos generados por el desborde del canal fluvial o en estanques y pantanos de la llanura de inundación.	Ríos meándricos y anastomosados
Depósitos de relleno de canales abandonados (FF(CH)).	El elemento arquitectónico (FF(CH)) se constituye de depósitos con geometría tabular y contiene litofacies del elemento arquitectónico FF. Está delimitado por superficies erosivas curvadas. Exhibe dimensiones similares a las del canal fluvial principal.	Fsm, Fl, Fm y Fr.	Depósitos generados por avulsión de los canales fluviales mayores.	Ríos meándricos y anastomosados

Continuación de la Tabla 2. Descripción e interpretación de los elementos arquitectónicos fluviales y los principales estilos fluviales asociados de acuerdo con Miall (2006).

4.2.3 Estilo fluvial

La identificación de las litofacies y los elementos arquitectónicos en los trabajos recopilados permitió determinar el estilo fluvial desarrollado en los sectores paleogeográficos que conforman el área de estudio. De manera general, Miall (2006) propone que el estilo de los sistemas fluviales modernos y antiguos puede clasificarse en tres categorías principales: sistemas trenzados, meándricos y anastomosados. Estas categorías se definen fundamentalmente por parámetros morfológicos como el grado de sinuosidad y bifurcación, así como el tipo de elementos arquitectónicos que constituyen las áreas de intercanal. Además de las categorías anteriores, en la naturaleza existen categorías intermedias; como los ríos de tipo wandering, los cuales son un estilo fluvial transicional entre los ríos trenzados y meándricos (Miall, 2006). Adicionalmente, cada una de las categorías fluviales se puede dividir dependiendo de las características de la carga sedimentaria y la descarga. En la Tabla 2 se indican los elementos arquitectónicos que pueden constituir a los distintos sistemas fluviales y los elementos arquitectónicos que permiten identificar cada una de las categorías de los sistemas fluviales de acuerdo con Miall (2006).

4.3 CRITERIOS DE SELECCIÓN DE LOS DATOS DE PALEOCORRIENTES

Una de las premisas para que se llevara a cabo de manera correcta la recopilación propuesta en este trabajo es que no todos los datos de paleocorrientes tienen el mismo significado. En efecto, el significado de un dato de paleocorrientes depende de: 1) el elemento arquitectónico de donde procede el dato, 2) la escala del sistema fluvial y 3) el estilo del sistema fluvial.

Los ambientes fluviales se conforman por distintos elementos arquitectónicos, los cuales presentan una distribución espacial específica con respecto al canal o los canales fluviales. No todos los elementos arquitectónicos se forman bajo la influencia de la corriente fluvial principal, de manera que, los elementos arquitectónicos que se generan en la periferia de las zonas intercanales presentan estructuras sedimentarias desarrolladas durante eventos

de inundación y desborde, cuyas direcciones de paleocorrientes no reflejan el flujo de agua principal dentro del canal o el sistema de canales fluviales.

Por otro lado, no todos los sistemas fluviales tienen extensiones que reflejan la topografía regional; tal es el caso de muchos abanicos aluviales, los cuales se desarrollan en respuesta a relieves locales. En la gran mayoría de las cuencas sedimentarias, los sistemas de abanicos aluviales se desarrollan a lo largo de los bordes tectónicamente activos, y son sistemas fluviales locales de poca longitud que drenan fuentes locales; mientras que, los ríos axiales que surcan típicamente la parte más profunda de las cuencas sedimentarias, pueden presentar grandes extensiones longitudinales, y el detrito que transportan representa un promedio de los relieves expuestos a nivel regional.

Finalmente, el estilo fluvial influye en el grado de dispersión de las corrientes fluviales. Los ríos trenzados, caracterizados por un complejo sistema de barras internas y un bajo grado de sinuosidad, registran direcciones de transporte fluvial poco variable (Figura 13.A). A diferencia de los ríos trenzados, los ríos anastomosados y meándricos tienen índices de sinuosidad muy altos y, en consecuencia, las direcciones de corrientes fluviales son muy dispersas (Figura 13.B y C).

Considerando lo anterior, los trabajos sedimentológicos recopilados fueron sometidos a un estricto filtro, con la finalidad de documentar las direcciones de paleocorrientes fluviales que permitieran definir la geometría regional del drenaje fluvial del Triásico Inferior y Superior. Los criterios que se consideraron para filtrar los datos de paleocorrientes reportados en la literatura son: la escala del sistema fluvial y el tipo de elemento arquitectónico en los que se midieron las direcciones de paleocorrientes.

4.3.1 Escala del sistema fluvial

Ingersoll et al. (1993) propusieron que los sistemas fluviales pueden dividirse en tres categorías, de acuerdo con su escala y la extensión de su cuenca de captación. Dicha división contempla drenajes fluviales de primer, segundo y tercer orden. Los drenajes fluviales de primer orden corresponden a sistemas de abanicos aluviales y pequeños drenajes locales, cuyos depósitos exhiben una composición altamente variable que refleja la exhumación de

los relieves locales adyacentes al sistema fluvial (Figura 12). Los sistemas fluviales de segundo orden consisten en ríos que pueden alcanzar longitudes de cientos de kilómetros y forman depósitos con una menor variabilidad composicional, que representa el promedio de la composición de las grandes cadenas montañosas (Figura 12). Por último, los sistemas fluviales de tercer orden están representados por ríos con longitudes de varios cientos de kilómetros, cuya composición puede ser menos variable y refleja las extensas áreas continentales que drenan (Figura 12).

Considerando que el objetivo consiste en determinar la configuración topográfica regional, se seleccionaron los sistemas fluviales triásicos que han sido interpretados como ríos de segundo y tercer orden, ya que los drenajes fluviales de primer orden sólo aportarían información de rasgos topográficos locales (Figura 12).

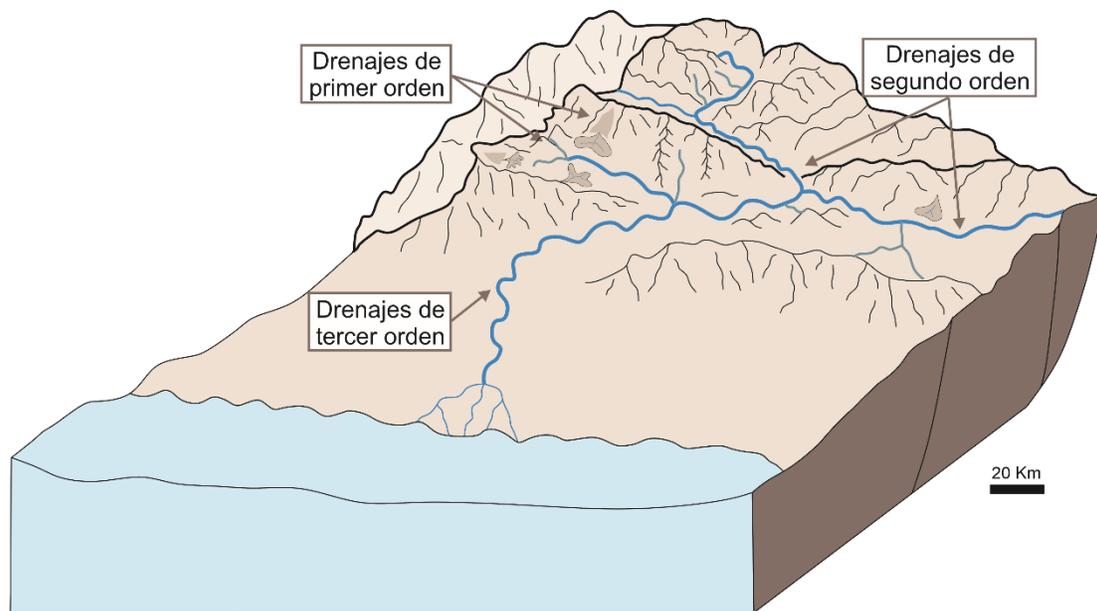


Figura 12. Escala de los sistemas fluviales de acuerdo con Ingersoll et al. (1993). Los drenajes fluviales de primer orden son abanicos aluviales y ríos de poca longitud. Los sistemas fluviales de segundo orden son ríos de mayor longitud que drenan a través de las cadenas montañosas. Los sistemas fluviales de tercer orden son ríos de longitudes regionales que drenan extensas áreas continentales. Imagen modificada de Ingersoll et al. (1993).

4.3.2 Tipo de elemento arquitectónico

En la base de datos construida en este trabajo, se incluyeron los datos de paleocorrientes que fueron medidos específicamente en elementos arquitectónicos desarrollados bajo la

influencia de la corriente fluvial principal. Dichos elementos corresponden a los canales (CH), barras y formas de fondo de grava (GB), formas de fondo de arena (SB), macroformas por acreción en dirección de la corriente (DA) y depósitos de acreción lateral (LA; Figura 13). Por el contrario, se omitieron los datos de paleocorrientes medidos en los elementos arquitectónicos asociados a la ruptura de los diques naturales (LV) o formados bajo la influencia de corrientes de desborde, tales como canales de desborde (CR), depósitos de abanico de desborde (CS), depósitos de finos de llanura de inundación (FF) y depósitos de relleno de canales abandonados (FF(CH); Figura 13).

Las estructuras sedimentarias son el rasgo sedimentológico de mayor relevancia en este trabajo, ya que a través de éstas es posible realizar el análisis de paleocorrientes. Las estructuras sedimentarias que permiten efectuar la medición de la dirección y/o sentido de transporte corresponden con estratificación cruzada, rizaduras, imbricación y lineación por partición. En algunos casos también es posible determinar la dirección de flujo mediante algunas estructuras erosivas y, la orientación de objetos como troncos, plantas o fósiles dentro de los estratos (Miall, 2006). Por lo tanto, se seleccionaron las direcciones de paleocorrientes que fueron tomadas en las litofacies conformadas por Gh, Gt, Gp, St, Sp, Sr, Sl y Sh (Tabla 1), las cuales están asociadas a los elementos arquitectónicos previamente mencionados (Figura 13); se omitieron las direcciones de paleocorrientes de las litofacies de Fl, Fsm, Fm y Fr asociadas con depósitos de llanura de inundación (Tabla 1).

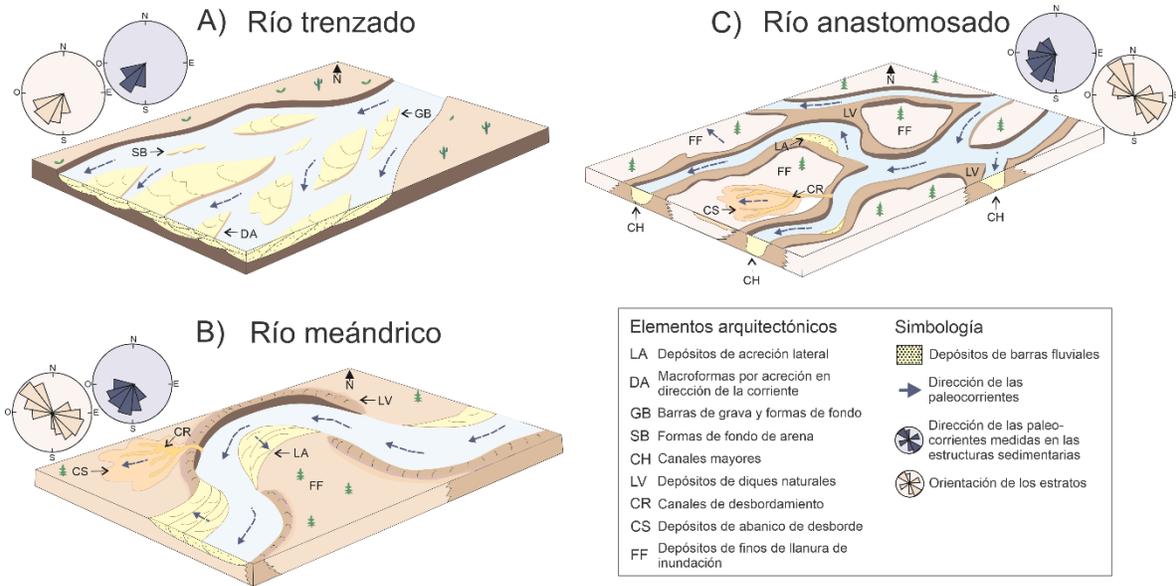


Figura 13. Direcciones de paleocorrientes y elementos arquitectónicos de los sistemas fluviales. A) En ríos trenzados, las direcciones de paleocorrientes se miden en los elementos arquitectónicos GB, SB y DA. B) En ríos meándricos, las direcciones de paleocorrientes se miden en los elementos arquitectónicos LA y SB. C) En ríos anastomosados, las direcciones de paleocorrientes se miden a partir de los elementos arquitectónicos CH y LA. En los ríos meándricos y anastomosados, los elementos arquitectónicos LV, CR, CS y FF registran direcciones de paleocorrientes muy distintos al canal fluvial principal. Modificado de Miall (2006).

CAPÍTULO 5. SISTEMAS FLUVIALES MAYORES DEL TRIÁSICO EN LA PANGEA

A continuación, se presenta la descripción de las cuencas sedimentarias que alojan a las sucesiones fluviales del Triásico Inferior-Superior, mediante las cuales se pretende reconstruir la geometría del patrón de drenaje regional de la Pangea.

5.1 SISTEMAS FLUVIALES DEL SECTOR NORTEAMERICANO

En el sector de Norteamérica destacan los sistemas fluviales Chinle-Dockum, localizados en el oeste de Estados Unidos; El Alamar, ubicado en el noreste de México; y los sistemas fluviales de las cuencas de *rift* del noreste de Norteamérica (Figura 14).

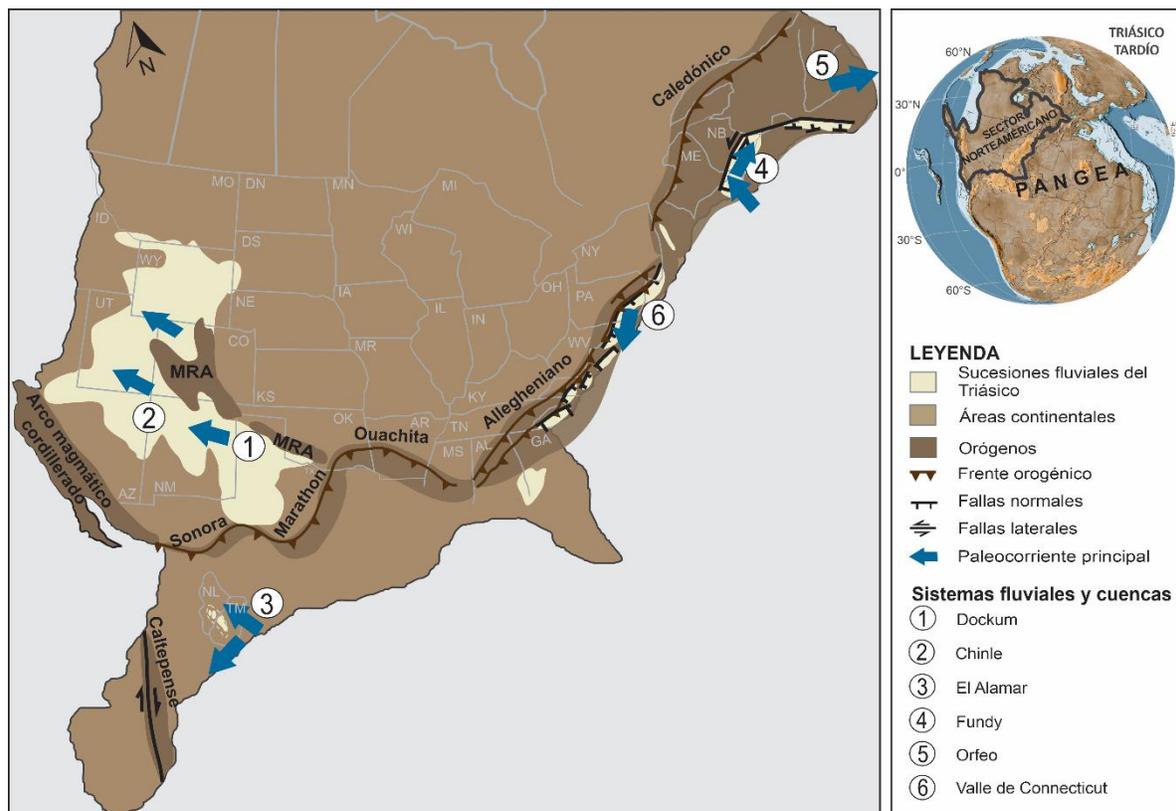


Figura 14. Localización de los sistemas fluviales del sector norteamericano durante el Triásico Medio-Tardío. Norte paleogeográfico durante el Triásico (N). Abreviaturas: Alabama (AL), Arizona (AZ), Arkansas (AR), Colorado (CO), Dakota del Norte (DN), Dakota del Sur (DS), Georgia (GA), Idaho (ID), Illinois (IL), Indiana (IN), Iowa (IA), Kansas (KS), Kentucky (KY), Michigan (MI), Minnesota (MN), Misisipi (MS), Misuri (MR), Montana (MO), Nebraska (NE), Nueva York (NY), Nuevo México (NM), Nuevo León (NL), Ohio (OH), Oklahoma (OK), Pensilvania (PA), Tamaulipas (TM), Tennessee (TN), Utah (UT), Wisconsin (WI), Wyoming (WY).

5.1.1 Cuenca Dockum

La cuenca Dockum se localiza actualmente en los estados de Colorado, Nuevo México, Oklahoma, Kansas y Texas, en Estados Unidos, y tiene una extensión superficial aproximadamente de 246,050 km² (Lehman y Chatterjee, 2005; Hayworth, 2019; Figura 14). La cuenca Dockum tuvo una orientación NW-SE durante el Triásico Tardío; y estuvo delimitada al sureste por el cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora del Carbónífero-Pérmico, y al norte por altos topográficos de las Montañas Rocallosas Ancestrales, estructuras formadas durante el Carbonífero-Pérmico (Hayworth, 2019; Sweet et al., 2021; Figura 14).

Los sistemas fluviales de la cuenca Dockum depositaron el Grupo Dockum, el cual consiste en las siguientes unidades en orden ascendente: Santa Rosa Sandstone, Tecovas, Trujillo Sandstone y Cooper Canyon (Lehman y Chatterjee, 2005; Figura 15.A). El Grupo Dockum tiene una edad del Triásico Superior, con base en fósiles de plantas, vertebrados y, estudios palinológicos (May, 1988). El Grupo Dockum descansa discordantemente y, en algunos lugares, transicionalmente sobre rocas sedimentarias de edad Pérmica (Hayworth, 2019).

La cuenca Dockum fue drenada por un complejo sistema fluvial principal conectado con ríos tributarios y con depresiones lacustres pequeñas y locales desarrolladas en las llanuras de inundación (e.g. May, 1988; Brown, 2016; Hayworth, 2019; Figura 15.B). El estilo del sistema fluvial principal fue variable en el tiempo, pues consistió en ríos *wandering* que cambiaron transicionalmente a ríos meándricos durante el Carniano, y posteriormente, se formaron ríos anastomosados durante el Carniano-Noriano (May, 1988; Fritz, 1991; Lehman y Chatterjee, 2005; Hayworth, 2019; Figura 15.B). Las direcciones de paleocorrientes del sistema fluvial principal del Grupo Dockum se dirigían hacia el noroeste y fueron obtenidas con base en mediciones de estratificación cruzada en elementos arquitectónicos desarrollados internamente a los canales fluviales (May, 1988).

El área fuente del Grupo Dockum corresponde con el cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora y, posiblemente, otras fuentes locales localizadas al norte de la cuenca (Lehman y Chatterjee, 2005; Hayworth, 2019; Figura 15.B).

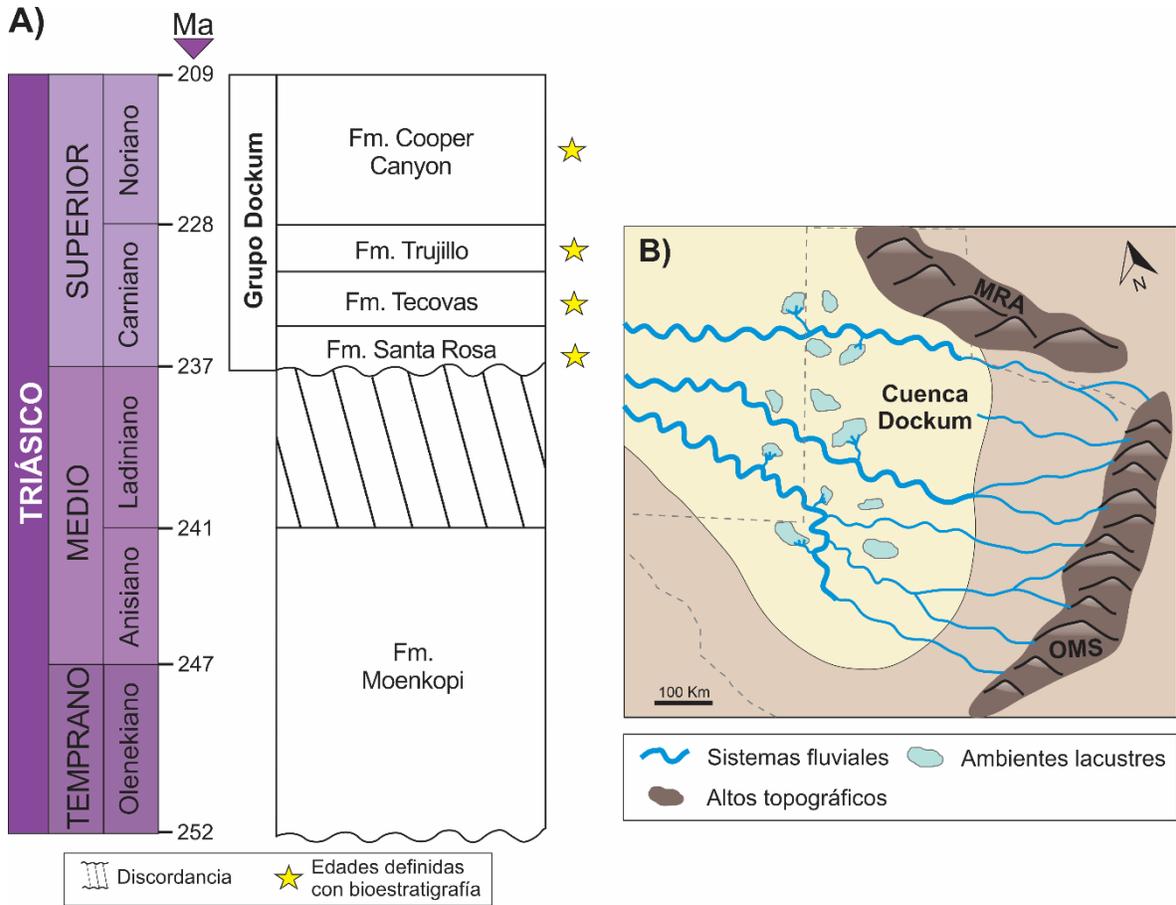


Figura 15. A) Tabla cronoestratigráfica de las unidades que conforman al Grupo Dockum. Modificado Lehman y Chatterjee (2005). B) Modelo de los sistemas fluviales de la cuenca Dockum. Modificado de Brown (2016) y Hayworth, 2019). Abreviaturas: Cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (OMS) y Montañas Rocallosas Ancestrales (MRA).

5.1.2 Cuenca Chinle

El registro sedimentario de la cuenca Chinle se extiende actualmente a través de los estados de Colorado, Utah, Arizona y Nuevo México, en Estados Unidos, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 360,000 km² (Stewart et al., 1972; Dubiel, 1992; Dubiel y Hasiotis, 2011; Howell y Blakey, 2013; Martz et al., 2017; Figura 14).

La cuenca Chinle tuvo una dirección NW-SE durante el Triásico Tardío, y estuvo delimitada al sur y oeste por el Arco Magmático Cordillerano de Norteamérica, una estructura del Pérmico-Triásico Medio, y al noreste por altos topográficos de las Montañas Rocallosas Ancestrales del Carbonífero-Pérmico (Howell y Blakey, 2013; Martz et al., 2014; Figura 14).

La cuenca Chinle consta de dos subcuencas; una localizada al este de Arizona y otra ubicada al noroeste de Utah y Colorado (Stewart et al., 1972; Dubiel, 1992; Martz et al., 2017; Blakey, 2019; Figura 14). La cuenca Chinle fue rellenada por la Formación Chinle del Triásico Superior, la cual se constituye de diversos miembros, cuyos nombres varían de acuerdo con el área de estudio (Dubiel y Hasiotis, 2011; Martz et al., 2014; Blakey, 2019). No obstante, puede constituirse de las siguientes unidades en orden ascendente: Shinarump, Monitor Butte, Moss Back, Petrified Forest, Owl Rock y Church Rock (Dubiel y Hasiotis, 2011; Blakey, 2019; Figura 16.A). Las edades de las unidades que conforman a la Formación Chinle se han definido a partir de estudios bioestratigráficos en fósiles de vertebrados e invertebrados, estudios palinológicos y dataciones isotópicas en circones detríticos (Martz et al., 2014; Ramezani et al., 2014; Lindström et al., 2016; Figura 16.A). En la mayoría de los lugares, la Formación Chinle sobreyace discordantemente a la Formación Moenkopi del Triásico Inferior-Medio y, localmente, a un basamento cristalino de edad Precámbrica-Pérmica (Stewart et al., 1972; Howell y Blakey, 2013; Martz et al., 2017). La Formación Chinle se correlaciona estratigráficamente con el Grupo Dockum; por lo tanto, se interpreta que los sistemas fluviales de la cuenca Chinle estuvieron conectados a los ríos de la cuenca Dockum (e.g. Dickinson y Gehrels, 2008; Dickinson et al., 2010; Figuras 16.B y C).

Los sistemas fluviales instaurados en la cuenca Chinle durante el Triásico Tardío son variables en el tiempo. A inicios del Noriano, se desarrolló un extenso sistema fluvial trezado, el cual estuvo alimentado por tributarios con el mismo estilo fluvial (Blakey y

Gubitosa, 1983; Dubiel, 1994; Dubiel y Hasiotis, 2011; Figura 3.B). Dicho sistema fluvial principal tenía una dirección de paleocorrientes predominantemente hacia el noroeste, con base en mediciones tomadas en elementos arquitectónicos internos a los canales fluviales (Stewart et al., 1972; Blakey y Gubitosa, 1983; Dubiel y Hasiotis, 2011). Posteriormente, se desarrollaron sistemas fluviales principales de tipo meándrico y, posiblemente, anastomosados, los cuales fueron alimentados por diversos tributarios (Blakey y Gubitosa, 1983; Dubiel, 1994; Dickinson y Gehrels, 2008; Dubiel y Hasiotis, 2011; Figura 16.C). Las direcciones de paleocorrientes del río principal meándrico se dirigían hacia el oeste y noroeste, y fueron tomadas en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y rizaduras en barras de meandro (Blakey y Gubitosa, 1983; Dubiel y Hasiotis, 2011). Las fuentes que alimentaron a los sistemas fluviales que constituyen a la Formación Chinle corresponden con altos topográficos del Arco Magmático Cordillerano y de las Montañas Rocallosas Ancestrales (Dubiel y Hasiotis, 2011; Figuras 16.B y C).

Adicionalmente, al norte de la cuenca Chinle, se desarrolló un sistema fluvial de tipo trezado, que cambió transicionalmente a un río meándrico durante el lapso Carniano-Noriano (Dubiel, 1992; Figuras 16.B y C). La dirección de drenaje de este sistema fluvial se dirigía predominantemente hacia el noroeste (Stewart et al., 1972; Dubiel, 1992). Las áreas fuente de sedimentos en el sector norte de la cuenca Chinle corresponden con altos topográficos de las Montañas Rocallosas Ancestrales (Dubiel, 1992; Figuras 16.B y C).

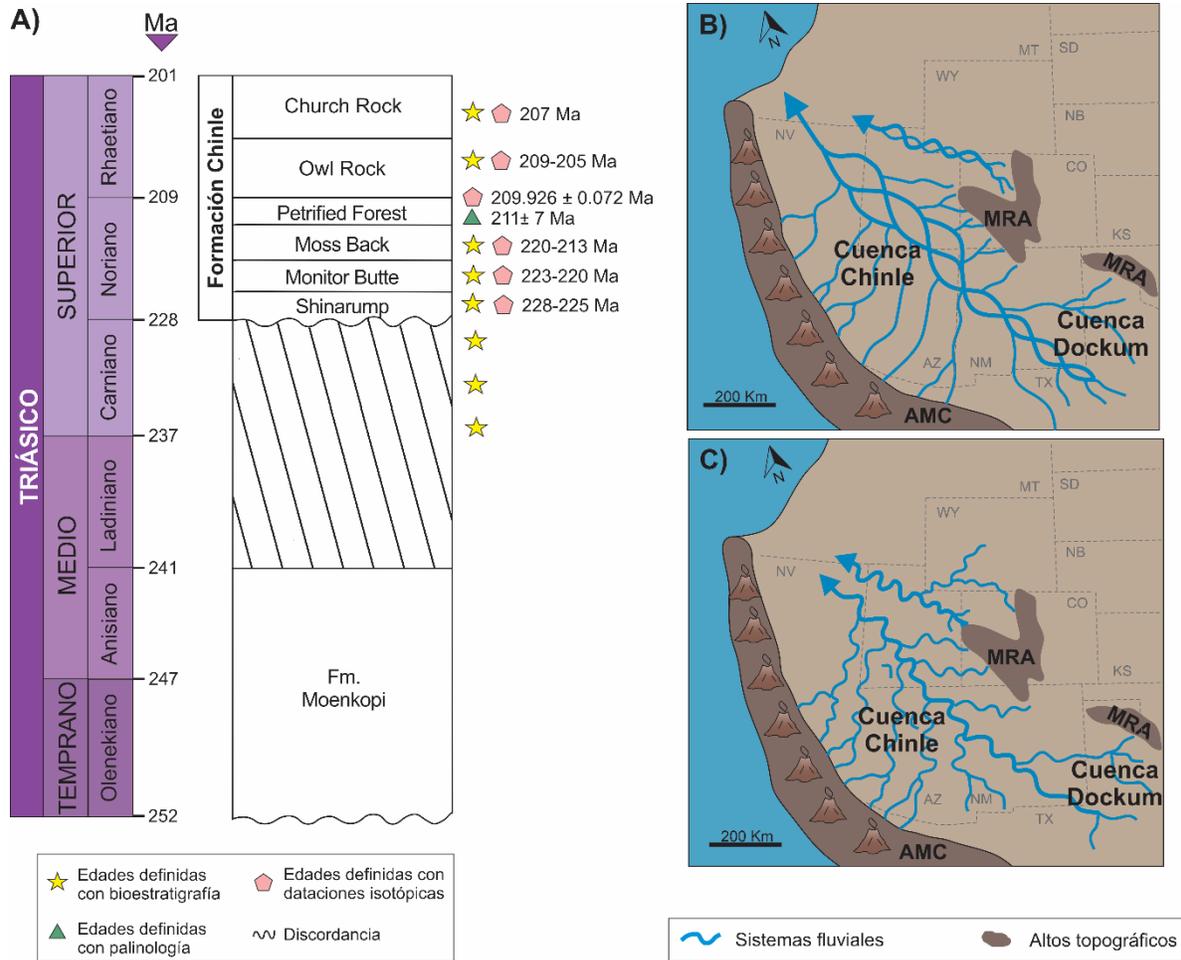


Figura 16. A) Tabla cronoestratigráfica de las unidades que conforman a la Formación Chinle. Modificado de Martz et al. (2014) y Ramezani et al. (2014). B-C) Modelo de los sistemas fluviales de la cuenca Dockum. Modificado de Dubiel y Hasiotis (2011). Abreviaturas: Arco Magmático Cordillerano (AMC) y Montañas Rocallosas Ancestrales (MRA).

5.1.3 Formación El Alamar

La Formación El Alamar es una sucesión sedimentaria continental que ha sido definida por Barboza-Gudiño et al. (2010). En la actualidad, esta unidad aflora de manera aislada en distintas localidades de Tamaulipas, en el noreste de México, donde tiene una extensión superficial de aproximadamente 1200 km², y en Nuevo León, México, donde se extiende por aproximadamente 80 km² (Barboza-Gudiño et al., 2010; Rubio-Cisneros y Holbrook, 2021; Figura 14). La escasez de los afloramientos y su incompleta exposición no ha permitido delinear con claridad la geometría de la cuenca en la cual se depositó.

La Formación El Alamar se depositó en el borde occidental de la Pangea ecuatorial durante el Carniano o, incluso, el Noriano, de acuerdo con estudios bioestratigráficos y dataciones isotópicas en circones detríticos (e.g. Weber, 1997; Barboza-Gudiño et al., 2010, 2014; Martin et al., 2022; Figura 17.A). La base de la Formación El Alamar no se encuentra expuesta; sin embargo, las secciones incompletas descansan discordantemente sobre un basamento cristalino del Precámbrico-Paleozoico (Barboza-Gudiño et al., 2010).

De acuerdo con el análisis de elementos arquitectónicos, la Formación El Alamar se depositó a través de largos ríos axiales con diferentes estilos fluviales, alimentados por tributarios originados en las regiones intramontañosas circundantes (Rubio Cisneros y Holbrook, 2021). En los afloramientos más meridionales, los depósitos fluviales se han interpretado como el registro estratigráfico de ríos de tipo trenzado o abanicos aluviales con orientación NW-SE, mientras que al noroeste, los depósitos se formaron en ríos meándricos y sistemas trenzados con dirección de flujo hacia el suroeste (Rubio-Cisneros y Holbrook, 2021; Figura 17.B). Las direcciones de paleocorrientes de la Formación El Alamar fueron definidas con base en estratificación cruzada y rizaduras en litofacies internas al canal fluvial y barras de meandro (Rubio-Cisneros, 2012). Las áreas de aporte de sedimentos de la Formación El Alamar fueron altos topográficos del orógeno Ouachita-Marathon-Sonora del Carbonífero-Pérmico localizados al norte, y rocas del basamento cristalino de edad Precámbrica-Paleozoico Superior (Dickinson et al., 2010; Rubio-Cisneros y Holbrook, 2021).

Recientemente, algunos autores han propuesto que la Formación El Alamar no representa el registro estratigráfico de extensos sistemas fluviales que drenaron regionalmente la

Pangea occidental, sino que, esta unidad se depositó a través de sistemas de abanicos aluviales locales y pequeños sistemas fluviales que drenaron cuencas sedimentarias principalmente desconectadas entre sí (Martin et al., 2022; Figura 17.C). De acuerdo con este escenario, las áreas de aporte de sedimento fueron altos topográficos locales, como los Complejos Metamórficos El Novillo y Granjeno, terrenos del Mesoproterozoico y Paleozoico Superior, rocas sedimentarias depositadas durante el Paleozoico, el cinturón de granitos del Pérmico Superior-Triásico Inferior y el arco volcánico del Carbonífero-Pérmico (Martin et al., 2022; Figura 17.C).

Adicionalmente, se han documentado otros afloramientos de sucesiones fluviales en los estados de Puebla y Oaxaca, en el sureste de México (Silva-Romo et al., 2015) y, en el estado de Sonora, en el noroeste de México (González-León et al., 2009). Las sucesiones fluviales del sureste de México conforman a la Formación La Mora, a la cual se le ha asignado una edad del Triásico Tardío, estimada con base en dataciones isotópicas en zircones detríticos (Silva-Romo et al., 2015). Se ha interpretado de manera preliminar que la Formación La Mora representa el registro estratigráfico de un extenso sistema fluvial con origen en el cratón Amazónico (Silva-Romo et al., 2015); sin embargo, la escasez de los afloramientos triásicos no ha permitido reconstruir a detalle el estilo fluvial ni la magnitud y orientación de dicho río. Por otra parte, los sistemas fluviales del noroeste de México constituyen al Grupo Barranca, el cual tiene un rango de edad posiblemente del Triásico Medio-Tardío, estimada con base en dataciones isotópicas en circones detríticos y en estudios de flora fósil (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2009). El Grupo Barranca fue depositada a través de abanicos aluviales y sistemas fluviales-deltaicos con direcciones de flujo predominantemente hacia el suroeste, originados en altos topográficos localizados al norte de Sonora (Stewart y Roldán-Quintana, 1991; González-León et al., 2009). No obstante, la irregularidad y escasez de los afloramientos no ha permitido definir con precisión la edad del Grupo Barranca y, el estilo fluvial de los ríos que permitieron su depósito (Stewart y Roldán-Quintana, 1991).

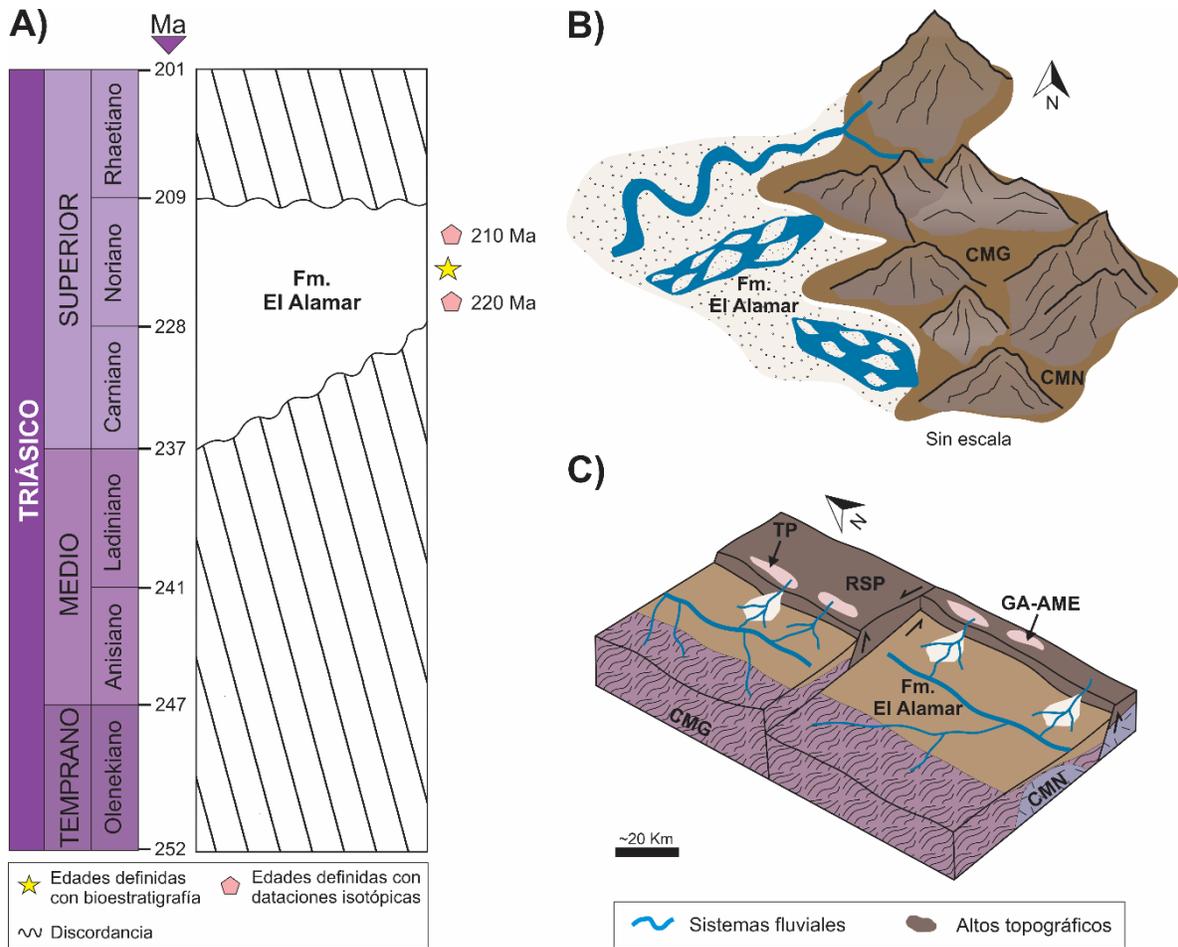


Figura 17. A) Tabla cronoestratigráfica de la Formación El Alamar. Modificado de Barboza-Gudiño et al. (2014) y Martin et al. (2022). B) Largos sistemas fluviales de la Formación El Alamar de acuerdo con Rubio-Cisneros y Holbrook (2021). C) Sistemas fluviales locales y abanicos aluviales de la Formación El Alamar de acuerdo con Martin et al. (2022). Abreviaturas: Complejo Metamórfico Granjeno (CMG), Complejo Metamórfico El Novillo (CMN), Granitos de Anatexis o del Arco Magmático del este de México (AME), Tonalita Peregrina (TP) y rocas sedimentarias del Paleozoico (RSP).

5.1.4 Cuenca de Fundy

La cuenca de Fundy pertenece al sistema de *rift* del noreste de Norteamérica, una serie de cuencas sedimentarias que, en la actualidad, se extienden desde Carolina del Sur, Estados Unidos hasta Nueva Escocia, Canadá (Luttrell, 1989; Smoot, 1991; Withjack et al., 2012; Figura 14). La cuenca de Fundy se localiza entre las provincias de Nueva Escocia y Nuevo Brunswick, Canadá, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 160,00 km² (e.g. Leleu et al., 2009; O'Connor, 2016; Figura 14).

Al igual que otras cuencas del noreste de Norteamérica, la cuenca de Fundy tuvo una orientación NE-SW durante el Triásico Tardío, y estuvo delimitada al norte por fallas normales y de rumbo con componente lateral izquierdo y de orientación ENE-WSW, estructuras que se originaron como fallas inversas durante la orogenia Acadiana (Leleu y Hartley, 2018; O'Connor, 2016; Figuras 14 y 18.B). Esta cuenca estuvo constituida por las subcuencas de Fundy, Minas y Chignecto, las cuales forman un complejo sistema de semi-graben (Leleu et al., 2009; Leleu y Hartley, 2018; Figura 18.B).

Los sistemas fluviales de las subcuencas Fundy y Minas generaron los depósitos de la Formación Wolfville, la cual tiene una edad del Carniano, extendiéndose posiblemente hasta el Ladiniano y Anisiano, como sugieren algunos estudios bioestratigráficos (Leleu et al., 2009; Nadon y Middleton, 1985; Figura 18.A). La Formación Wolfville suprayace mediante una discordancia angular a rocas de edad Paleozoica y Precámbrica (Hubert y Forlenza, 1988). En la subcuenca Chignecto, las unidades fluviales consisten en las Formaciones Quaco y Echo Cove, las cuales tienen una edad del Carniano-Ladiniano, estimada con base en estudios palinológicos (Nadon y Middleton, 1985; Leleu y Hartley, 2018; Figura 18.A).

La cuenca de Fundy fue drenada por diversos abanicos aluviales y ríos trenzados localizados en los márgenes de la cuenca durante el Triásico Tardío, los cuales pudieron estar conectados a un sistema fluvial axial, o bien desembocar en ambientes lacustres o de lago-playa (e.g. Hubert y Forlenza, 1988; O'Connor, 2016; Leleu y Hartley, 2018; Figura 18.B). Las direcciones de paleocorrientes de los ríos trenzados se dirigen hacia el noroeste y noreste, con una dispersión de ~180°, y fueron obtenidas en estructuras sedimentarias como

estratificación cruzada de barras internas a los canales fluviales (Leleu et al., 2009; O'Connor, 2016). Aunque aún no se confirma la formación de un sistemas fluvial axial, algunos autores sugieren que dicho sistema fluvial pudo tener una dirección de flujo hacia el noreste en dirección hacia la cuenca Orfeo (O'Connor, 2016; Figura 18).

Las zonas de aporte de sedimentos corresponden con los altos topográficos localizados en los márgenes norte y sur de la cuenca de Fundy, formados durante la orogenia Caledónica (e.g. Kettanah et al., 2014).

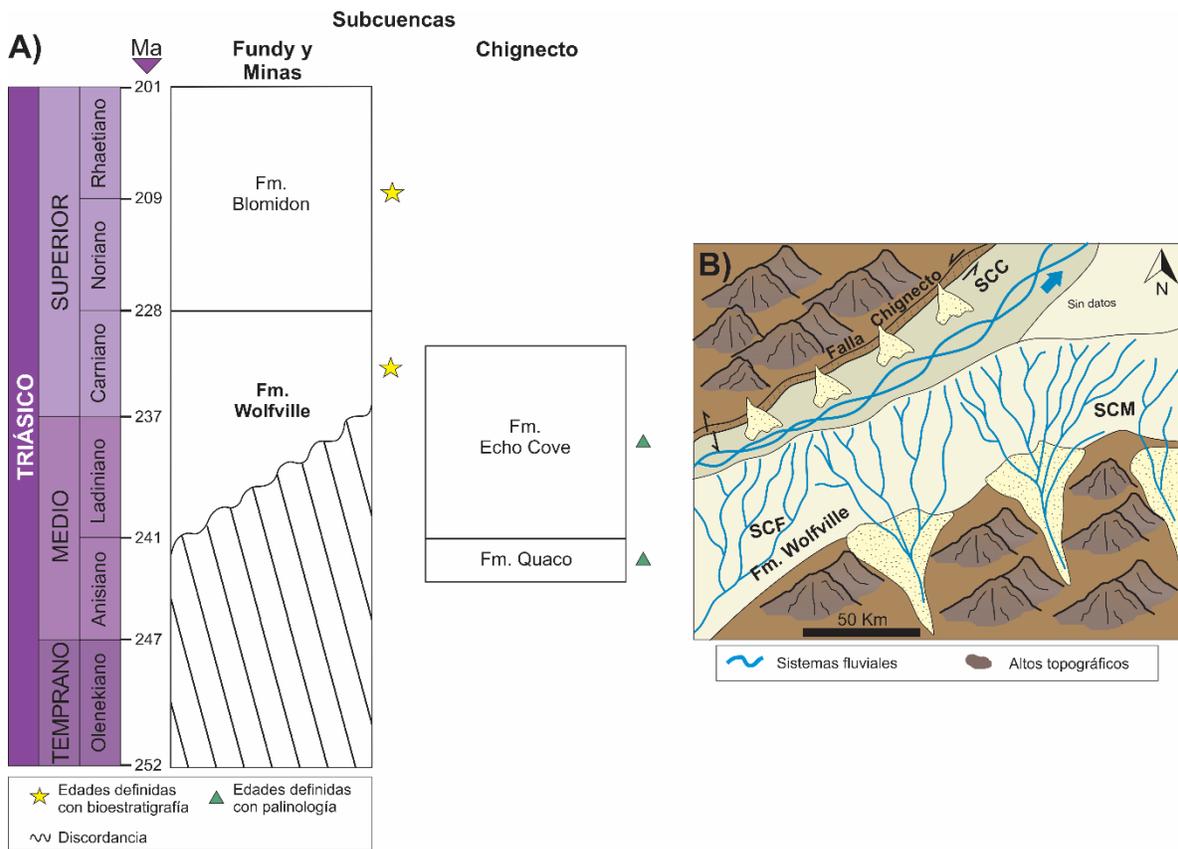


Figura 18. A) Tabla cronoestratigráfica de las unidades fluviales de la cuenca Fundy. Modificado de Leleu y Hartley (2018). B) Sistemas fluviales de la cuenca de Fundy durante el Carniano. Modificado de Leleu y Hartley (2018). Abreviaturas: subcuenca de Fundy (SCF), subcuenca Minas (SCM) y sub-cuenca Chignecto (SCC).

5.1.5 Cuenca de Orfeo

En la actualidad, la cuenca de Orfeo se localiza en el océano Atlántico, desde la plataforma de Nueva Escocia hasta el margen oeste de la Bahía de Chedabucto, en Canadá, y tiene una extensión de aproximadamente 10,000 km² (Tanner y Brown, 1999; Figura 14).

La cuenca de Orfeo consistió en un depocentro estrecho y alargado, con orientación predominantemente NE-SW durante el Triásico Tardío, y con una geometría de graben (O'Connor, 2016; Figura 14). El margen norte de la cuenca de Orfeo estuvo delimitado por la zona de falla Cobequid-Chedabucto, la cual pudo haberse extendido hacia la cuenca de Fundy (Tanner y Brown, 1999). Por su parte, la margen sur de la cuenca de Orfeo se constituyó de una serie de fallas antitéticas y discontinuas con respecto a la zona de falla del margen norte (Tanner y Brown, 1999).

Los sistemas fluviales de la cuenca de Orfeo generaron los depósitos de la Formación Chedabucto, a la cual se le ha asignado una edad del Triásico Superior, posiblemente Noriano, con base en estudios palinológicos (Tanner y Brown, 1999; O'Connor, 2016; Figura 19). La Formación Chedabucto descansa discordantemente sobre un basamento cristalino con un rango de edad Proterozoico-Paleozoico (Tanner y Brown, 1999). La Formación Chedabucto se correlaciona cronoestratigráficamente con la parte superior de la Formación Wolfville y la Formación Blomidon de la cuenca de Fundy (Tanner y Brown, 1999).

Los elementos arquitectónicos de la Formación Chedabucto sugieren que ésta fue depositada a través de sistemas fluviales trenzados (Tanner y Brown, 1999; O'Connor, 2016). Algunos autores proponen que las cuencas de Fundy y Orfeo estuvieron conectadas entre sí, mediante la zona de falla Cobequid-Chedabucto, y que fueron drenadas por un extenso sistema fluvial axial que fluía hacia el este (e.g. Tanner y Brown, 1999; O'Connor, 2016). Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas en depósitos con estratificación cruzada; sin embargo, no se especifica el tipo de litofacies (O'Connor, 2016). Alternativamente, otros autores proponen que las cuencas de Fundy y Orfeo fueron cuencas aisladas, drenadas por abanicos aluviales localizados en los márgenes de la cuenca y ríos transversales de tipo trenzado (e.g. Leleu y Hartley, 2010).

Las zonas de aporte de sedimentos de la Formación Chedabucto corresponden con altos topográficos de los terrenos de Avalonia y Meguma afectados por la orogenia Caledónica y, posiblemente, rocas sedimentarias que fueron depositadas en la subcuenca de Minas localizada al oeste de la cuenca Orfeo (O'Connor, 2016).

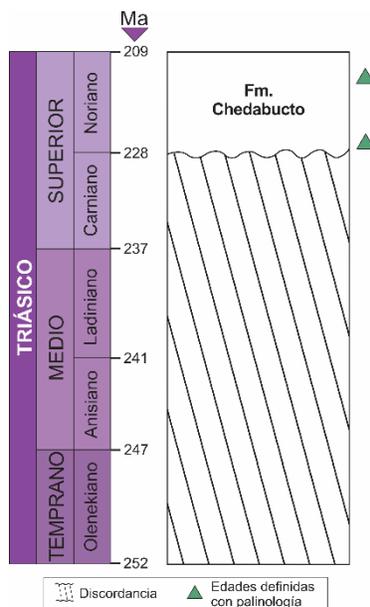


Figura 19. Tabla cronoestratigráfica de las unidades fluviales de la cuenca de Orfeo. Modificado de O'Connor (2016).

5.1.6 Cuenca Valle de Connecticut

La cuenca Valle de Connecticut se extiende actualmente a través de los estados de Connecticut y el sur de Massachusetts, Estados Unidos y, tiene una extensión superficial de aproximadamente 5,600 km² (Hubert et al., 1978; Figura 14).

La cuenca Valle de Connecticut tuvo una orientación NE-SW, una geometría de semi-graben, y consistió en dos subcuencas durante el Triásico Tardío (Hubert et al., 1978; Schlische, 200; Figura 144). Esta cuenca estuvo delimitada al este por fallas normales con orientación predominantemente NE-SW, estructuras originalmente desarrolladas como fallas inversas durante los eventos orogénicos del Paleozoico (Hubert et al., 1978; Withjack et al., 2012; Figura 14).

Los sistemas fluviales de la cuenca Valle de Connecticut originaron los depósitos de la Formación New Haven Arkose, la cual tiene una edad Noriana con base en estudios paleontológicos y dataciones isotópicas con el método de U-Pb en calcretas (Cornet y Traverse, 1975; Hubert et al., 1978; Wang et al., 1998; Figura 20.A). La Formación New Haven Arkose descansa discordantemente sobre un basamento cristalino de edad Paleozoica (Hubert et al., 1978).

Los sistemas fluviales que permitieron el depósito de la Formación New Haven Arkose fueron ríos de tipo trenzado, formados en el bloque levantado del margen oriental de la cuenca Valle de Connecticut (Hubert et al., 1978; Figura 20.B). Estos sistemas fluviales posiblemente alimentaron a un río axial orientado paralelamente a la cuenca (Hubert et al., 1978). Los sistemas fluviales de tipo trenzado se dirigían predominantemente hacia el suroeste (Hubert et al., 1978), no obstante, la dispersión de los datos ($\sim 180^\circ$) no descarta la posibilidad de que fueran abanicos aluviales desarrollados en los márgenes de la cuenca (Figura 20.B). Posteriormente, los ríos trezados cambiaron transicionalmente a ríos meándricos, con una dirección de paleocorrientes hacia el sureste (Ahern, 2015). Las direcciones de paleocorrientes de los ríos trezados se definieron con base en la estratificación cruzada de barras internas a los canales fluviales (Hubert et al., 1978), mientras que, las direcciones de paleocorrientes del río meándrico se obtuvieron mediante

la estratificación cruzada de barras de meandro y barras de acreción en dirección a la corriente (Ahern, 2015).

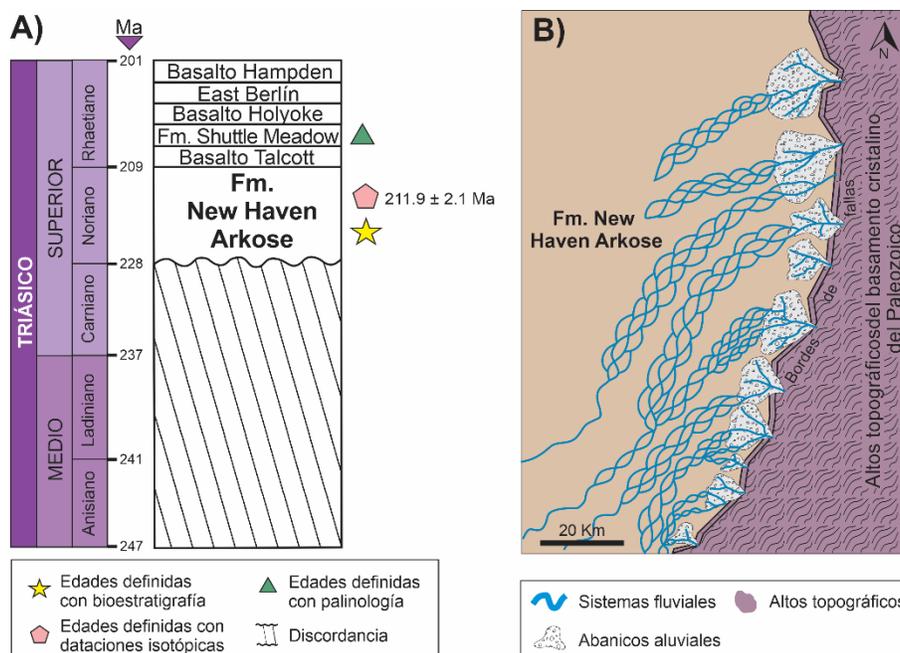


Figura 20. A) Tabla cronoestratigráfica de la Formación New Haven Arkose de la cuenca Valle de Connecticut. Modificado de Cornet y Traverse (1975), Hubert et al. (1978) y Wang et al. (1998). B) Sistemas fluviales de la cuenca de Valle de Connecticut durante el Noriano. Modificado de Hubert et al. (1978).

5.2 SISTEMAS FLUVIALES DEL SECTOR EUROPEO

En Europa, destacan los sistemas fluviales desarrollados en las cuencas de Iberia, Ebro, Catalana y Bética, localizadas en distintas regiones de España, en la cuenca del Mar de Irlanda del este, ubicada en Irlanda, en las cuencas de Wessex y Cheshire, localizadas en distintas zonas de Reino Unido, en la cuenca Alemana, que se extiende a través de varios países como Alemania, Polonia, Dinamarca, Noruega y Suecia, y la cuenca del Mar del Norte, localizada en la región septentrional del océano Atlántico (Figura 21).

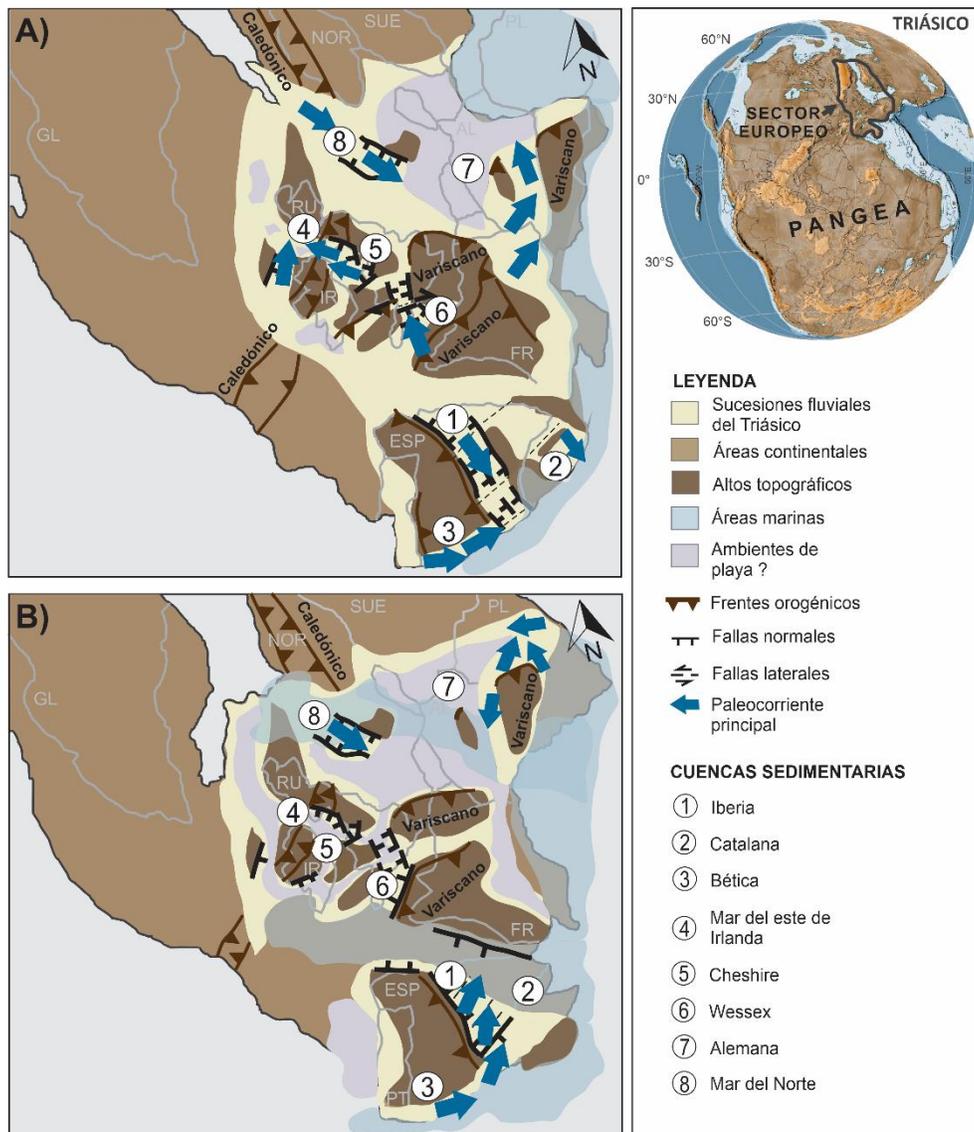


Figura 21. A) Localización de las cuencas sedimentarias de Europa durante el Triásico Temprano-Medio. B) Localización de las cuencas sedimentarias de Europa durante el Triásico Tardío. Norte paleogeográfico durante el Triásico (N). Abreviaturas: España (ESP), Francia (FR), Irlanda (IR), Portugal (PT) Noruega (NOR), Groenlandia (GL), Suecia (SUE), Reino Unido (RU).

5.2.1 Cuenca de Iberia

La cuenca de Iberia se localiza actualmente en los sectores oriental y central de España y, tiene una extensión superficial de aproximadamente 46,000 km² (Arche y López-Gómez, 1996; López-Gómez et al., 2019; Figura 21).

La cuenca de Iberia se formó como una serie de semi-grábenes aislados, de orientación NW-SE durante el Pérmico Tardío, y posteriormente adquirió una geometría de grábenes simétricos durante el Triásico Temprano-Tardío (Arche y López-Gómez, 1996; López-Gómez et al., 2019; Figura 21). Esta cuenca estuvo delimitada por altos topográficos bordeados por sistemas de fallas normales de orientación NW-SE, y fallas laterales de orientación NNE-SSW, las cuales son estructuras variscanas reactivadas o, incluso, más antiguas (Arche y López-Gómez, 1996; Figuras 21 y 22.B).

La nomenclatura de las sucesiones fluviales triásicas de la cuenca de Iberia varía de acuerdo con el área de estudio (e.g. Arche y López-Gómez, 2005; López-Gómez et al., 2019; Franzel et al., 2020). Las unidades fluviales más representativas del Triásico Inferior-Medio corresponden con las formaciones Cañizar, Rillo de Gallo y Arenisca Riba de Santiuste, las cuales cambian transicionalmente a las formaciones Eslida, Arandilla y Cercadillo (López-Gómez et al., 2019; Franzel et al., 2020; Figura 22.A). Las formaciones Cañizar y Rillo de Gallo descansan discordantemente sobre un basamento cristalino del Paleozoico y, en algunos lugares, suprayacen concordantemente a rocas sedimentarias de ambientes aluviales y fluviales de edad Pérmica (López-Gómez et al., 2019). Adicionalmente, las unidades fluviales del Triásico Superior corresponden con las formaciones Red Sandstones y Manuel o K-2, las cuales tienen una edad del Carniano (Arche y López-Gómez, 2014; Figura 22.A). La edad de la gran mayoría de las unidades fluviales triásicas se ha establecido con base en estudios palinológicos (e.g. Arche et al., 2004; Arche y López-Gómez, 2014; Figura 22.A).

Durante el Triásico Temprano, en la cuenca de Iberia se formaron sistemas fluviales axiales de tipo trenzado. Posteriormente, se desarrollaron ríos meándricos y anastomosados con direcciones de paleocorrientes hacia el este y sureste durante el Triásico Medio (Arche y López-Gómez, 1999a, b; Arche y López-Gómez, 2005; Franzel et al., 2020; Figuras 22.B y C).

Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas en estructuras sedimentarias, tales como estratificación cruzada y estructuras erosivas (Arche y López-Gómez, 1999a, b; Arche y López-Gómez, 2005).

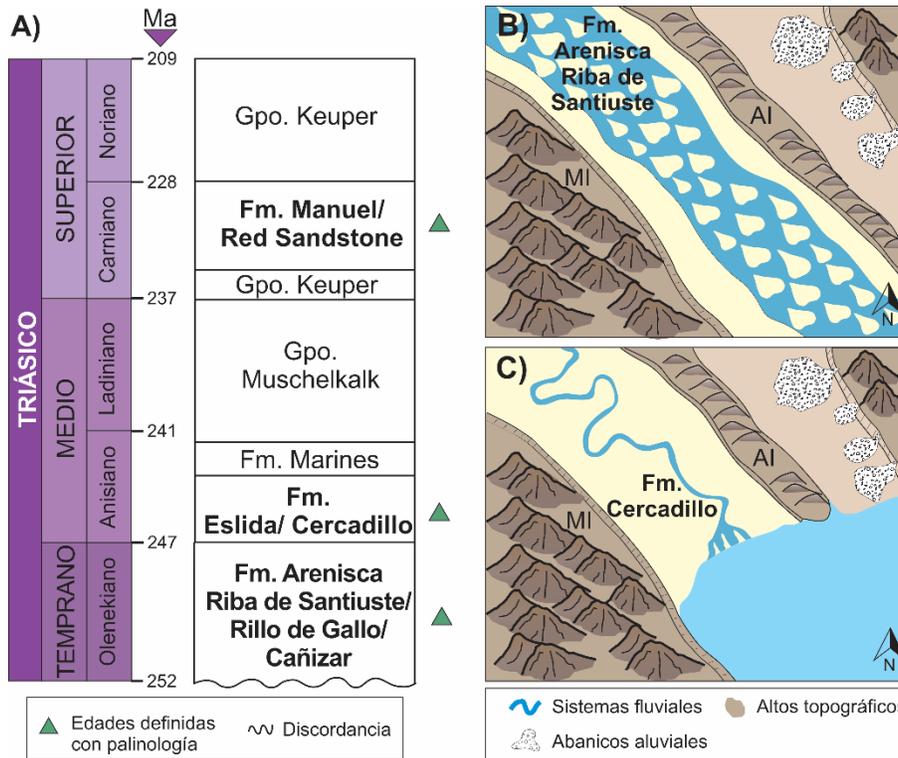


Figura 22. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca de Iberia. Modificado de Bourquin et al. (2011) y Franzel et al. (2020). B) Sistemas fluviales de la cuenca de Iberia durante el Triásico Temprano. Modificado de Franzel et al. (2020). C) Sistemas fluviales de la cuenca de Iberia durante el Triásico Medio. Modificado de Franzel et al. (2020). Abreviaturas: Macizo de Iberia (MI) y Alto topográfico intracuenca (AI).

Durante el Triásico Tardío, en el sector este y sur de la cuenca de Iberia se depositaron unidades fluviales interestratificadas con depósitos de ambientes marinos someros y evaporíticos. Dichas unidades fluviales se depositaron a través ríos meándricos y/o *wandering* con direcciones de paleocorrientes hacia el noreste y noroeste durante el Carniano (Arche y López-Gómez, 2014). Estas direcciones de paleocorrientes fueron tomadas en estratos con estratificación cruzada, aunque no se especifica a detalle el tipo de litofacies en las que fueron medidas (Arche y López-Gómez, 2014).

La principal fuente de sedimentos de la cuenca de Iberia corresponde con el Macizo de Iberia, localizado al noroeste de la cuenca (Arche y López-Gómez, 1999; Figuras 22.B y C).

5.2.2 Cuenca Catalana

En la actualidad, la cuenca Catalana se localiza en el extremo noreste de España, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 8,000 km² (Galán-Abellán et al., 2013; Figura 21.A y B).

La cuenca Catalana tenía una orientación NE-SW durante el Triásico Temprano-Medio y, se constituyó de tres subcuencas con geometría de graben (Galán-Abellán et al., 2013; López-Gómez et al., 2019). En general, la cuenca Catalana estuvo delimitada por altos topográficos del Paleozoico, unidos mediante zonas de transferencia de orientación NW-SE (Galán-Abellán et al., 2013; Figuras 21 y 23.B). Las tres subcuencas de la cuenca Catalana estuvieron separadas entre sí por fallas normales de orientación N-S (Arche et al., 2004; Galán-Abellán et al., 2013; López-Gómez et al., 2019; Figura 23.B).

La nomenclatura de las unidades fluviales es diferente en cada una de las tres subcuencas (Galán-Abellán et al., 2013). Se han definido las formaciones Prades, Garraf, Riera de San Jaume, Eramprunyá y Aragall del Olenekiano-Anisiano (Galán-Abellán et al., 2013; López-Gómez et al., 2019; Figura 23.A). La edad de la unidad Riera de San Jaume, la cual se correlaciona estratigráficamente con las demás unidades fluviales, se ha estimado con base en estudios magnetoestratigráficos (Galán-Abellán et al., 2013). Las Formaciones Garraf y Prades suprayacen discordantemente a rocas sedimentarias del Pérmico y, en algunos lugares, descansan sobre el basamento cristalino de edad Paleozoica (Galán-Abellán et al., 2013).

Las tres subcuencas de la cuenca Catalana fueron drenadas por abanicos aluviales y distintos sistemas fluviales de tipo trenzado durante el Triásico Temprano-Medio (Galán-Abellán et al., 2013; Figura 23.B). Los abanicos aluviales se desarrollaron en las partes proximales a los altos estructurales circundantes, mientras que los ríos trenzados fluían de manera paralela a los altos topográficos que separaban a las subcuencas, y se dirigían hacia el sureste donde la gran mayoría fueron interceptados por campos de dunas (Figura 23.B). Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas en estratos con estratificación cruzada en litofacies de barras internas en los canales fluviales (Galán-Abellán et al., 2013). Los

sistemas fluviales trenzados de la cuenca Catalana no llegaron a conectarse con el Mar de Tethys (Galán-Abellán et al., 2013). Posteriormente, la cuenca fue invadida por aguas marinas durante el Triásico Tardío (López-Gómez et al., 2019).

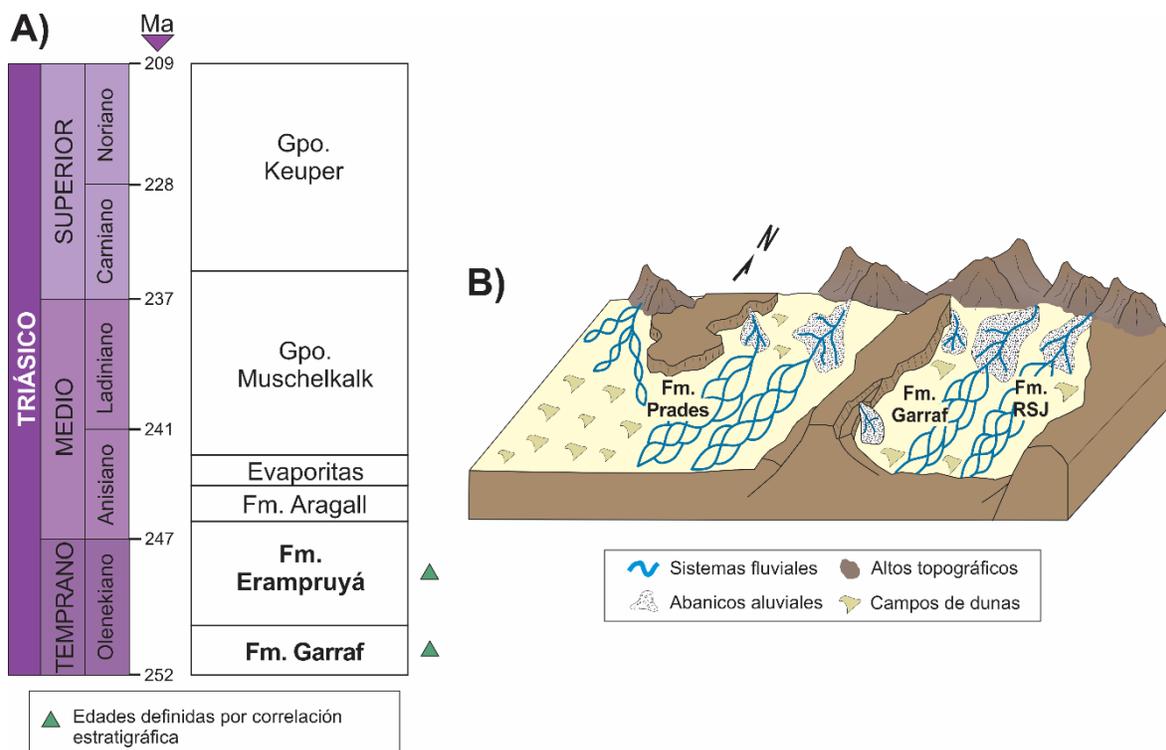


Figura 23. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Catalana. Modificado de Galán-Abellán et al. (2013). B) Sistemas fluviales de la cuenca de Catalana durante el Triásico Temprano-Medio. Modificado de Galán-Abellán et al. (2013). Abreviaturas: Riera de San Jaume (RSJ).

5.2.3. Cuenca Bética

La cuenca Bética se localiza en el sur y sureste de España y, tiene una extensión superficial de aproximadamente 1,620 km² (Fernández, 1984; Figura 21.A).

La cuenca Bética tenía una orientación NE-SW durante el Triásico Temprano-Medio, y estuvo delimitada en su margen norte por altos topográficos del Paleozoico que formaron parte del Macizo de Iberia (López-Gómez et al., 2019; Figura 21.A).

Los sistemas fluviales de la cuenca Bética depositaron al Grupo Buntsandstein del Anisiano-Ladiniano y a la Formación Red Sandstone del Carniano (Fernández y Dabrio, 1985; Pérez-López y Pérez-Valera, 2007; Arche y López-Gómez, 2014; López-Gómez et al., 2019; Figura 24). Las edades de las unidades fluviales se han estimado con base en estudios palinológicos (Fernández, 1984; Arche y López-Gómez, 2014; Figura 24). Los depósitos fluviales del Grupo Buntsandstein descansan discordantemente sobre el basamento de edad Paleozoica, mientras que la Formación Red Sandstone descansa concordantemente sobre rocas carbonatadas del Triásico Medio (Arche y López-Gómez, 2014; López-Gómez et al., 2019; Figura 24).

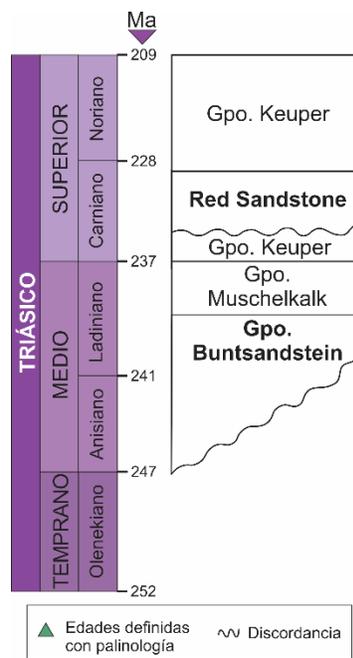


Figura 24. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Bética. Modificado de Pérez-López y Pérez-Valera (2007) y López-Gómez et al. (2019).

La cuenca Bética fue drenada por abanicos aluviales, desarrollados en los márgenes de los relieves de edad Paleozoica, y sistemas fluviales de tipo trenzado a *wandering* formados en las zonas más distales de la cuenca durante el Triásico Medio (Fernández, 1984). Las direcciones de paleocorrientes de los sistemas fluviales trenzados se dirigían principalmente hacia el este y noreste, y fueron tomadas en depósitos con estratificación cruzada en elementos de canal (Fernández, 1984; Fernández y Dabrio, 1985; Figura 21.A). Posteriormente, en la cuenca Bética se instauraron ambientes marinos someros y evaporíticos que fueron interrumpidos por sistemas fluviales principalmente de tipo meándrico durante el Carniano, con direcciones predominantes hacia el este y noreste (Alfredo Arche y López-Gómez, 2014; Figura 21.B). Estas direcciones de paleocorrientes fueron tomadas en estratos con estratificaciones cruzadas, aunque no se especifica a detalle los elementos arquitectónicos en los que fueron medidos (Arche y López-Gómez, 2014).

5.2.4 Cuenca del Mar del este de Irlanda

Los afloramientos de la cuenca del Mar del este Irlanda se localizan en el actual mar de Irlanda, y en algunos lugares del oeste de Reino Unido. Tienen una extensión superficial de aproximadamente 15,000 km² (e.g. Wakefield et al., 2015; Figura 21.A).

La cuenca del Mar del este de Irlanda tenía una orientación NW-SE en la parte norte y una orientación N-S hacia el sector sur. La arquitectura de la cuenca es la de un graben asimétrico (Jackson y Mulholland, 1993; Figura 21.A). Esta cuenca sedimentaria estuvo delimitada en su margen este por fallas normales, y en su margen sur por el Macizo de Gales, el cual es un alto topográfico de edad Paleozoica (Medici et al., 2015; Newell, 2018; Figura 21.A).

Los sistemas fluviales de la cuenca del Mar del este de Irlanda fueron depositados por la Formación St. Bees Sandstone de edad Olenekiana (Medici et al., 2015; Newell, 2018; Figura 25.A). La Formación St. Bees Sandstone descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias de edad Pérmica, y se correlaciona cronoestratigráficamente con la unidad Chester de la cuenca de Cheshire (Medici et al., 2015; Newell, 2018).

Durante el Triásico Temprano, la cuenca del Mar del este de Irlanda fue drenada por un sistema fluvial axial de tipo trenzado denominado Budleighensis (Medici et al., 2005; Figura 25.B). Este sistema fluvial tenía una dirección de paleocorrientes promedio hacia el noroeste, de acuerdo con mediciones de estratificación cruzada en elementos arquitectónicos internos a los canales fluviales (Medici et al., 2005; Figura 25.B). El sistema fluvial Budleighensis también drenó las cuencas de Wessex y Cheshire, que estuvieron interconectadas entre sí (Mckie y Williams, 2009; Franklin et al., 2020). Las áreas fuente del sistema fluvial Budleighensis fueron los altos topográficos remanentes del orógeno Variscano, como los macizos de Armórica y de Gales (Medici et al., 2015; Newell, 2018; Franklin et al., 2020).

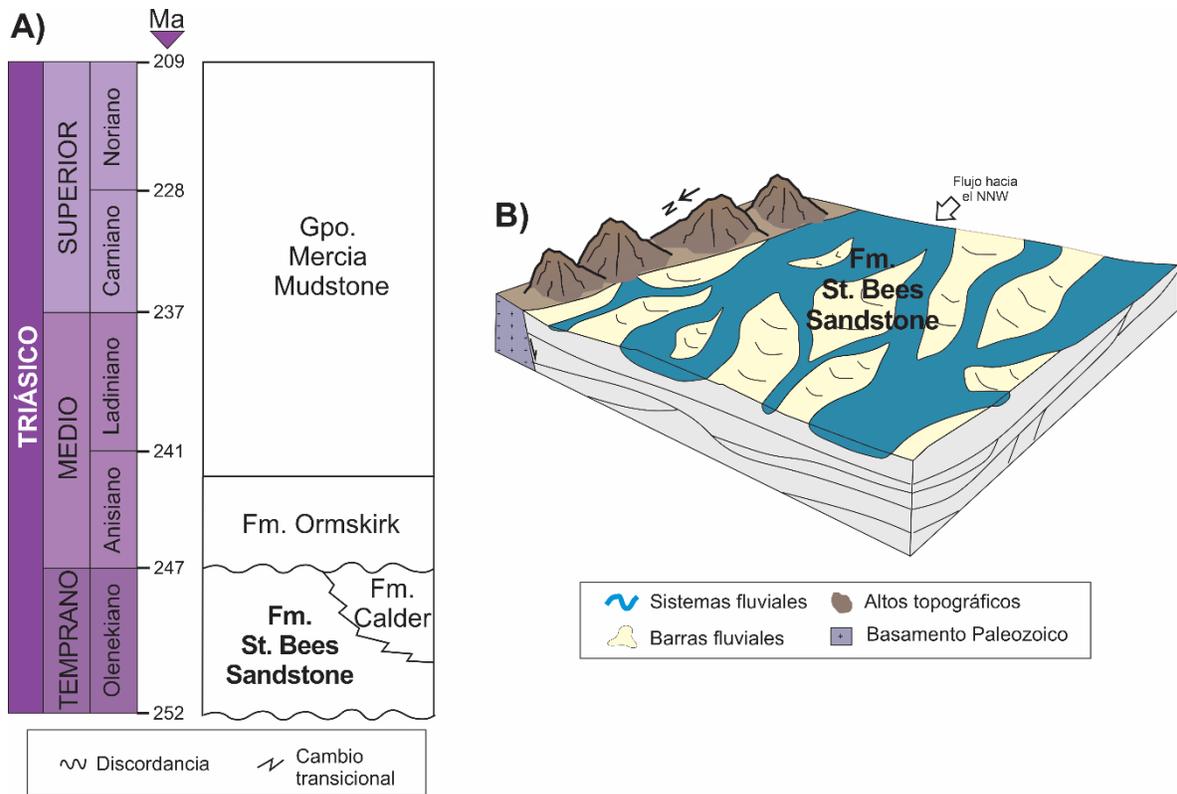


Figura 25. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca del Mar del este de Irlanda. Modificado de Newell (2018). B) Modelo de depósito de la Formación St. Bees Sandstone del Triásico Temprano. Modificado de Medici et al. (2015).

5.2.5 Cuenca Cheshire

Actualmente, la cuenca Cheshire se localiza en los sectores sur y centro de Reino Unido, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 2,400 km² (Meadows, 2004; Figura 21.A).

La cuenca Cheshire tuvo una orientación NNE-SSW y una geometría de semi-graben durante el Triásico Temprano (Meadows, 2004). Esta cuenca estuvo delimitada al este y sureste por sistemas de fallas normales de orientación predominantemente NE-SW (Meadows, 2004; Figura 21.A).

Los sistemas fluviales de la cuenca Cheshire generaron los depósitos de las formaciones Chester Pebble Beds y Chester del Triásico Superior (Meadows, 2004; Figura 26.A). La edad de estas unidades fluviales se ha estimado con base en estudios palinológicos de las unidades que las suprayacen (Steel y Thompson, 1983; Newell, 2018). La Formación Chester Pebble Beds descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias de edad Pérmica (Meadows, 2004). Las formaciones Chester Pebble Beds y Chester se correlacionan estratigráficamente con las formaciones St. Bees Sandstone y Budleigh Salterton Pebbles Bed de las cuencas del Mar del Norte y Wessex, respectivamente (Meadows, 2004; Newell, 2018).

De la misma manera que la cuenca anterior, la cuenca de Cheshire fue drenada por el extenso sistema fluvial denominado Budleighensis durante el Triásico Temprano (Newell, 2018; Franklin et al., 2020). En la cuenca Cheshire, dicho sistema fluvial consistió en un río axial de tipo trenzado, con dirección de flujo hacia el noroeste, y hacia la cuenca del Mar del este de Irlanda (Steel y Thompson, 1983; Meadows, 2004; Figura 26.B). Las áreas fuente del sistema fluvial Budleighensis fueron los altos topográficos remanentes del orógeno Variscano localizados al sur (Franklin et al., 2020). Posteriormente, la cuenca Cheshire fue drenada por otro gran sistema fluvial axial de tipo meándrico, que fluía predominantemente hacia el norte durante el Triásico Medio (Newell, 2018).

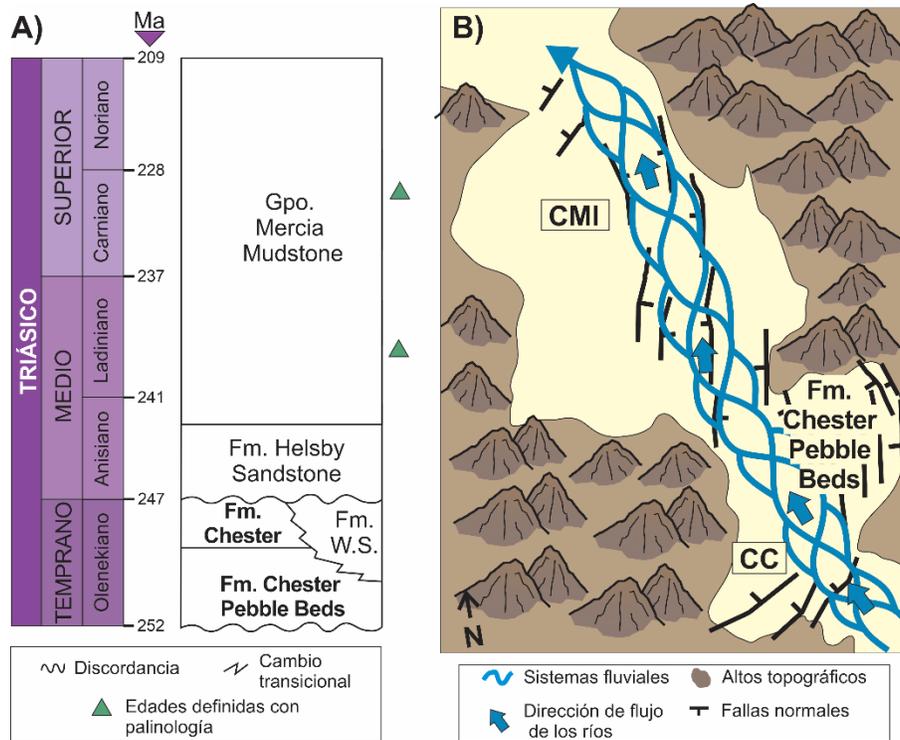


Figura 26. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Cheshire durante el Triásico. Modificado de Newell (2018). B) Sistemas fluviales de la Formación Chester Pebble Beds del Triásico Temprano. Modificado de Meadows (2004). Abreviaturas: Cuenca Cheshire (CC) y Cuenca del Mar del este de Irlanda (CMI).

5.2.6 Cuenca Wessex

La cuenca Wessex se localiza en la actualidad al sur de Reino Unido y tiene una extensión superficial de aproximadamente 20, 000 km² (Newell, 2017; Figura 21.A)

La cuenca Wessex tuvo una orientación NNW-SSE durante el Triásico Temprano, y se conformó de varias subcuencas con geometría de grábenes y semi-grábenes, delimitadas por fallas de orientación E-W y NNW-SSE, las cuales se desarrollaron por la reactivación de fallas inversas del orógeno Variscano (Holloway et al., 1989; Underhill, 1998; Newell, 2017; 2018; Figura 21.A). También, la cuenca Wessex estuvo delimitada por una zona de transferencia que posiblemente la unió con la cuenca Worcester localizada más al norte (Newell, 2017; Figura 21.A).

Los sistemas fluviales de la cuenca Wessex depositaron a la Formación Budleigh Salterton Pebbles Beds de edad Olenekiana y la Formación Otter Sandstone de edad Anisiana (Smith, 1990; Newell, 2017; Figura 27.A). La edad de la Formación Otter Sandstone ha sido definida con base en estudios bioestratigráficos y magnetoestratigráficos (Holloway et al., 1989; Newell, 2017; Figura 27.A). La Formación Budleigh Salterton Pebbles Beds descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias de edad Pérmica y, subyace a la Formación Otter Sandstone (Smith, 1990; Newell, 2017). La Formación Budleigh Salterton Pebbles Beds se correlaciona estratigráficamente con las formaciones Chester Pebble Beds, Chester y St. Bees Sandstones de las cuencas Cheshire y Mar del este de Irlanda, respectivamente (Newell, 2018). Por otro lado, la Formación Otter Sandstone se correlaciona estratigráficamente a la Formación Helsby Sandstone de la cuenca Cheshire (Newell, 2018). La cuenca Wessex fue drenada por dos extensos sistemas fluviales axiales durante el Triásico (Newell, 2018; Franklin et al., 2020). El primer sistema fluvial se formó durante el Triásico Temprano, y consistió en un río de tipo trenzado denominado Budleighensis con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el norte (Smith, 1990; Smith y Edwards, 1991; Newell, 2018; Figura 27.A). El otro sistema fluvial también fue de tipo meándrico, y se desarrolló en el Triásico Medio con una dirección de paleocorrientes predominantemente hacia el norte (Newell, 2017; Figura 27.B). Ambos sistemas fluviales

drenaron las cuencas Worcester, Cheshire y el NE de Inglaterra, y fueron cubiertos por depósitos de ambientes fluvio-eólicos y transicionales (Newell, 2018; Franklin et al., 2020). De la misma manera que las cuencas anteriores, las áreas fuente del sistema fluvial Budleighensis fueron los altos topográficos remanentes del orógeno Variscano localizados al sur (Franklin et al., 2020).

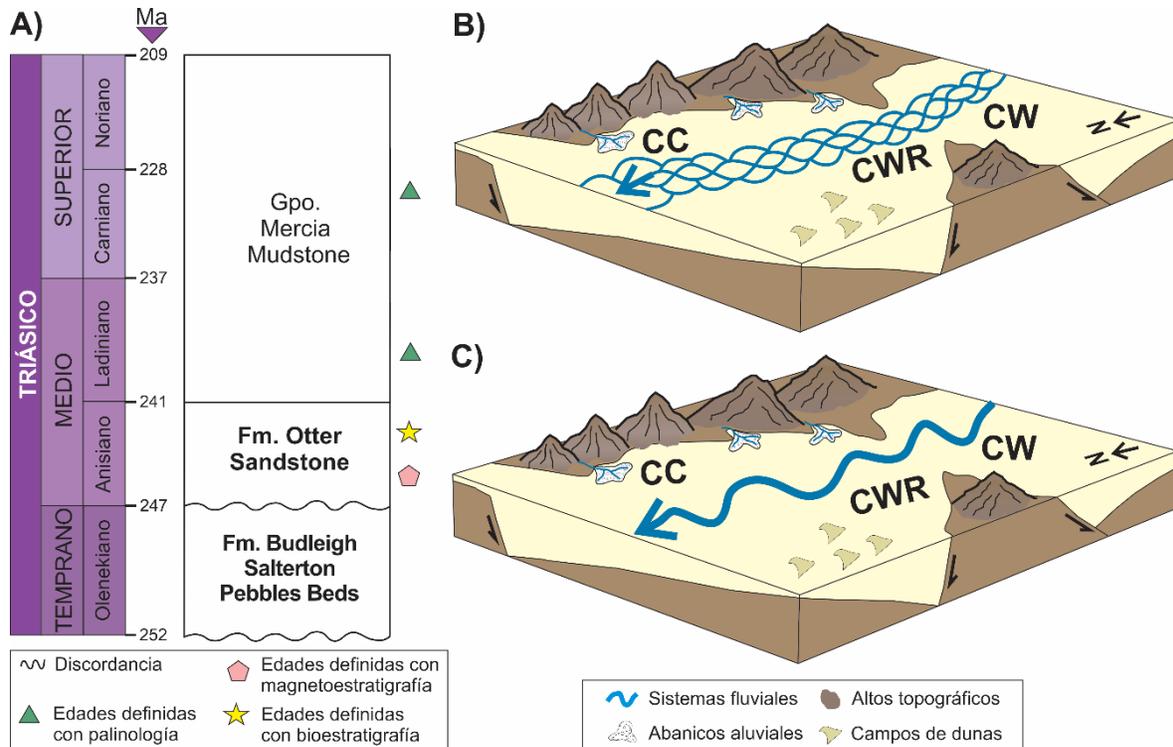


Figura 27. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Wessex durante el Triásico. Modificado de Newell (2017). B) Sistemas fluviales trenzados de las cuencas Wessex (CW), Worcester (CWR) y Cheshire (CC) durante el Triásico Temprano. C) Sistema fluvial meándrico tentativo de las cuencas Wessex (CW), Worcester (CWR) y Cheshire (CC) durante el Triásico Medio. Modificado de Newell (2018).

5.2.7 Cuenca Alemana

La cuenca Alemana se extiende en la actualidad desde el sur de Noruega y Suecia, hasta el norte de Alemania y Polonia (Kunkel, 2016; 21). Esta cuenca tiene una extensión superficial de aproximadamente 400,000 km² (Soto et al., 2017).

La cuenca Alemana tuvo una orientación NW-SE durante el Triásico Temprano-Medio, y estuvo delimitada en su margen norte por altos topográficos del orógeno Caledónico. En la región central se localizó un alto topográfico local, y en el margen sur se localizaron altos topográficos del orógeno Variscano, tales como los macizos de Londres-Brabante, Armórica, Rin y Bohemia (Bourquin et al., 2009; Kunkel, 2016; Figuras 21.A y B).

Los sistemas fluviales del Triásico Inferior-Medio predominaron en las regiones oeste, suroeste y sur de la cuenca Alemana. La nomenclatura estratigráfica es variable en cada región. En las regiones suroeste y oeste de la cuenca Alemana se depositaron las formaciones Conglomérat basal, Grès Vosgien, Conglomérat principal y Zone limite violette de edad Olenekiana (Bourquin et al., 2009; Figura 28.A). Localmente, en algunas zonas del sur de la cuenca Alemana se depositaron las formaciones Detfurth y Hardegsen, del Olenekiano (Kunkel, 2016; Figura 28.A). Estas unidades fluviales descansan discordantemente sobre rocas sedimentarias de edad Pérmica (Kunkel, 2016). Las Formaciones Detfurth y Hardegsen se correlacionan estratigráficamente con las Formaciones Conglomérat basal, Grès Vosgien, Conglomérat principal (Bourquin et al., 2011; Figura 28.A).

Por otra parte, los sistemas fluviales del Triásico Superior de la cuenca Alemana generaron los depósitos de la Formación Stuttgart de edad Carniana (Schilfsandstein en Alemán; Shukla et al., 2010; Figura 28.A). Dicha unidad se incluye dentro de la unidad litoestratigráfica Keuper. La edad de la Formación Stuttgart se ha definido con base en estudios bioestratigráficos y palinológicos (Bachmann y Kozur, 2004; Figura 28.A).

La cuenca Alemana fue drenada por extensos sistemas fluviales trenzados que se desarrollaron en el margen suroeste de la cuenca y, entre los altos topográficos de Rin y Bohemia durante el Triásico Temprano (Bourquin et al., 2009; Kunkel, 2016; Figura 28.B). Estos sistemas fluviales trenzados desembocaron en un gran lago localizado en el centro y

norte de la cuenca (Kunkel, 2016; Figura 28.B). En el sector oeste de la cuenca Alemana, los depósitos de los ríos trezados se interestratifican con depósitos de abanicos aluviales y depósitos de ambientes eólicos (Bourquin et al., 2009; Kunkel, 2016; Figura 28.B). Las direcciones de paleocorrientes de los ríos trezados se dirigían predominantemente hacia el noreste y noroeste (Bourquin et al., 2009; Kunkel, 2016; Figura 21.A). Estas direcciones se midieron en estratos con estratificación cruzada dentro de elementos arquitectónicos internos a los canales fluviales (Bourquin et al., 2009).

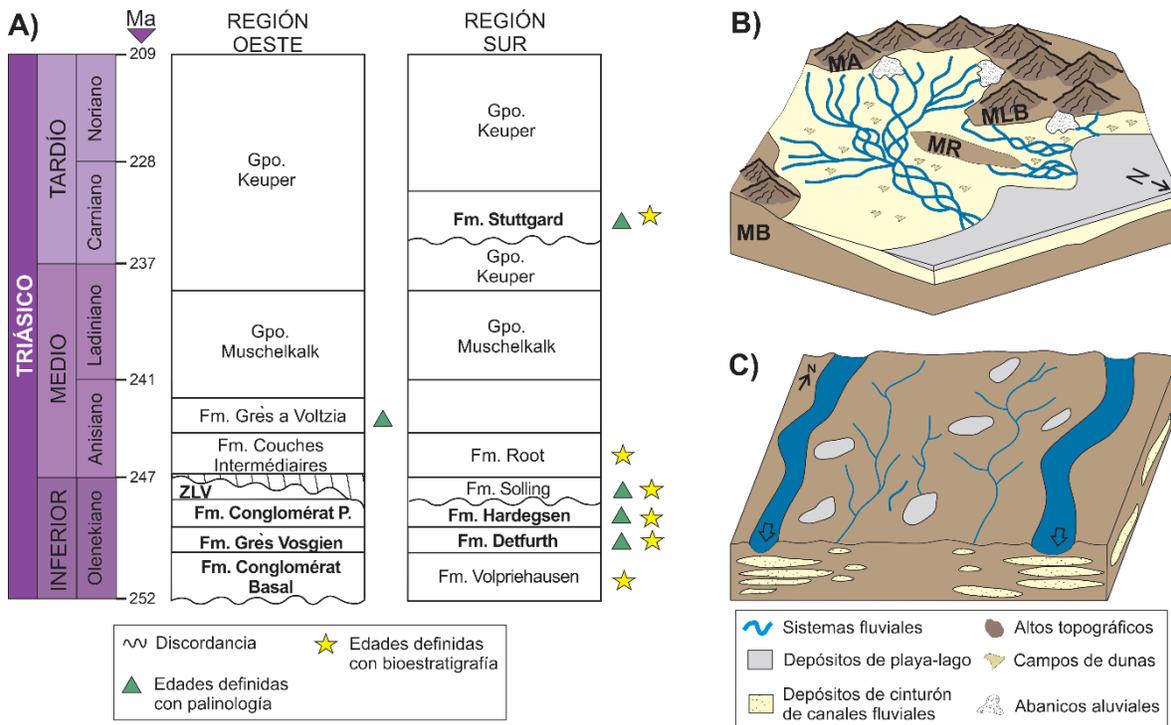


Figura 28. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Alemana durante el Triásico. Modificado de Bachmann y Kozur (2004), Bourquin et al. (2009) y Shukla et al. (2010). B) Sistemas fluviales trezados de la cuenca Alemana durante el Triásico Temprano. Modificado de Bourquin et al. (2009). C) Modelo de depósito de la Formación Stuttgart durante el Triásico Tardío. Modificado de Shukla et al. (2010). Abreviaturas: Macizo de Bohemia (MB), Macizo de Rin (MR), Macizo de Londres-Brabante (MLB) y Macizo de Armórica (MA).

Durante el Triásico Tardío, la cuenca Alemana también fue drenada por ríos trezados y meándricos, localizados en las partes proximales a los márgenes de la cuenca, mientras que, en los sectores más distales, se desarrollaron sistema fluviales meándricos y anastomosados con direcciones de flujo predominante hacia el noroeste, norte y noreste durante el Carniense (Gruszka y Zielinski, 2008; Jewula et al., 2019; Figura 21.B). También,

en la parte central y sur de la cuenca Alemana se han identificado sistemas fluviales de tipo anastomosado con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el sur y suroeste durante el Carniano (Shukla et al., 2010; Figura 28.C). Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas en estratos con estratificación cruzada en elementos arquitectónicos de canal, barras de meandro y en los ejes de los canales fluviales (Shukla et al., 2010). El área fuente de los ríos formados durante el Triásico Superior corresponde con altos topográficos asociados a la orogenia Caledónica (Gruszka y Zielinski, 2008; Shukla et al., 2010).

5.2.8 Cuenca del Mar del Norte

La cuenca del Mar del Norte se localiza dentro de las zonas marinas que actualmente delimitan a Reino Unido, Noruega y Dinamarca, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 40,000 km² (McKie, 2014; Figura 21.A).

La cuenca del Mar del Norte tuvo una orientación NW-SE durante el Triásico Temprano y, estuvo delimitada por zonas de falla de orientación NW-SE localizadas en los límites actuales de Noruega y Reino Unido; estas estructuras se comenzaron a formar desde el Paleozoico Temprano (Figura 21).

Los sistemas fluviales de la cuenca del Mar del Norte generaron los depósitos de las formaciones Smith Bank del Induano-Olenekiano y Skagerrak del Anisiano-Rhaetiano (McKie, 2014; Figura 29.A). La edad de la Formación Skagerrak se ha determinado con base en estudios palinológicos (Goldsmith et al., 1995; Figura 29.A). La Formación Skagerrak descansa mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Smith Bank (Gray et al., 2020).

La cuenca del Mar del Norte fue drenada por sistemas fluviales efímeros y, posiblemente, de tipo trezados, que desembocaron en ambientes de playa durante el Triásico Temprano (McKie, 2014; Figura 29.B). Las direcciones de paleocorrientes de dicho sistema fluvial trezado se dirigían principalmente hacia el sur y sureste (Gray et al., 2020; Figura 21.A). Posteriormente, se instauraron sistemas fluviales axiales también de tipo trezado pero de carácter perenne a intermitente, con direcciones de paleocorriente hacia el sur durante el Triásico Medio-Tardío (McKie, 2014; Figura 21.C). Estos sistemas fluviales axiales desembocaron en zonas lacustres y pantanosas (McKie, 2014). Adicionalmente, la dispersión de las paleocorrientes (>180°) no descarta la posibilidad de que los ríos trezados hayan sido sistemas fluviales distributivos, alimentados por otros sistemas fluviales distributivos transversales (Gray et al., 2020). Las direcciones de paleocorriente, tanto de los ríos trezados del Triásico Temprano como de los ríos trezados del Triásico Tardío, se midieron en depósitos en subsuperficie, y sus estructuras sedimentarias fueron determinadas usando herramientas geofísicas (e.g. Gray et al., 2020).

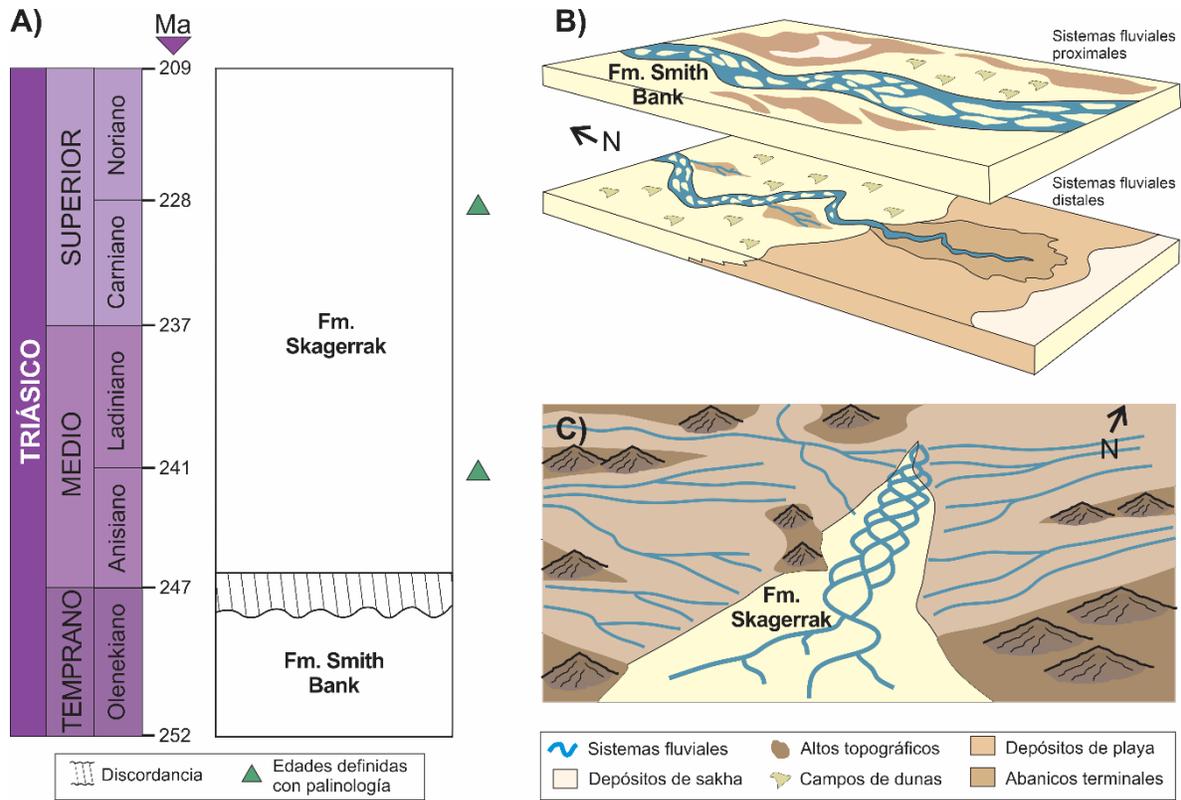


Figura 29. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca del Mar del Norte durante el Triásico. Modificado de Mckie (2014). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales trenzados que generaron a la Formación Smith Bank en cuenca del Mar del Norte durante el Triásico Temprano. Modificado de Mckie et al. (2014). C) Modelo paleogeográfico de los sistemas fluviales trenzados que generaron a la Formación Skagerrak en la cuenca del Mar del Norte durante el Triásico Tardío. Modificado de Gray et al. (2020).

5.3 SISTEMAS FLUVIALES DEL SECTOR AFRICANO

En el sector Africano destacan los sistemas fluviales que se formaron en la cuenca de Agadir-Essaouira, localizada en el sur de Marruecos, en las cuencas Berkine e Illizi, ubicadas en el este de Argelia, en la cuenca de Zambezi central, localizada en el sur de Zambia y oeste de Zimbabue, en la cuenca Otjiwarongo, ubicada en el norte de Namibia, la cuenca Kalahari Karoo, localizada en Botsuana y la cuenca Cabora Bassa, ubicada en el norte de Zimbabue (Figura 30).

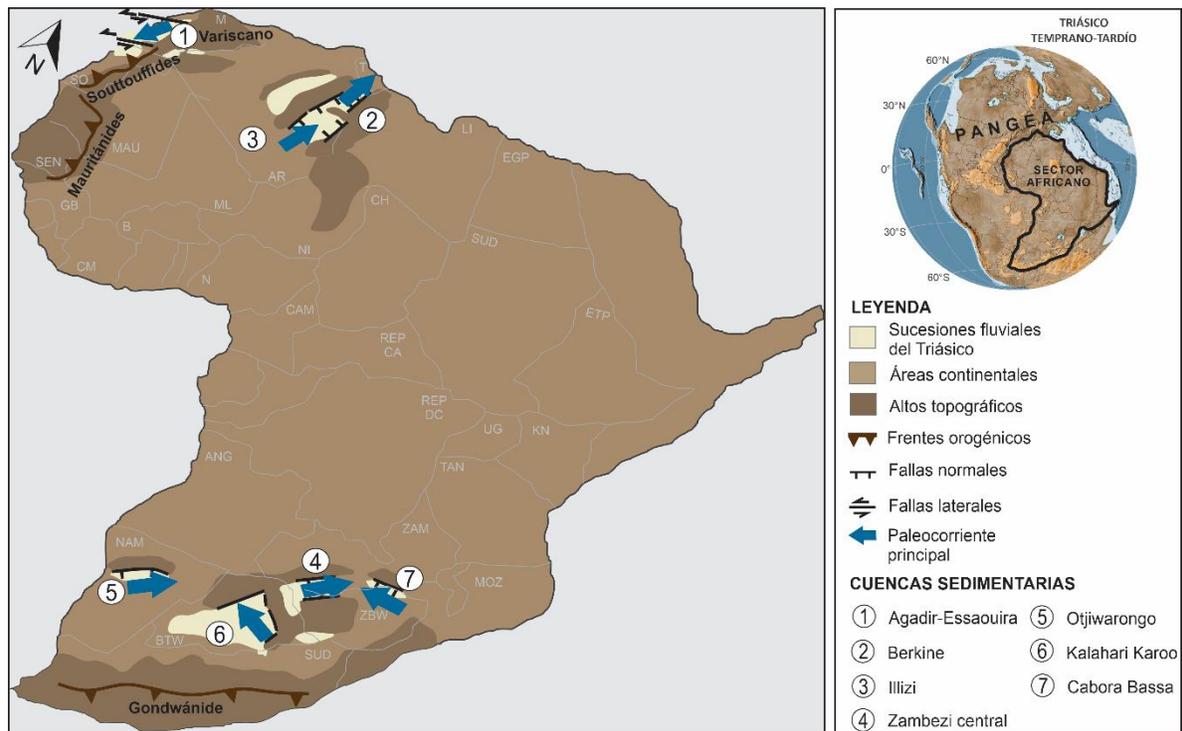


Figura 30. Localización de las cuencas sedimentarias del sector africano durante el Triásico Temprano-Tardío. Norte paleogeográfico durante el Triásico (N). Abreviaturas: Argelia (AR), Angola (AN), Botsuana (BTW), Burkina Faso (B), Camerún (CAM), Chad (CH), Costa de Marfil (CM), Egipto (EGP), Etiopía (ETP), Guinea Bisáu (GB), Kenia (KN), Libia (LI), Malí (ML), Mauritania (MAU), Marruecos (M), Mozambique (MOZ), Namibia (NAM), Nigeria (N), Níger (NI), República Centroafricana (REP CA), República Democrática del Congo (REP DC), Sahara Occidental (SO), Senegal (SEN), Sudán (SUD), Sudáfrica (SUD), Tanzania (TAN), Túnez (T), Uganda (UG), Zambia (ZAM), Zimbabue (ZBW).

5.3.1 Cuenca Agadir-Essaouira

La cuenca Agadir-Essaouira se localiza actualmente al oeste de Marruecos, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 30,000 km² (Mader et al., 2017; Figura 30).

La cuenca Agadir-Essaouira tuvo una orientación ENE-WSW durante el Triásico Tardío, y se conformó por un conjunto de semi-grábenes estrechos, delimitados por sistemas de fallas laterales con orientaciones predominantemente ENE-WSW y NNE-SSW, las cuales fueron estructuras reactivadas que se desarrollaron originalmente durante la orogenia Variscana (Baudon et al., 2012; Mader et al., 2017; Figura 30).

Los sistemas fluviales analizados fueron depositados al sur de la cuenca Agadir-Essaouira mediante la Formación Bigoudine del Triásico Superior, y se conforma de los miembros: Tadrart Ouadou Sandstone, Sidi Mansour y Hasseine (Brown, 1980; Mader y Redfern, 2011; Mader et al., 2017). El Miembro Tadrart Ouadou Sandstone tiene una edad Carniana, que ha sido definida con base en estudios palinológicos (Mader et al., 2017; Figura 31.A). El Miembro Tadrart Ouadou Sandstone descansa concordantemente y, en algunos lugares, discordantemente sobre la Formación Timezgadouine (Mader y Redfern, 2011; Mader et al., 2017; Figura 31.A).

La cuenca Agadir-Essaouira fue drenada por sistemas de abanicos aluviales desarrollados en los márgenes de la cuenca, y sistemas fluviales tributarios de tipo trenzado y carácter efímero, con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el oeste durante el Carniano (Mader y Redfern, 2011; Mader et al., 2017; Figura 31.B). Posteriormente, la cuenca Agadir-Essaouira fue drenada por un sistema fluvial axial de tipo meándrico y carácter perenne, con direcciones de paleocorrientes hacia el sur y suroeste, el cual fue alimentado por ríos tributarios provenientes del este y noreste (Mader y Redfern, 2011; Mader et al., 2017; Figura 31.C). Dicho río axial posiblemente siguió su curso hacia el sur donde se localizaba la cuenca Souss (Mader et al., 2017). Las direcciones de paleocorrientes de los sistemas fluviales trenzados y meándricos fueron tomadas en depósitos con estratificación cruzada (Mader y Redfern, 2011).

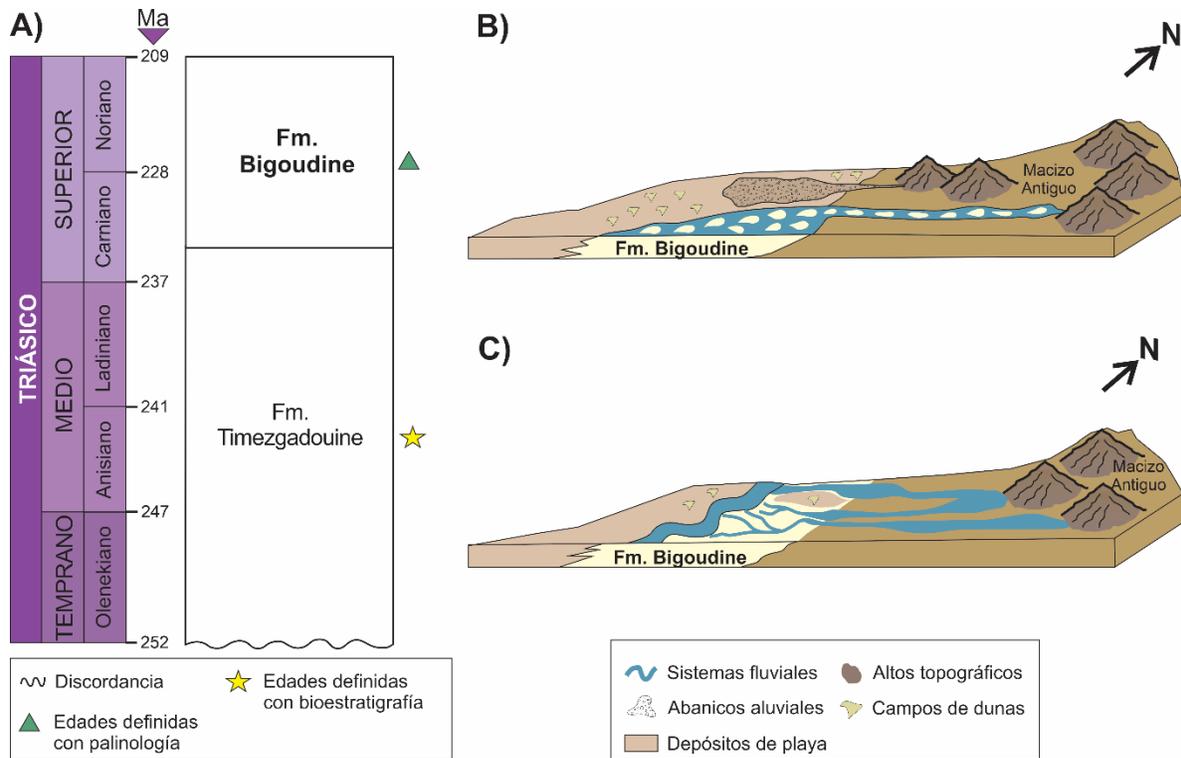


Figura 31. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Agadir-Essaouira durante el Triásico Superior. Modificado de Mader y Redfern (2011) y Mader et al. (2017). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales efímeros de la cuenca Agadir-Essaouira. Modificado de Mader y Redfern (2011). C) Modelo de depósito de los sistemas fluviales perennes de la cuenca Agadir-Essaouira. Modificado de Mader y Redfern (2011).

5.3.2 Cuenca Berkine

La cuenca Berkine se localiza en la actualidad al noreste de Argelia y sur de Túnez, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 50,000 km² (Turner et al., 2001; Baouche et al., 2021; Figura 30).

La cuenca Berkine tuvo una orientación NE-SW durante el Triásico Tardío, y estuvo delimitada al oeste por sistemas de fallas normales con una orientación predominantemente NNE-SSW y N-S, las cuales fueron estructuras reactivadas que fueron generadas durante las orogenias Pan-Africana del Neoproterozoico y Variscana del Paleozoico (Turner et al., 2001; Galeazzi et al., 2010; Figura 30).

Los sistemas fluviales de la cuenca Berkine generaron los depósitos de la Formación Triassic Argilo-Gréseux Inférieur (TAGI), la cual se divide en los miembros: Inferior, Medio y Superior (Galeazzi et al., 2010). Los Miembros Inferior y Medio tienen una edad Ladiniana-Carniana, que ha sido estimada con base en estudios palinológicos (Bourquin et al., 2010; Figura 32.A). Esta unidad litológica descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias de edad Paleozoica que fueron plegadas (Bourquin et al., 2010). Los Miembros Medio y Superior de la unidad Triassic Argilo-Gréseux Inférieur (TAGI) se correlacionan estratigráficamente con las formaciones Manuel y Bigoudine de las cuencas de Iberia y Agadir-Essaouira, respectivamente.

La cuenca Berkine fue drenada por sistemas fluviales trenzados y de carácter efímero a inicios del Carniano (Turner et al., 2001; Figura 32.B). Progresivamente, los ríos trenzados cambiaron transicionalmente a sistemas fluviales anastomosados, alimentados por ríos tributarios procedentes de los márgenes de la cuenca (Turner et al., 2001; Figura 32.C). Durante esta última etapa, posiblemente la margen este de la cuenca Berkine fue drenada por un sistema fluvial de tipo trenzado que estuvo separado de los ríos anastomosado localizados al oeste de la cuenca mediante un alto topográfico local (Turner et al., 2001; Figura 32.C). Tanto los ríos trenzados como anastomosados de la cuenca Berkine tuvieron direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el noreste durante el Carniano (Turner et al., 2001; Figura 32.B-C). Las direcciones de flujo de los ríos trenzados y anastomosados fueron definidas usando mapas isócoros (Turner et al., 2001).

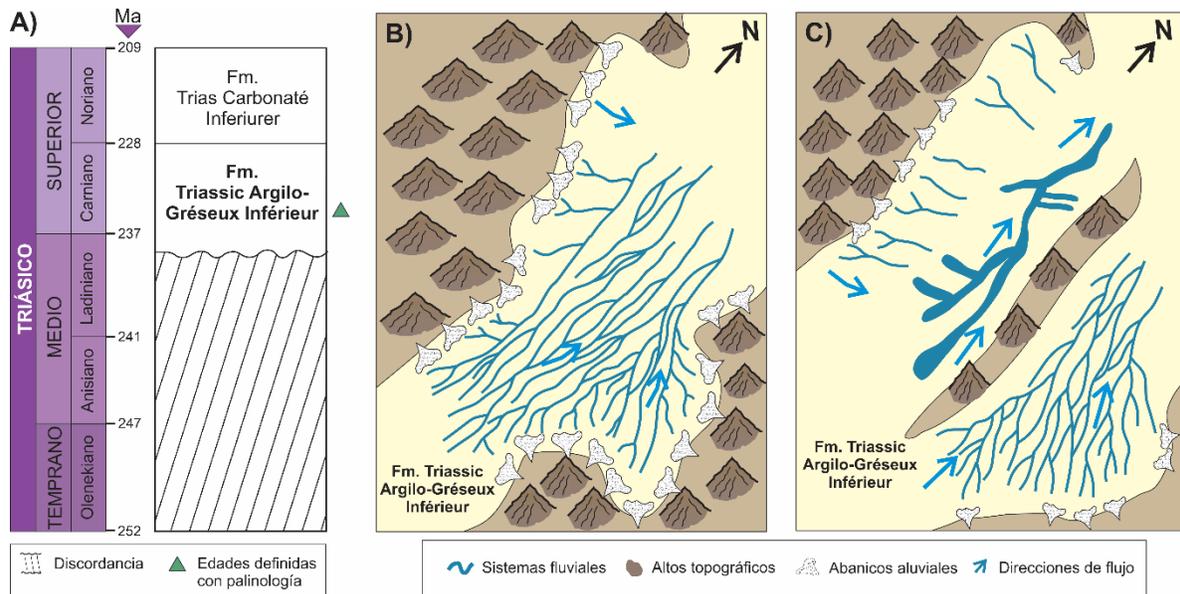


Figura 32. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Berkine durante el Triásico Superior. Modificado de Turner et al. (2001) y Bourquin et al. (2010). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales efímeros de la cuenca Berkine. Modificado de Turner et al. (2001). C) Modelo de depósito de los sistemas fluviales anastomosados de la cuenca Berkine. Modificado de Turner et al. (2001).

5.3.3 Cuenca Illizi

La cuenca Illizi se localiza en la actualidad en Argelia, al sur de la cuenca de Berkine, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 60,000 km² (e.g. Galeazzi et al., 2010; Figura 30).

Al igual que la cuenca Berkine, la cuenca Illizi tuvo una orientación NNE-SSW durante el Triásico Tardío y, estuvo delimitada en el margen oeste por sistemas de fallas con orientación NE-SW, las cuales son estructuras reactivadas que fueron formadas durante los eventos orogénicos del Paleozoico y Proterozoico (Galeazzi et al., 2010; Figura 30).

Los sistemas fluviales de la cuenca Illizi generaron los depósitos de la Formación Zarzaitine del Triásico Superior, la cual se divide en tres miembros: Inferior, Medio y Superior (Bourquin et al., 2010). El Miembro Inferior de la unidad Zarzaitine tiene un rango de edad Carniano-Noriano, y posiblemente Anisiano-Ladiniano con base en estudios bioestratigráficos (Bourquin et al., 2010; Figura 33.A). La unidad Zarzaitine suprayace mediante una discordancia angular a rocas sedimentarias de edad Pérmica (Bourquin et al., 2010).

Durante el lapso Carniano-Noriano, las cuencas Berkine e Illizi estuvieron aisladas entre sí mediante un alto topográfico local (Bourquin et al., 2010; Figura 33.B-C). A inicios del Carniano, la cuenca Illizi fue drenada por sistemas fluviales de tipo trezado con algunos canales fluviales efímeros y direcciones de paleocorrientes hacia el noreste (Bourquin et al., 2010; Figura 33.B). Posteriormente, los ríos trezados cambiaron transicionalmente a sistemas fluviales de baja sinuosidad, posiblemente de tipo anastomosado con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el noreste (Bourquin et al., 2010; Figura 33.C). A partir del Noriano, dichas cuencas estuvieron conectadas entre sí y fueron dominadas por ambientes lacustres (Bourquin et al., 2010). Las direcciones de paleocorriente de los ríos meándricos y anastomosados fueron medidas en depósitos con estratificación cruzada y rizaduras, en elementos arquitectónicos formados dentro de los canales fluviales (Bourquin et al., 2010).

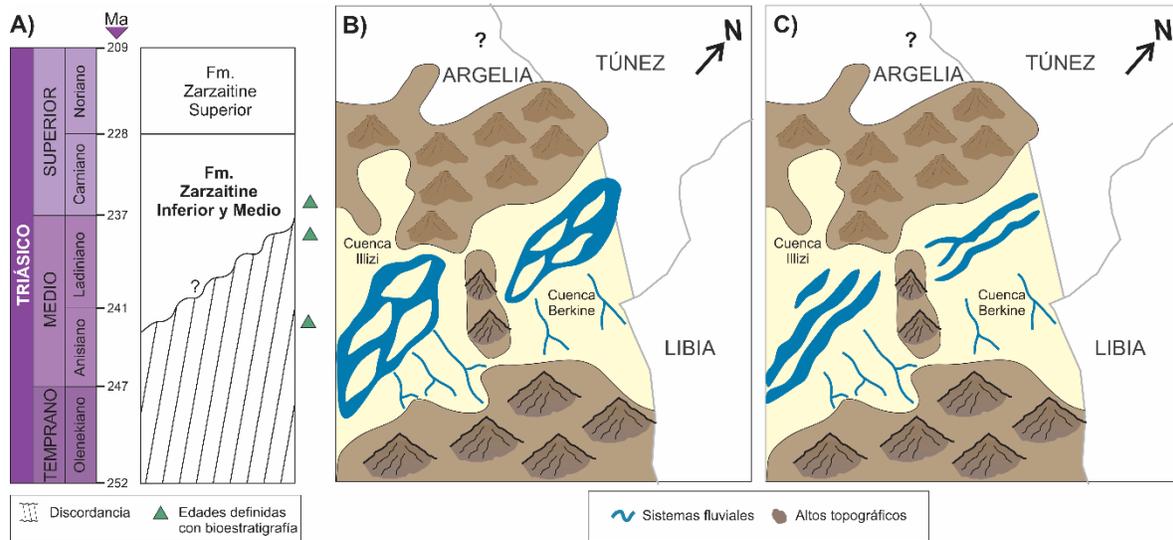


Figura 33. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Illizi. Modificado de Turner et al. (2001) y Bourquin et al. (2010). B) Posible modelo de depósito de los sistemas fluviales trenzados de la cuenca Illizi. Modificado de Galeazzi et al. (2010) y Bourquin et al. (2010). C) Posible modelo de depósito de los sistemas fluviales anastomosados de la cuenca Illizi. Modificado de Galeazzi et al. (2010) y Bourquin et al. (2010).

5.3.4 Cuenca Zambezi central

La cuenca Zambezi central se localiza en la actualidad al sur de Zambia y al noroeste de Zimbabue en África, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 140,000 km² (Nyambe, 1993; Figura 30).

La cuenca Zambezi central tuvo una orientación predominantemente NNE-SSW durante el Triásico Tardío, y estuvo delimitada por fallas normales con orientación NE-SW y E-W, las cuales son estructuras generadas durante orogenias del Precámbrico (Nyambe, 1993).

Los sistemas fluviales analizados de la cuenca Zambezi central generaron los depósitos de la Formación Chete, la cual incluye a los Miembros Escarpment Grit y Interbedded Sandstone and Mudstone (Nyambe, 1993; Sciscio et al., 2021; Figura 34.A). Aunque la edad exacta de la Formación Chete no se ha definido con claridad, se ha propuesto un rango del Anisiano-Noriano, el cual ha sido definido con base en correlaciones estratigráficas y algunos estudios palinológicos (Sciscio et al., 2021; Figura 34.A). La Formación Chete descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias del Grupo Karoo Inferior y, localmente, sobre el basamento cristalino (Nyambe, 1993; Sciscio et al., 2021).

La cuenca Zambezi central fue drenada por sistemas fluviales transversales de tipo trezado con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el noreste y hacia el suroeste durante el Olenekiano-Carniano (Nyambe, 1993; Sciscio et al., 2021; Figura 34.B). Posteriormente, los sistemas fluviales trezados cambiaron transicionalmente a sistemas fluviales meándricos con una dirección de flujo hacia el sureste (Nyambe, 1993; Figura 34.B). Las direcciones de paleocorrientes de los ríos trezados fueron medidas en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada en elementos arquitectónicos de barras formados dentro de los canales fluviales, mientras que, las direcciones de paleocorriente de los ríos meándricos fueron tomadas en estructuras sedimentarias como *ribs and furrows* (Nyambe, 1993).

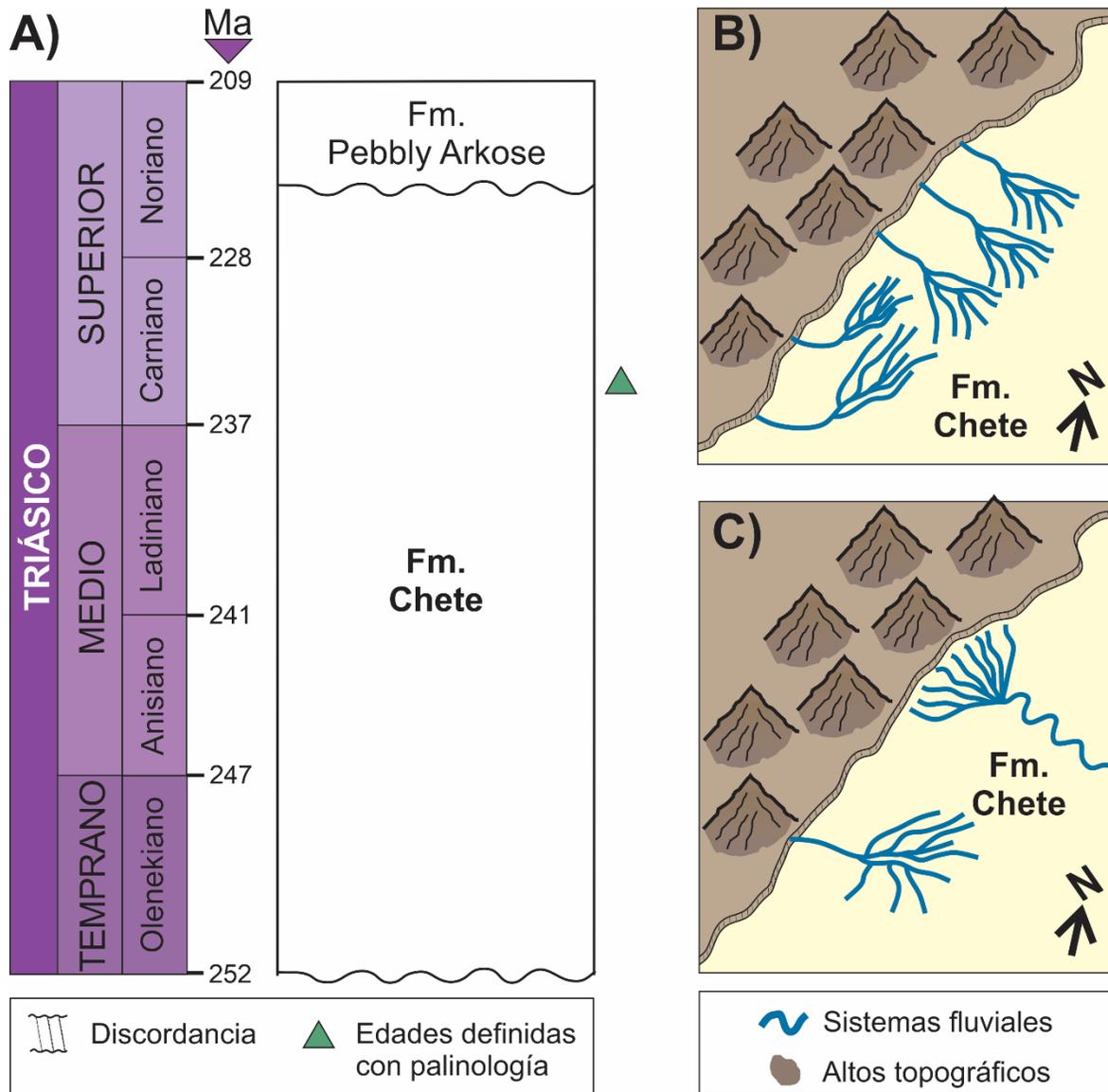


Figura 34. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Zambezi central. Modificado de Nyambe (1993). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales trenzados de la cuenca Zambezi central. Modificado de Nyambe (1993). C) Modelo de depósito de los sistemas fluviales meándricos de la cuenca Zambezi central. Modificado de Nyambe (1993).

5.3.5 Cuenca Otjiwarongo

Actualmente, la cuenca Otjiwarongo se localiza en la región central de Namibia, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 16,000 km² (Holzförster et al., 1999; Smith y Swart, 2002; Figura 30).

La cuenca Otjiwarongo tuvo una geometría de semi-graben y una orientación E-W durante el Triásico Temprano (Holzförster et al., 1999; Smith y Swart, 2002; Figura 30). Esta cuenca estuvo delimitada por una zona de falla con orientación E-W o WNE-WSW (Smith y Swart, 2002; Figura 30).

Los sistemas fluviales de la cuenca Otjiwarongo generaron los depósitos de la Formación Omingonde del Triásico Inferior-Superior (Smith y Swart, 2002; Figura 35.A). Dicho rango de edad ha sido definido mediante estudios bioestratigráficos (Smith y Swart, 2002; Figura 35.A). La Formación Omingonde descansa a través de un hiato estratigráfico sobre rocas sedimentarias de edad Pérmica del Grupo Karoo. Además, se correlaciona estratigráficamente con las formaciones Molteno y Elliot de la cuenca Karoo (Holzförster et al., 1999).

La cuenca Otjiwarongo fue drenada por abanicos aluviales localizados próximos a los márgenes de la cuenca o sistemas fluviales trenzados con direcciones de paleocorriente predominantemente hacia el sureste durante el Triásico Temprano-Medio (Smith y Swart, 2002; Figura 35.B). En el sector noreste de la cuenca Otjiwarongo, los ríos trenzados tienen direcciones de flujo hacia el NE (Holzförster et al., 1999; Figura 35.B). Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada, imbricación y el eje de los canales en litofacies de barras internas al canal fluvial y barras de punto (Holzförster et al., 1999). Posteriormente, se formaron sistemas fluviales meándricos durante el Triásico Tardío, los cuales tuvieron una dirección de flujo predominantemente hacia el noreste y sureste, paralelamente a los escarpes de falla de la cuenca (Smith y Swart, 2002; Figura 35.C). Las direcciones de paleocorriente fueron medidas en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada (Smith y Swart, 2002).

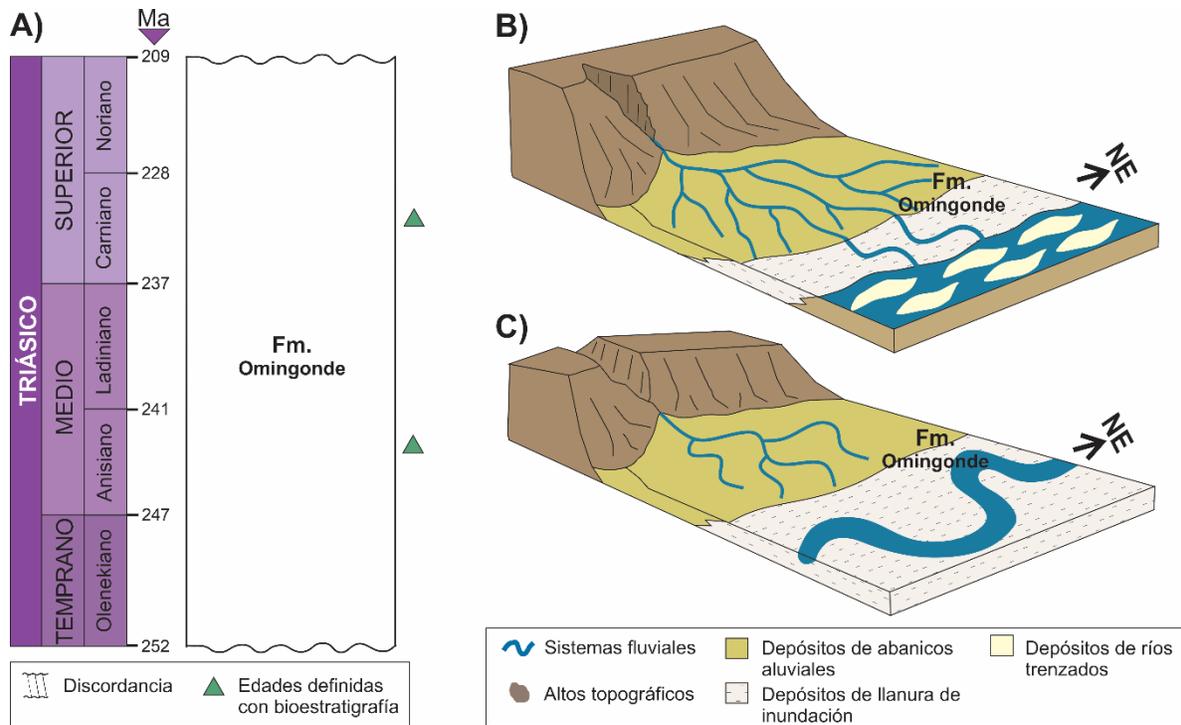


Figura 35. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Otjiwarongo. Modificado de Smith y Swart (2002). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales trenzados de la cuenca Otjiwarongo. Modificado de Smith y Swart (2002). C) Modelo de depósito de los sistemas fluviales meándricos de la cuenca Otjiwarongo. Modificado de Smith y Swart (2002).

5.3.6 Cuenca Kalahari Karoo

La cuenca Kalahari Karoo se localiza actualmente en la región central de Botsuana, África. Tiene una extensión superficial 216,000 km² (Bordy et al., 2010; Figura 30).

La cuenca Kalahari Karoo tuvo una orientación NW-SE durante el Triásico Tardío, y posiblemente estuvo delimitada por fallas y altos topográficos con orientación WNW-ESE en la región central, y otras zonas elevadas de orientación NE-SW en los márgenes este y oeste (Bordy et al., 2010; Figura 30).

Los sistemas fluviales analizados de la cuenca Kalahari Karoo generaron los depósitos de la Formación Mosotlosane, la cual no tiene una edad claramente definida, no obstante, se le ha asignado un rango de edad del Triásico Superior-Jurásico Inferior (Bordy et al., 2010; Figura 36.A). Este rango de edad ha sido definido con base en relaciones estratigráficas tentativas con unidades de la cuenca Karoo localizada al sur (Bordy et al., 2010). La Formación Mosotlosane descansa discordantemente sobre rocas sedimentarias del Supergrupo Karoo Inferior del Carbonífero-Pérmico, y se correlaciona estratigráficamente con las formaciones Molteno y Elliot de Sudáfrica (Bordy et al., 2010).

La región central de la cuenca Kalahari Karoo fue drenada por sistemas fluviales meándricos con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el noroeste y oeste-noroeste durante el Triásico Tardío (Bordy et al., 2010; Figura 36.B). Estas direcciones de paleocorrientes indican que la cuenca Kalahari Karoo probablemente estuvo separada de las cuencas de Tuli y Zambezi central por altos topográficos locales (Bordy et al., 2010; Figura 36.B). Las direcciones de paleocorrientes fueron definidas en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y lineación por partición en elementos arquitectónicos de barras de acreción lateral y mantos de arena (Bordy et al., 2010).

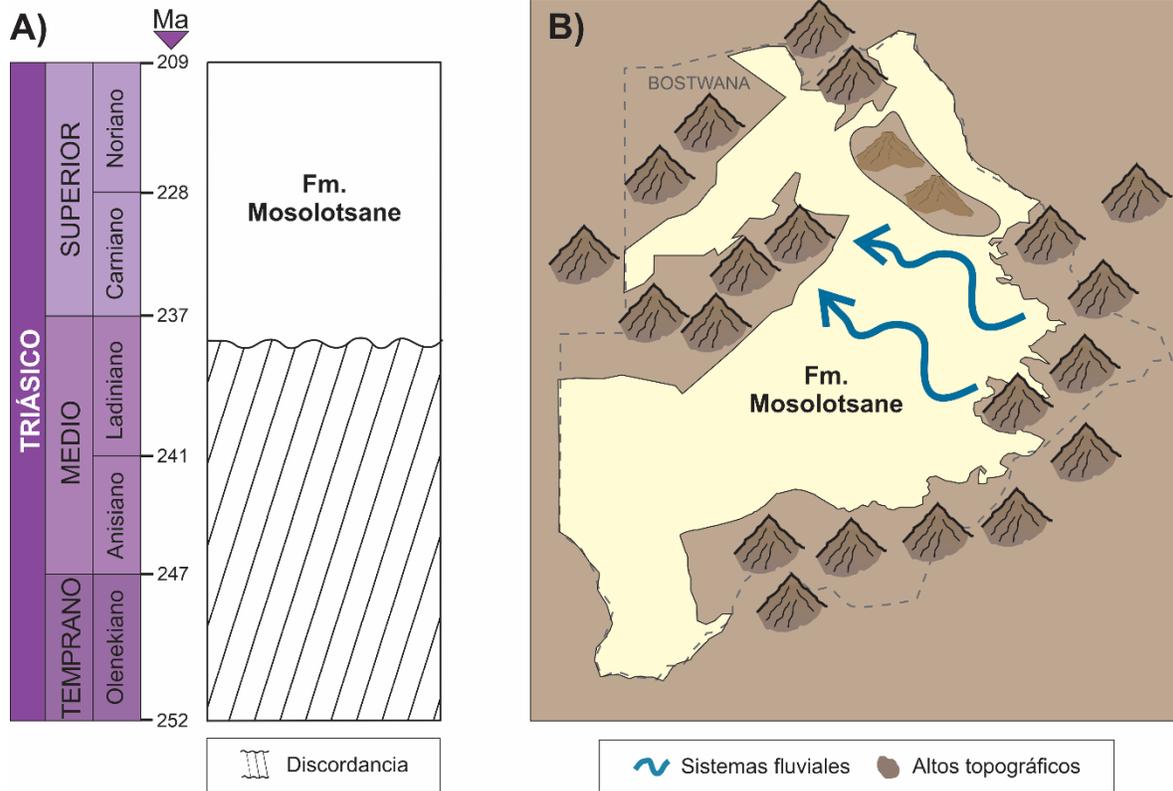


Figura 36. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Kalahari Karoo. Modificado de Bórdy et al. (2010). B) Posible modelo de depósito de los sistemas fluviales de la cuenca Klaahari Karoo. Modificado de Bórdy et al. (2010).

5.3.7 Cuenca Cabora Bassa

Actualmente, la cuenca Cabora Bassa se localiza entre los límites políticos de Zambia, Zimbabue y Mozambique, África, y tuvo una extensión superficial de 53,200 km² (Catuneanu et al., 2005; Figura 30).

La cuenca Cabora Bassa tuvo una orientación NE-SW durante el Triásico Tardío, y una geometría de semi-graben delimitada por fallas normales con orientación E-W en su margen norte, y fallas laterales con la misma orientación en su margen sur (Oesterlen y Millsted, 1994; Catuneanu et al., 2005; Figura 30).

Los sistemas fluviales de la cuenca Cabora Bassa permitieron el depósito de la Formación Angwa Sandstone del Triásico Medio-Superior, la cual se divide en los miembros: Massive Sandstone y Alternations (Oesterlen y Millsted, 1994; Figura 37). Dicho rango de edad ha sido definido a partir de estudios palinológicos (Oesterlen y Millsted, 1994; Figura 37). La unidad Angwa Sandstone descansa mediante una discordancia angular sobre rocas sedimentarias del Grupo Karoo Inferior del Carbonífero-Pérmico.

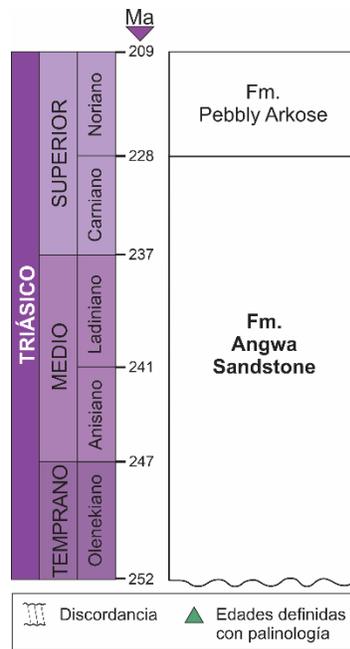


Figura 37. Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Cabora Bassa. Modificado de Sciscio et al. (2021).

La cuenca Cabora Bassa fue drenada por sistemas fluviales de tipo trenzado con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el oeste durante el Triásico Temprano-Medio (Oesterlen y Millsted, 1994). Las direcciones de paleocorriente de los ríos trezados fueron medidas en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y rizaduras, no obstante, su dispersión de aproximadamente 180° no descarta que se traten de sistemas de abanicos aluviales (Oesterlen y Millsted, 1994). Posteriormente, los ríos trezados cambiaron transicionalmente a ríos meándricos con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el oeste, paralelamente al eje de la cuenca (Figura 30). Las direcciones de paleocorrientes de los ríos meándricos fueron medidos en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y rizaduras (Oesterlen y Millsted, 1994).

5.4 SISTEMAS FLUVIALES DE LA CUENCAS DEL SECTOR SUDAMERICANO

Los principales sistemas fluviales triásicos que destacan en el sector de Sudamérica se desarrollaron en la cuenca Chaco-Paraná, localizada al sur de Brasil, la cuenca Ischigualasto, ubicada en la región central de Argentina, y la cuenca Cuyana, localizada también en Argentina (Figura 38).

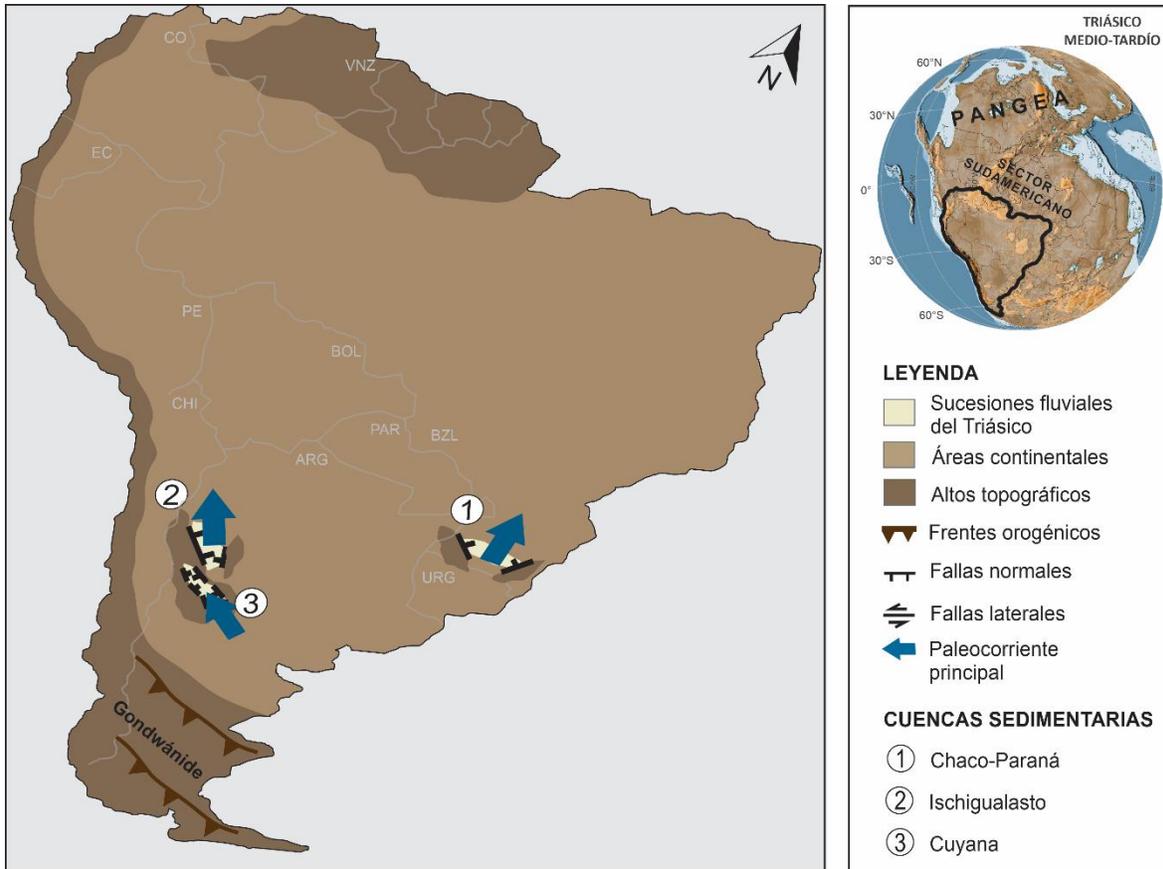


Figura 38. Cuencas del sector de Sudamérica durante el Triásico Medio-Tardío. Norte paleogeográfico durante el Triásico (N). Abreviaturas: Argentina (ARG), Brasil (BZL), Bolivia (BOL), Chile (CHI), Colombia (CO), Ecuador (EC), Paraguay (PAR), Perú (PE), Uruguay (URG), Venezuela (VNZ).

5.4.1 Cuenca Chaco-Paraná

En la actualidad, los afloramientos de las sucesiones fluviales de edad Triásica de la cuenca Chaco-Paraná se encuentran expuestos de manera limitada desde el sur de Brasil hasta al norte de Uruguay, en aproximadamente 7,500 km² (e.g. Zeffass, 2003; Zeffass et al., 2003, 2004; Figura 38).

La cuenca Chaco-Paraná tuvo una geometría de graben asimétrico y una orientación predominantemente NE-SW durante el Triásico Tardío (Zeffass et al., 2003; Figura 38). Esta cuenca estuvo delimitada por dos zonas de falla principales; una con orientación NW-SE localizada en el margen oeste de la cuenca, y la otra de orientación NE-SW localizado en el margen este (Horn et al., 2014; Figura 38). Estas estructuras podrían ser estructuras reactivadas a partir de estructuras generadas durante la orogenia Gondwánide (Kleiman y Japas, 2009; Horn et al., 2014).

Los sistemas fluviales analizados de la cuenca Chaco-Paraná generaron los depósitos de la Formación Santa María, la cual tiene un rango de edad del Anisiano-Carniano (Horn, 2016; Figura 39.A). Dicho rango de edad ha sido definido con base en estudios bioestratigráficos (Horn, 2016; Figura 39.A). La Formación Santa María descansa discordantemente sobre la Formación Sanga do Cabral, una unidad sedimentaria del Triásico Inferior (Horn, 2016).

En el lapso Carniano-Noriano, la cuenca Chaco-Paraná fue drenada por sistemas fluviales trezados a *wandering*, con direcciones de paleocorriente predominantemente hacia el norte (Horn, 2016; Figura 39.B). Las direcciones de paleocorriente en las zonas proximales del río fueron medidas en estructuras, tales como estratificación cruzada en litofacies internas a los canales fluviales (Zeffass et al., 2004; Horn, 2016). Por su parte, las direcciones de paleocorrientes en las zonas distales fueron medidas en estratificación cruzada y sobre las superficies de acreción de las de barras de punto (Horn, 2016).

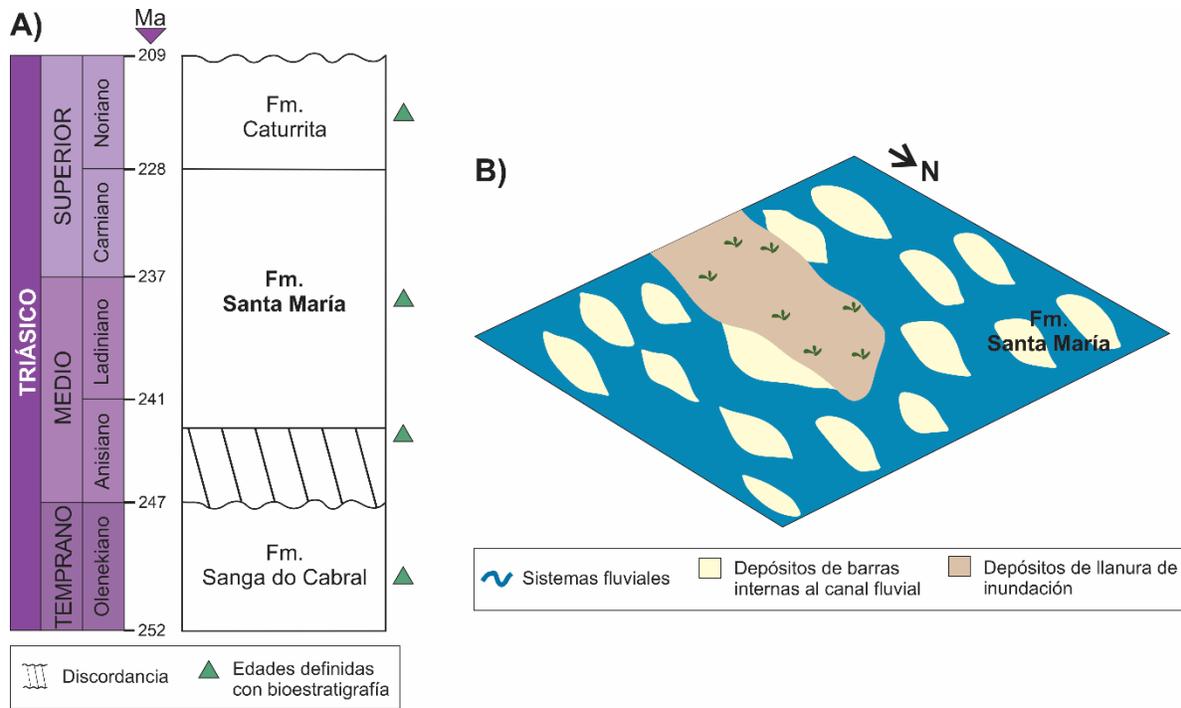


Figura 39. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Chaco-Paraná. Modificado de Horn (2016). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales trenzados de la cuenca Chaco-Paraná. Modificado de Horn (2016).

5.4.2 Cuenca Ischigualasto

La cuenca Ischigualasto se localiza en la actualidad al noroeste de Argentina, en las provincias de La Rioja y San Juan, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 15,000 km² (Zerfass et al., 2004; Currie et al., 2009; Figura 38).

La cuenca Ischigualasto tuvo una orientación NW-SE durante el Triásico Tardío y una geometría de semi-graben (Zerfass et al., 2004; Currie et al., 2009; Figura 38). Esta cuenca estuvo delimitada al oeste por una falla normal con una orientación NNW-SSE, y al este por una falla normal con orientación N-S (Currie et al., 2009; Figura 38).

Los sistemas fluviales analizados de la cuenca Ischigualasto generaron el depósito de la Formación Ischigualasto, la cual tiene una edad Carniana, y posiblemente Noriana (Currie et al., 2009; Figura 40.A). La edad de la Formación Ischigualasto ha sido definida con base en estudios bioestratigráficos y dataciones radiométricas llevadas a cabo en depósitos de cenizas y flujos basálticos que se interestratifican con la Formación Ischigualasto (Currie et al., 2009; Figura 40.A). La Formación Ischigualasto se correlaciona estratigráficamente con las unidades Potrerillos-Cacheuta de la Cuenca Cuyana, y la unidad Santa María de la Cuenca Chaco-Paraná (Zerfass et al., 2004).

La región central de la cuenca Ischigualasto fue drenada por sistemas fluviales axiales de tipo meándrico o, posiblemente, anastomosados en el Triásico Tardío, específicamente durante el Carniano (Currie et al., 2009; Figura 40.B). Dichos ríos axiales tuvieron una dirección de flujo predominantemente hacia el norte (Currie et al., 2009; Figura 40.B). Las direcciones de paleocorrientes de dichos ríos meándricos o anastomosados se midieron en estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y en las superficies de acreción de barras de punto y canales (Currie et al., 2009). Adicionalmente, los ríos meándricos y anastomosados fueron alimentados por ríos tributarios de tipo trenzados con direcciones de flujo hacia el noreste (Currie et al., 2009; Figura 40.B).

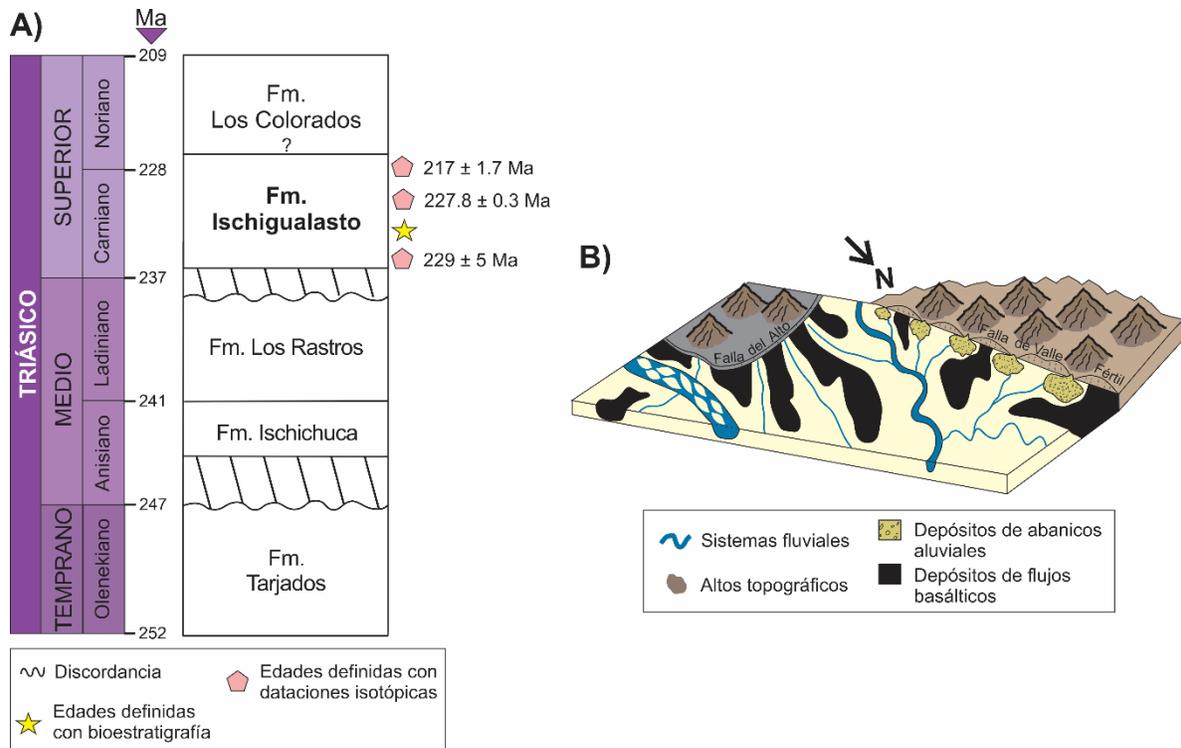


Figura 40. A) Tabla cronoestratigráfica de la cuenca Ischigualasto. La edad de la Formación Ischigualasto no es precisa (?), los horizontes datados tienen una posición relativa. Modificado de Currie et al. (2009). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales de la cuenca Ischigualasto. Modificado de Currie et al. (2009).

5.4.3 Cuenca Cuyana

La cuenca Cuyana se localiza en la actualidad al noroeste de Argentina, específicamente en las provincias de San Juan, Mendoza y San Luis, y tiene una extensión superficial de aproximadamente 60,000 km² (Zerfass et al., 2004; Barredo, 2012; Figura 38).

La cuenca Cuyana tuvo una orientación NNW-SSE durante el Triásico Tardío, e incluye por lo menos cinco sub-cuencas con geometría de semi-grábenes (Barredo, 2012). Dichas sub-cuencas estuvieron delimitadas por fallas normales y/o oblicuas con polaridades opuestas y de orientación N-S y NNW-SSE (Barredo, 2012; Teixeira et al., 2018; Figura 38). Algunas sub-cuencas también estuvieron conectadas entre sí mediante zonas de transferencia con una orientación NNE-SSW (Teixeira et al., 2018). Estas estructuras fueron generadas a partir de la reactivación de estructuras generadas por el orógeno Gondwánide (Barredo, 2012).

La nomenclatura y edad de las unidades litoestratigráficas analizadas varía de acuerdo con la subcuenca de estudio. Los sistemas fluviales de la subcuenca Cerro Puntudo generaron los depósitos de las formaciones Cerro Puntudo y El Relincho del Triásico Medio y Superior, respectivamente (Teixeira, 2016). Los ríos de la subcuenca Rincón depositaron las formaciones Panul y Corral de Piedra, la edad de esta última es Ladianana (Barredo, 2004; Barredo y Ramos, 2010). Los ríos de la subcuenca Cacheuta-Tupungato permitieron el depósito de la Formación Potrerillos del Ladianiano-Carniano (Zerfass et al., 2004; Spalletti et al., 2005; Figura 41.A). La edad de las unidades anteriores ha sido constreñida a partir de dataciones radio-isotópicas en depósitos volcánicos que se interestratifican con las unidades fluviales (e.g. Teixeira et al., 2018; Figura 41.A). Las unidades fluviales suprayacen discordantemente a rocas sedimentarias del Triásico Inferior-Medio (Teixeira et al., 2018). La Formación Potrerillos de la subcuenca Tupungato se correlaciona estratigráficamente con las formaciones Panul y Corral de Piedra de la subcuenca Rincón Blanco y con la Formación El Relincho de la subcuenca Cerro Puntudo (Teixeira et al., 2018).

Las subcuencas Rincón Blanco, Cerro Puntudo y Cacheuta-Tupungato localizadas en la región septentrional de la cuenca Cuyana, estuvieron interconectadas entre sí y fueron drenadas por sistemas fluviales axiales trenzados a *wandering* durante el Ladiniano-Carniano (Teixeira, 2016; Teixeira et al., 2018; Figura 41.B). Adicionalmente, se

desarrollaron sistemas de abanicos aluviales localizados en los escarpes de falla de los márgenes de la cuenca (Figura 41.B). Los sistemas fluviales axiales tuvieron una dirección de paleocorrientes predominantemente hacia el norte y noroeste (e.g. Spalletti et al., 2005; Teixeira et al., 2018; Figura 41.B). Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas en estructuras sedimentarias como imbricación, estratificación cruzada, rizaduras y ejes de canales fluviales en elementos arquitectónicos internos a los canales fluviales (e.g. Spalletti et al., 2005; Teixeira et al., 2018).

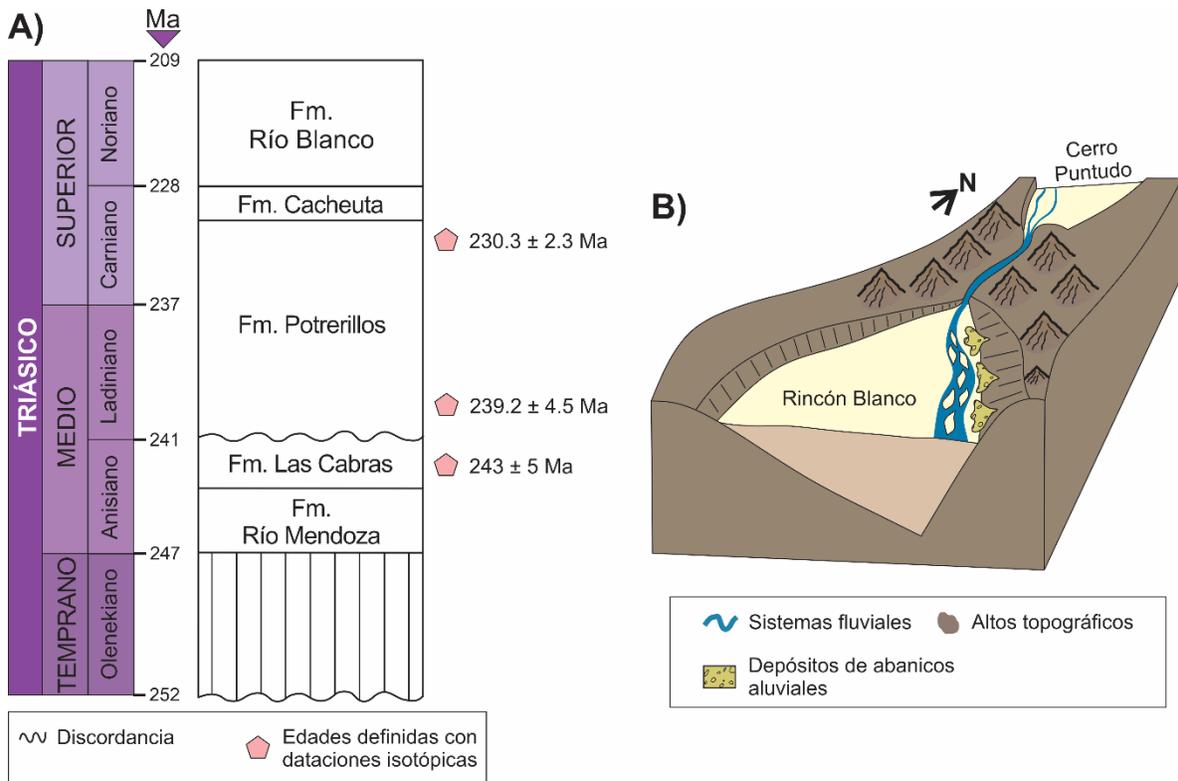


Figura 41. A) Tabla cronoestratigráfica de la subcuenca Rincón Blanco de la cuenca Cuyana. Modificado de Teixeira et al. (2018). B) Modelo de depósito de los sistemas fluviales de la cuenca Cuyana. Modificado de Teixeira et al. (2018).

CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN

A continuación, se describe el patrón de drenaje fluvial de la Pangea identificado con base en la localización y la distribución de las sucesiones fluviales triásicas, su estilo fluvial y las direcciones de paleocorriente recopiladas. Con base en el estilo fluvial y las direcciones de paleocorrientes, en este trabajo, se agrupan los sistemas fluviales analizados en dos grupos principales: uno del Triásico Temprano-Medio, y el otro del Triásico Tardío. Como se discute más adelante, estos dos grupos podrían representar dos estadios de la evolución del drenaje fluvial asociados con el proceso de disgregación de la Pangea.

6.1 PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA DURANTE EL TRIÁSICO TEMPRANO-MEDIO

De acuerdo con el mapa del patrón de drenaje fluvial de la Pangea, los principales sistemas fluviales del Triásico Temprano y Medio se distribuyen en las regiones sur y noreste del supercontinente, donde en la actualidad, se localiza el sur de África y gran parte del continente europeo (Figura 42).

Asimismo, es evidente que los sistemas fluviales del Triásico Temprano y Medio se desarrollaron a lo largo de algunos de los cinturones montañosos formados durante el proceso de consolidación de la Pangea, tal como se detalla a continuación.

En el sector noreste de la Pangea, los sistemas fluviales drenan de manera paralela y subperpendicular a los cinturones montañosos Caledónico y Variscano, con direcciones de paleocorrientes predominantemente hacia el noroeste y sureste, donde se localizan los océanos Panthalassa y Tethys, respectivamente (Figura 42). No obstante, algunas direcciones de paleocorrientes del sector noreste de la Pangea se desvían de las direcciones predominantes, lo cual puede ser una consecuencia de las variaciones locales del relieve topográfico y de los ambientes sedimentarios (Figura 42).

Por su parte, los sistemas fluviales del sector sur de la Pangea tienen direcciones de paleocorriente predominantemente hacia el este y oeste, drenando de manera paralela principalmente a las zonas montañosas asociadas con orógenos Gondwánide y Pan-Africano (Figura 42).

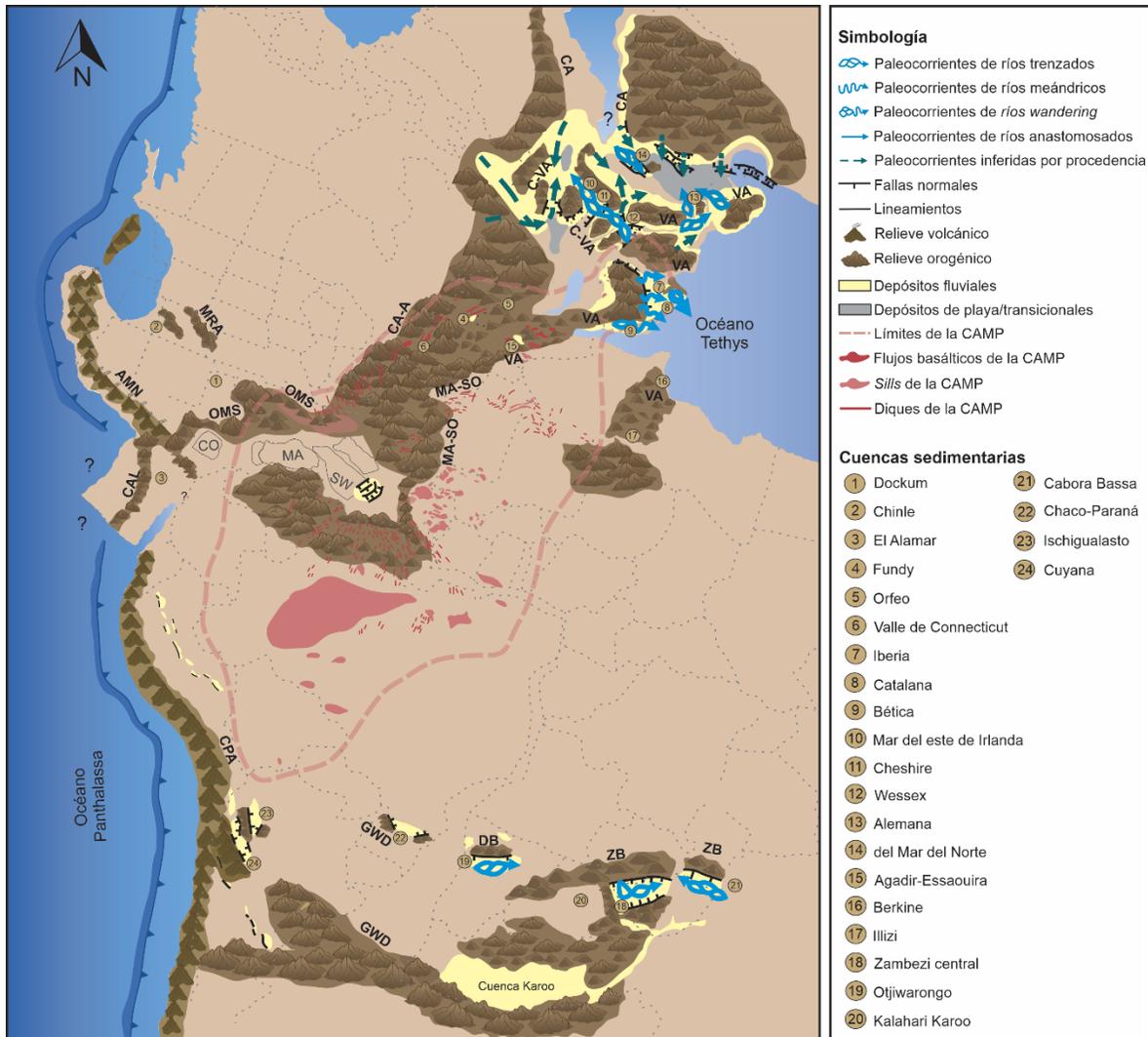


Figura 42. Mapa del patrón de drenaje de la Pangea durante el lapso Triásico Temprano-Medio. La configuración paleogeográfica y límites políticos es aproximada y se basa en los trabajos de Soto et al. (2017), Blakey (2019) y PALEOMAP PaleoAtlas de Scotese (2016). Las cuencas sedimentarias y los sistemas fluviales propuestos están representados de manera simplificada y esquemática. Para ver los rasgos sedimentológicos y demás detalles de los ríos del Triásico consulte Anexo. Abreviaturas: Arco Magmático Norteamericano (AMN), Cordillera Paleo Andina (CPA), cinturón orogénico Damara (DB), cinturón orogénico de Zambesi (ZB), Montañas Rocallosas Ancestrales (MRA), orógeno Caledónico (CA), orógeno Caledónico-Allegheniano (CA-A), Orógeno Caltepeense (CAL), Orógeno Gondwánide (GWD), orógeno Caledónico-Variscano (C-VA), orógeno Mauritanide-Soutouffides (MA-SO), Orógeno Ouachita-Marathon-Sonora (OMS), orógeno Variscano (VA), terreno de Coahuila (CO), terreno Maya (MA), terreno Suwanne (SW). Los límites de la CAMP se representaron de acuerdo con May (1971) y Marzoli et al. (2018). Los límites de la LLSVP africana se representaron de manera aproximada de acuerdo con Ruiz-Martínez et al. (2012).

En general, el registro estratigráfico del noreste y sur de la Pangea consiste en sucesiones fluviales compuestas principalmente por los elementos arquitectónicos GB, SB, DA, LS y, en menor proporción, los elementos arquitectónicos LA, CS y OF (Figura 43). Por lo tanto, la gran mayoría de los ríos son interpretados como sistemas fluviales de baja a moderada sinuosidad, con estilos fluviales de tipo trenzado y/o *wandering* (Figura 42Figura 43).

Localmente, la presencia de los elementos arquitectónicos CH, LA, OF y, en menor medida, LV y CS en las cuencas sedimentarias de Iberia y Bética, sugiere que los sistemas fluviales trenzados, en algunas regiones, cambiaron transicionalmente a ríos meándricos y anastomosados (Arche y López-Gómez, 1999; Franzel et al., 2020; Figura 42Figura 43).

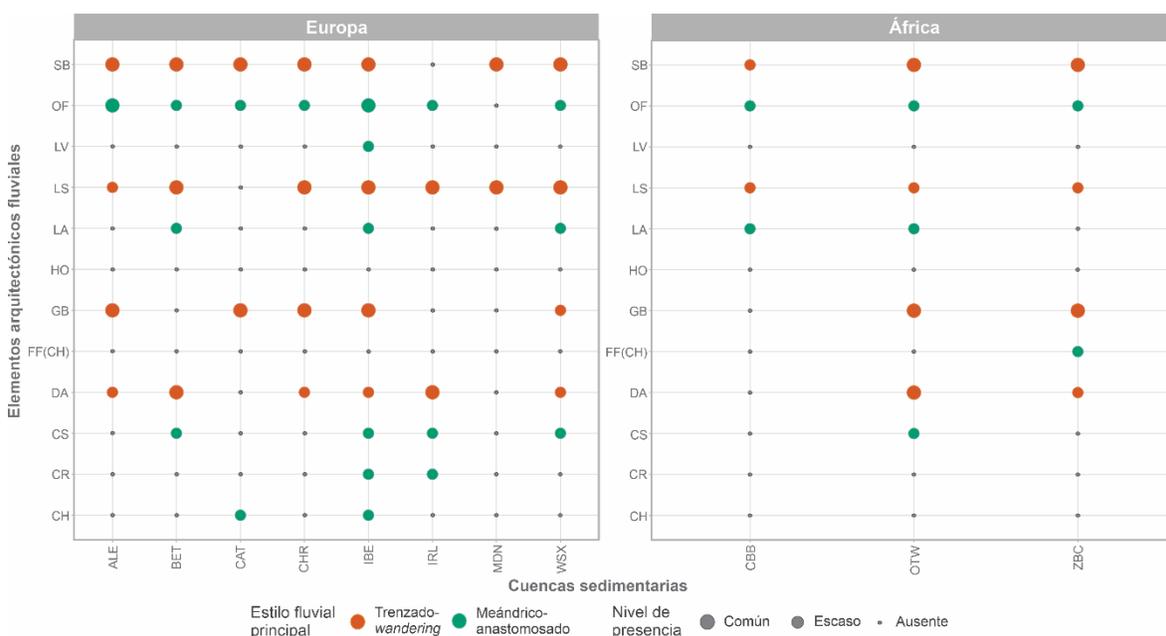


Figura 43. Tabla de contingencia de los elementos arquitectónicos de las cuencas sedimentarias del Triásico Temprano-Medio en Europa y África. Abreviaturas de las cuencas sedimentarias: Alemana (ALE), Bética (BET), Catalana (CAT), Cheshire (CHR), Iberia (IBR), Mar del este de Irlanda (IRL), Mar del Norte (MDN), Wessex (WSX), Cabora Bassa (CBB), Otiwarongo (OTW) y Zambezi central (ZBC). Para mayores detalles consulte Metodología y Anexo.

Las direcciones de paleocorriente reportadas en las cuencas sedimentarias del noreste de la Pangea, como en las del Mar del este de Irlanda, Cheshire y Wessex, siguen una dirección de flujo notablemente paralela a los altos topográficos asociados con la orogenia Caledónica (Figura 44). Asimismo, las direcciones de paleocorriente de los depósitos fluviales de las cuencas sedimentarias de Iberia, Catalana, Mar del Norte y Alemana también son

principalmente paralelas y, en algunos lugares, sub-perpendiculares a los altos topográficos remanentes del cinturón montañoso Variscano (Figura 44).

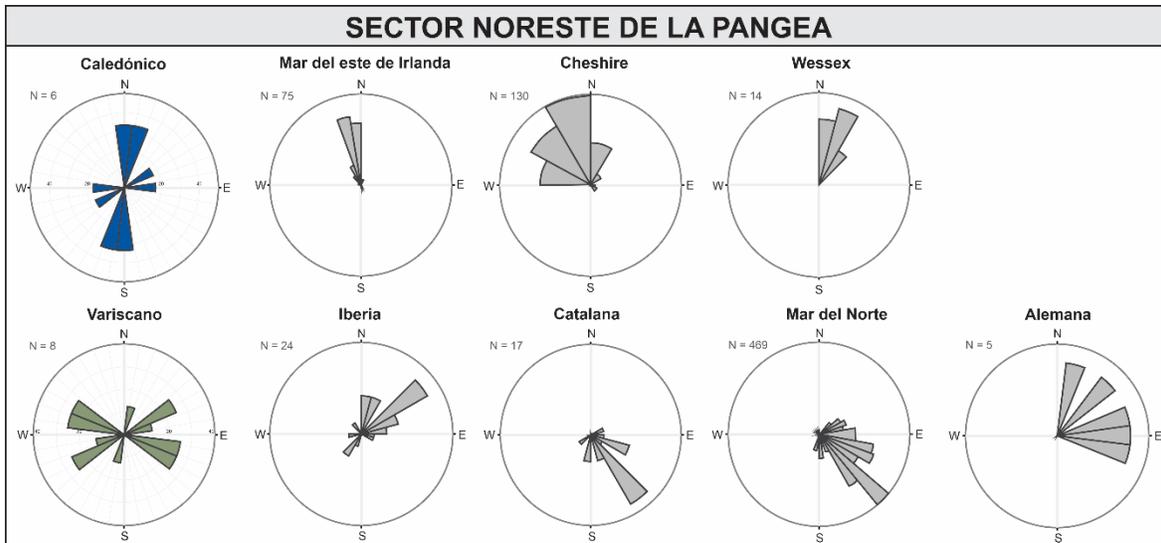


Figura 44. Rosetas de las direcciones de paleocorrientes totales reportadas en las cuencas sedimentarias triásicas del noreste de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación de algunas de las estructuras de los cinturones orogénicos Caledónico (azul) y Variscano (verde).

En contraste, las direcciones de paleocorrientes reportadas en las cuencas sedimentarias del sur de la Pangea durante el Triásico Temprano-Medio se dirigen principalmente al noreste y oeste (Figura 45). Estas direcciones son paralelas a algunas estructuras del orógeno Gondwánide, aunque también podrían relacionarse con estructuras del orógeno Pan-Africano que tienen esta misma orientación.

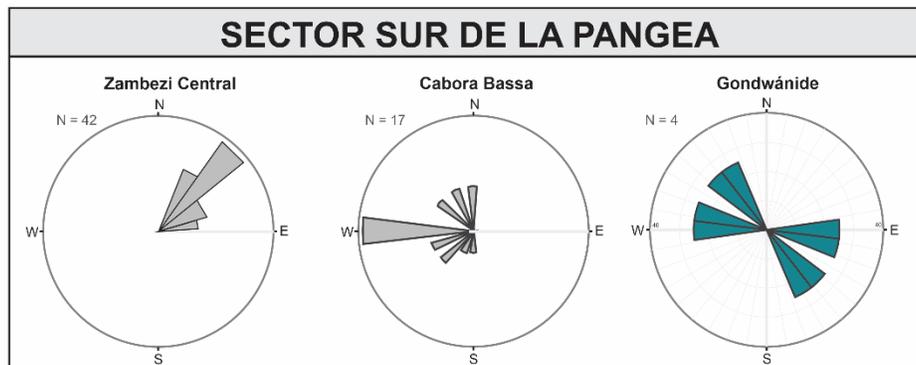


Figura 45. Rosetas de las direcciones de paleocorrientes totales reportadas en las cuencas sedimentarias triásicas del sur de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación de algunas de las estructuras del cinturón orogénico Gondwánide (verde).

6.2 PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA DURANTE EL TRIÁSICO TARDÍO

Durante el Triásico Tardío, los principales sistemas fluviales se distribuyeron en las regiones noreste, noroeste, oeste y sur de la Pangea (Figura 46). La región noreste, actualmente, comprende el continente europeo, el noreste de Estados Unidos, y el noroeste del continente africano. La región noroeste, en la actualidad, se conforma del sur y suroeste de Estados Unidos, mientras que la región oeste abarca el actual noreste y sureste de México. Por su parte, la región sur, actualmente, se localiza en los sectores sur de África y Sudamérica (Figura 46).

De acuerdo con el mapa del patrón de drenaje fluvial de la Pangea durante el Triásico Tardío, los sistemas fluviales se desarrollaron en una posición adyacente a las regiones montañosas que se formaron durante el proceso de consolidación de la Pangea; es decir, los orógenos Caledónico, Allegheniano, Variscano, Ouachita-Marathon-Sonora y Gondwánide, entre otros (Figura 46).

Los sistemas fluviales del sector noreste de la Pangea, donde actualmente se localiza Europa y el norte de África, drenan principalmente los cinturones montañosos Caledónico y Variscano, con direcciones de flujo predominantemente hacia el este, noreste, sur y suroeste, desembocando en el océano de Tethys y en zonas lacustres locales (Figura 46). En este mismo sector, las direcciones de paleocorriente de las zonas, donde actualmente se localiza el noreste de Estados Unidos y Marruecos se dirigen hacia el suroeste y noreste paralelamente a la orientación de los orógenos Allegheniano y Variscano (Figura 46).

En el sector noroeste de la Pangea, los sistemas fluviales tienen direcciones de paleocorrientes principalmente hacia el noroeste y suroeste, de forma que llevaron gran parte del sedimento hacia el océano Panthalassa (Figura 46). Los ríos localizados en las regiones que actualmente comprenden el sur y suroeste de Estados Unidos drenan principalmente al cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Figura 46). Aunque dicho orógeno tiene importantes variaciones en su orientación, como consecuencia de las salientes que lo caracterizan, es evidente que los sistemas fluviales siguen una dirección

sub-perpendicular a la orientación general WNW-ESE de este cinturón orogénico (Figura 46).

Por otra parte, la geometría de los sistemas fluviales que se formaron al oeste de la Pangea aún es difícil de identificar, pues, aún no se han determinado con exactitud la magnitud y la ruta a escala regional de dichos sistemas fluviales. El sistema fluvial que permitió el depósito de la Formación El Alamar pudo haber sido un extenso río con una dirección de flujo hacia el suroeste, de manera paralela a los altos topográficos del orógeno Ouachita-Marathon-Sonora como lo sugieren Dickinson y Gehrels (2008) y Barboza-Gudiño et al. (2010; Figura 46). No obstante, una alternativa es que dicho río haya consistido en abanicos aluviales y sistemas fluviales locales procedentes de los altos topográficos locales como lo proponen Martin et al. (2022) . Adicionalmente, en este sector de la Pangea, se han reportado los depósitos de la Formación La Mora (Silva-Romo et al., 2015). Sin embargo, hasta ahora no hay estudios sistemáticos que definan con claridad la longitud, dirección de flujo e incluso edad del sistemas fluvial asociado con dicha unidad.

En el sector sur de la Pangea, las direcciones de paleocorrientes de los sistemas fluviales se dirigen predominantemente hacia el noreste y noroeste (Figura 46). Las direcciones de flujo de los ríos que se desarrollaron en las regiones que conforman al actual sur de África, se orientan paralelamente a los altos topográficos asociados con la orogenia Pan-Africana, aunque, algunas direcciones de flujo también son paralelas a la orientación de algunas estructuras del orógeno Gondwánide (Figura 46). Asimismo, los ríos localizados en el actual sur de Sudamérica, también drenan de manera paralela a los altos topográficos que se formaron como consecuencia del ciclo orogénico Gondwánide (Figura 46).

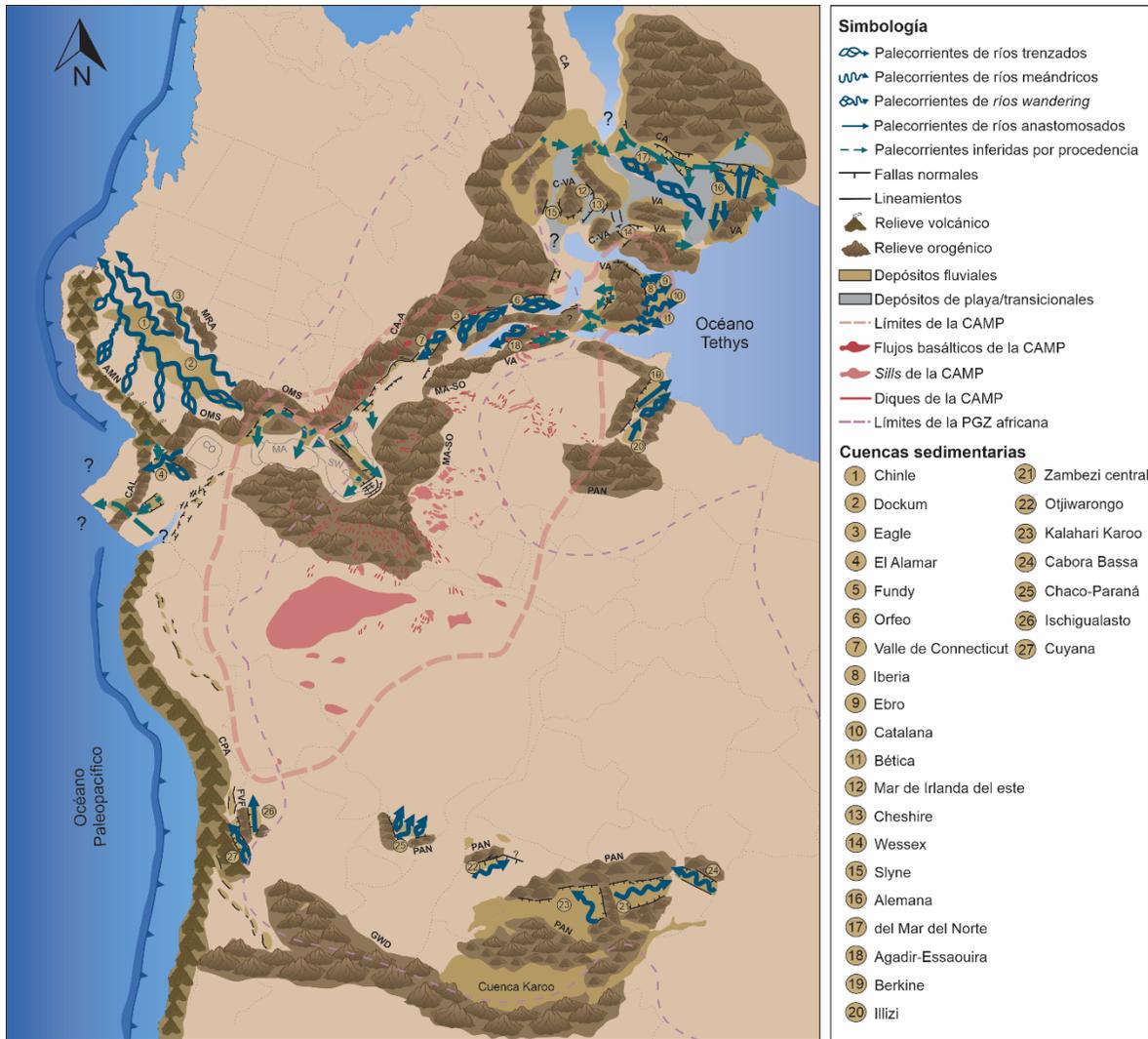


Figura 46. Mapa del patrón de drenaje de la Pangea durante el Triásico Tardío. La configuración paleogeográfica y límites políticos es aproximada y se basa en los trabajos de Soto et al. (2017), Blakey (2019) y PALEOMAP PaleoAtlas de Scotese (2016). Las cuencas sedimentarias y los sistemas fluviales propuestos están representados de manera simplificada y esquemática. Para ver los rasgos sedimentológicos y demás detalles de los ríos del Triásico consulte Anexo. Abreviaturas: Arco Magmático Norteamericano (AMN), Cordillera Paleo Andina (CPA), cinturón orogénico Damara (DB), cinturón orogénico de Zambezi (ZB), Montañas Rocallosas Ancestrales (MRA), orógeno Caledónico (CA), orógeno Caledónico-Allegheniano (CA-A), Orógeno Caltepeense (CAL), Orógeno Gondwánide (GWD), orógeno Caledónico-Variscano (C-VA), Orógeno Mauritanide-Soutouffides (MA-SO), Orógeno Ouachita-Marathon-Sonora (OMS), orógeno Variscano (VA), terreno de Coahuila (CO), terreno Maya (MA), terreno Suwanne (SW). La distribución de la CAMP se representó de acuerdo con May (1071) y Marzoli et al. (2018).

Las descripciones sedimentológicas reportadas en la literatura sugieren que los sistemas fluviales del Triásico Tardío estuvieron caracterizados por estilos fluviales ampliamente variables (Figura 46).

En el sector noroeste y oeste de la Pangea, los sistemas fluviales consisten principalmente en los elementos arquitectónicos GB, SB, DA, LS y, ocasionalmente, los elementos LA y CS (Figura 47). Así que, se interpreta que las cuencas sedimentarias fueron drenadas por ríos trezados y posiblemente *wandering* (e.g. Hubert y Forlenza, 1988; Fritz, 1991; Dubiel y Hasiotis, 2011; Rubio-Cisneros y Holbrook, 2021; Figuras 46 y 47).

Localmente, el registro estratigráfico fluvial de los sectores noroeste y oeste de la Pangea incluye a los elementos arquitectónicos LA, LS, CS, CH y FF(CH) interestratificados con los elementos arquitectónicos OF y LV (Figura 47). Así que, se interpreta que algunos ríos trezados, como los de las cuencas sedimentarias Chinle, Dockum y Valle de Connecticut, cambiaron transicionalmente a sistemas fluviales meándricos o anastomosados (e.g. Blakey y Gubitosa, 1983; Dubiel, 1992; Dubiel y Hasiotis, 2011; Hayworth, 2019; Figuras 46 y 47).

En contraste, el registro estratigráfico del sector noreste de la Pangea, donde actualmente se localiza Europa, consiste en sucesiones fluviales con los elementos arquitectónicos SB, LS, CS, LA y CH, interestratificados con el elemento arquitectónico OF (Figura 47). Por ende, los sistemas fluviales son interpretados como ríos meándricos de alta sinuosidad y anastomosados de baja a moderada sinuosidad (e.g. Arche y López-Gómez, 2014; Gruszka y Zielinski, 2008; Jewula et al., 2019; Figuras 46 y 47).

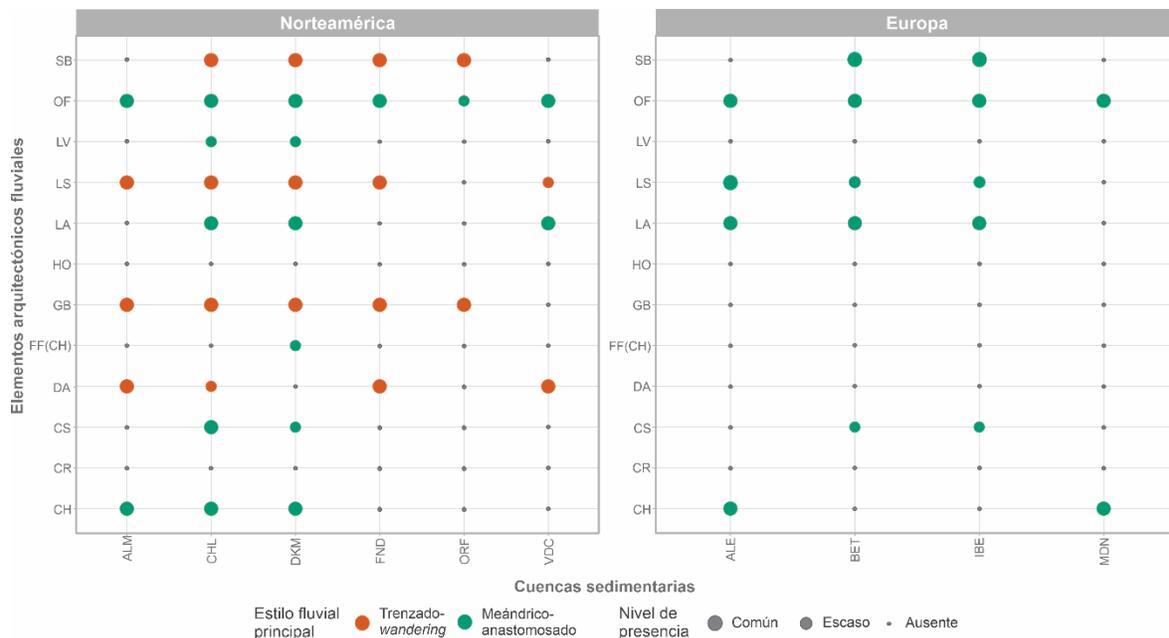


Figura 47. Tabla de contingencia de los elementos arquitectónicos de las cuencas sedimentarias del Triásico Tardío en Norteamérica y Europa. Abreviaturas de las cuencas sedimentarias: El Alamar (ALM), Chinle (CHL), Dockum (CKM), Fundy (FND), Orfeo (ORF), Valle de Connecticut (VDC), ALE (ALE), Bética (BET), Iberia (IBE) y Mar del Norte (MDN). Para mayores detalles consulte Metodología y Anexo.

El registro estratigráfico fluvial en el sureste de la Pangea incluye principalmente los elementos arquitectónicos SB, LV, LS y CS, interestratificados el elemento arquitectónico OF (Figura 48). Por lo tanto, los sistemas fluviales son interpretados como ríos meándricos (e.g. Holzforster et al., 1999; Mader y Redfern, 2011; Mader et al., 2017; Figuras 46 y 48). Además, el registro estratigráfico de las cuencas sedimentarias Berkine e Illizi, localizadas al este de la Pangea, consiste en sucesiones fluviales con los elementos arquitectónicos CH y LS, interestratificados con los elementos arquitectónicos OF, LV/FF(CH) y CS, lo cual sugiere que los ríos formados en estas cuencas sedimentarias tuvieron un estilo predominantemente anastomosado (Turner et al., 2001; Figuras 46 y 48).

Finalmente, el registro estratigráfico fluvial de las cuencas sedimentarias Chaco-Paraná, Cuyana e Ischigualasto, localizadas al suroeste de la Pangea, se conforma mayoritariamente de los elementos arquitectónicos GB, SB, LA y LS (Figura 48). Localmente, dichos depósitos se interestratifican con el elemento arquitectónico OF, por lo que se interpreta que estas cuencas sedimentarias fueron drenadas por ríos trenzados a *wandering* (Horn, 2016;

Figuras 46 y 48). Asimismo, el registro estratigráfico fluvial de estas cuencas incluye a los elementos arquitectónicos LA, CH, SB, LV y CS, interestratificados con los elementos OF, FF(CH) y CR (Figura 48). Por lo que se interpreta que los ríos trenzados a *wandering* cambiaron transicionalmente a ríos meándricos o anastomosados (e.g. Currie et al., 2009; Figura 48).

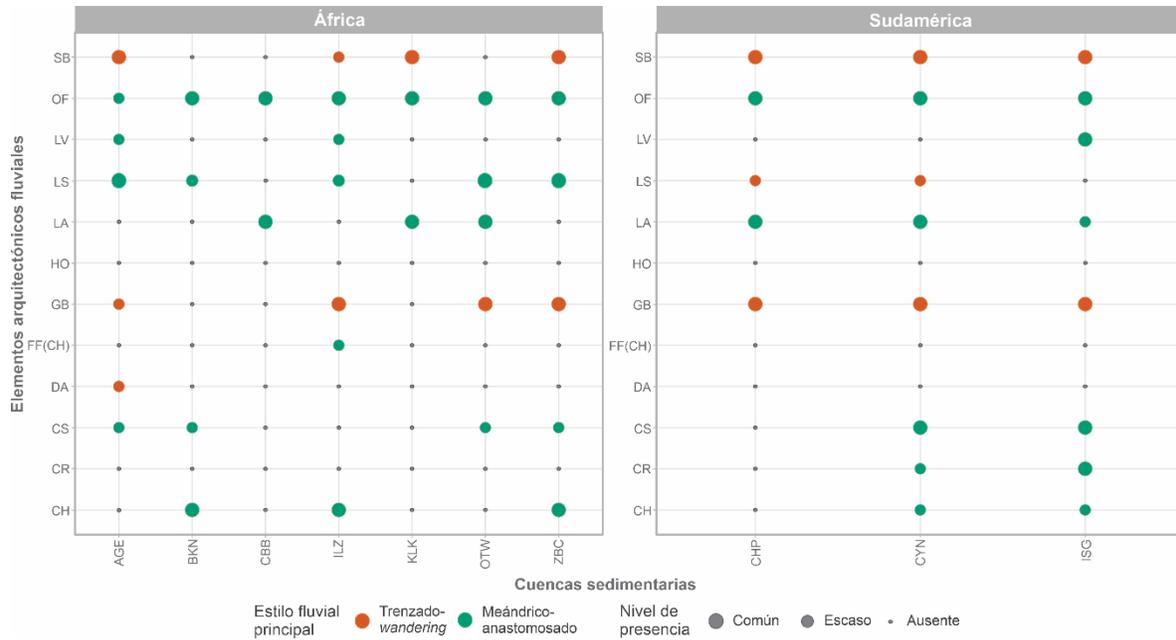


Figura 48. Tabla de contingencia de los elementos arquitectónicos de las cuencas sedimentarias del Triásico Tardío en África y Sudamérica. Abreviaturas de las cuencas sedimentarias: Agadir-Essaouira (AGE), Berkine (BKN), Cabora Bassa (CBB), Illizi (ILZ), Kalahari Karoo (KLN), Otjiwarongo (OTW), Chaco-Paraná (CHP), Cuyana (CYN) e Ischigualasto (ISG). Para mayores detalles consulte Metodología y Anexo.

A continuación, se presentan rosetas con las direcciones de paleocorrientes de algunos de los sistemas fluviales que drenaron a la Pangea y las direcciones de algunas estructuras de los cinturones montañosos circundantes durante el Triásico Tardío (Figura 5049-53).

En las cuencas sedimentarias Chinle y Dockum, ubicadas al noroeste de la Pangea, las direcciones de paleocorrientes tienen una dirección sub-perpendicular al cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (Figura 49). Sin embargo, algunos altos topográficos de dicho orógeno se orientan de manera paralela a algunas direcciones de paleocorrientes (Figura 49). Por su parte, las direcciones de paleocorrientes de la Formación el Alamar, depositada al oeste de la Pangea, parecieran disponerse paralelamente a altos topográficos de orientación NE-SW que constituyen al orógeno Ouachita-Marathon-Sonora, pero como se mencionó previamente, aún no se determinan con claridad si el sistema fluvial recicló áreas fuente regionales o locales (Figura 49).

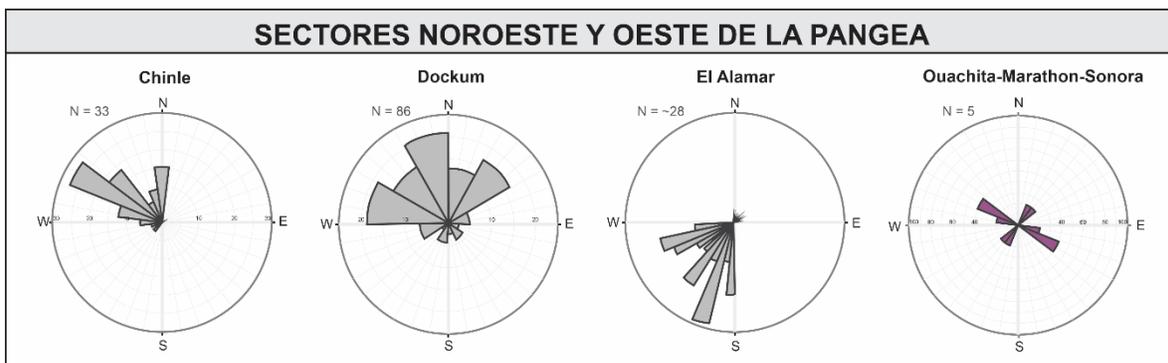


Figura 49. Rosetas de las direcciones de paleocorrientes totales reportadas en las cuencas sedimentarias triásicas del noroeste y oeste de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación de algunas estructuras del cinturón orogénico Ouachita-Marathon-Sonora (rosa).

En contraste, las direcciones de paleocorrientes de las cuencas sedimentarias Fundy y Connecticut, localizadas al noreste de la Pangea, exhiben una dirección de flujo paralela y ligeramente oblicua a los cinturones orogénicos Allegheniano y Caledónico (Figura 50).

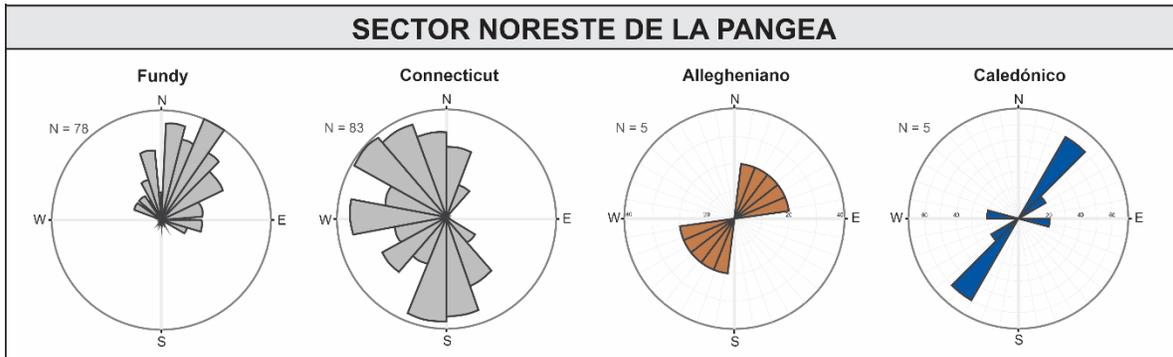


Figura 50. Rosetas de las direcciones de paleocorrientes totales reportadas en algunas cuencas sedimentarias triásicas del noreste de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación de algunas estructuras de los cinturones orogénicos Allegheniano (anaranjado) y Caledónico (azul).

Las direcciones de las paleocorrientes de los sistemas fluviales que drenaron a la cuenca sedimentaria Agadir-Essaouira del noreste de la Pangea, se disponen paralelamente a los altos topográficos del orógeno Variscano (Figura 51).

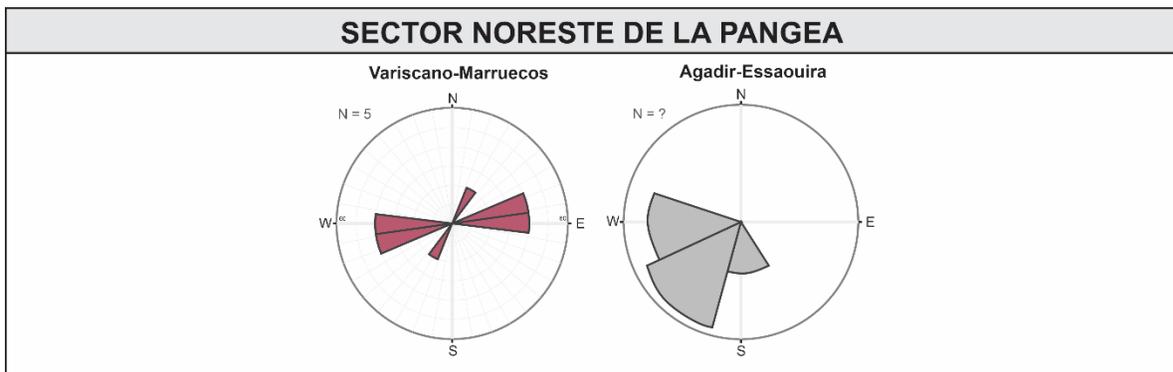


Figura 51. Roseta de las direcciones de paleocorrientes reportadas en la cuenca sedimentaria Agadir-Essaouira del noreste de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación de algunas estructuras del cinturón orogénico Variscano (rosado).

Los sistemas fluviales que se formaron en las cuencas sedimentarias Kalahari Karoo y Cabora Bassa, tienen direcciones de paleocorrientes que se disponen de manera paralela a la orientación del orógeno Gondwánide (Figura 52). En este mismo sector, los sistemas fluviales de la cuenca Zambezi Central siguen una dirección de flujo perpendicular a la orientación del orógeno Gondwánide (Figura 52).

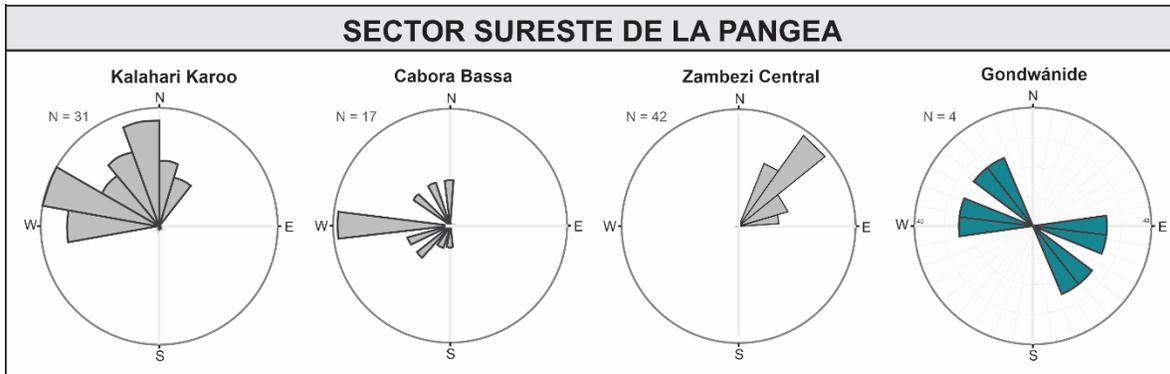


Figura 52. Rosetas de las direcciones de paleocorrientes reportadas en las cuencas sedimentarias triásicas localizadas al sureste de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación de algunas estructuras del cinturón orogénico Gondwánide (verde).

Las direcciones de paleocorrientes de los sistemas fluviales formados en las cuencas sedimentarias Chacó-Paraná y Cuyana localizadas al suroeste de la Pangea, tienen una orientación paralela y ligeramente oblicua a algunos de los altos topográficos del orógeno Gondwánide (Figura 53).

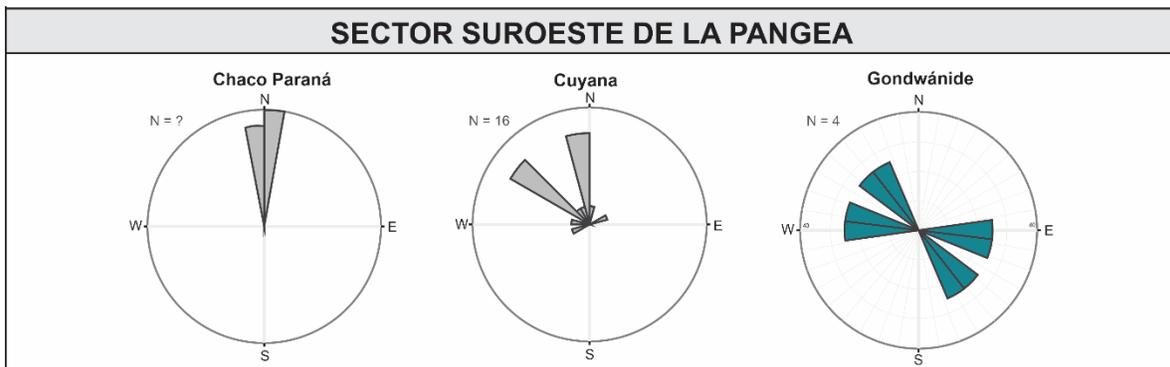


Figura 53. Rosetas de las direcciones de paleocorrientes totales reportadas en las cuencas sedimentarias triásicas localizadas al suroeste de la Pangea (gris) y rosetas de la orientación algunas estructuras del cinturón orogénico y Gondwánide (verde).

6.3 POSIBLES FACTORES QUE CONTROLARON LA EVOLUCIÓN DEL ESTILO FLUVIAL TRIÁSICO

Los mapas del patrón de drenaje fluvial de la Pangea obtenidos en este trabajo permiten inferir que los ríos estuvieron caracterizados por estilos fluviales predominantemente trezados y *wandering* durante el Triásico Temprano-Medio (Figura 42), mientras que los ríos desarrollados durante el Triásico Tardío tuvieron estilos principalmente meándricos y anastomosados (Figura 46).

En general, el estadio inicial de un proceso de *rift* se caracteriza por el desarrollo de pequeñas cuencas sedimentarias, delimitadas por fallas normales aisladas (Gawthorpe y Leeder, 2000). En esta etapa, el registro estratigráfico está dominado por el desarrollo de sistemas fluviales trezados (tanto ríos como abanicos), que se distribuyeron a lo largo de las fallas normales que delimitan a los depocentros. Este escenario refleja la situación de los sistemas fluviales durante el Triásico Temprano-Medio; por lo tanto, se propone que los sistemas fluviales trezados de la Pangea reflejan las fases iniciales de los pulsos extensionales que ocurrieron durante el Triásico Temprano-Medio.

Por otro lado, durante las etapas más maduras de un *rift*, los segmentos de falla se propagan lateralmente y empiezan a conectarse, formando segmentos cada vez más grandes que acomodan una mayor cantidad de desplazamiento, dando origen a cuencas progresivamente más amplias y profundas (Gawthorpe y Leeder, 2000). Estas cuencas presentan una arquitectura interna compleja, con sistemas de abanicos aluviales desarrollados en los bordes tectónicamente activos de las cuencas y, grandes ríos axiales de tipo meándricos y anastomosados que escurren en la parte más profunda de las depresiones topográficas (Gawthorpe y Leeder, 2000). Este escenario refleja la situación de los sistemas fluviales del Triásico Tardío, así que se sugiere que los ríos meándricos y anastomosados reflejan una fase más madura del proceso de *rift*.

Por lo tanto, se propone de manera tentativa que los mapas del patrón de drenaje fluvial del Triásico, obtenidos en este trabajo, representan dos etapas diferentes en la evolución de los sistemas fluviales durante el proceso de *rifting* de la Pangea:

- 1) una etapa inmadura dominada por ríos trezados a *wandering* que ocurrió durante el Triásico Temprano-Medio;
- 2) una etapa madura dominada por ríos meándricos y anastomosados que ocurrió durante el Triásico Tardío.

Considerando que el estilo fluvial no sólo depende de la actividad tectónica sino que también influyen los factores climáticos y la vegetación (Arche y López-Gómez, 1999; Miall, 2006; Ibisate et al., 2011). No se descarta la posibilidad de que el clima haya controlado de alguna manera la evolución de los sistemas fluviales triásicos. Sin embargo, hasta el momento no se han documentado cambios paleogeográficos significantes que hayan propiciado cambios climáticos a nivel global durante el Triásico. Por lo tanto, se propone que la evolución de los sistemas fluviales desarrollados durante el Triásico en la Pangea, estuvo controlada, en gran medida, por factores tectónicos, sin descartar de ninguna manera la influencia de factores climáticos a nivel local.

6.4 POSIBLES FACTORES QUE CONTROLARON EL PATRÓN DE DRENAJE FLUVIAL DE LA PANGEA DURANTE EL TRIÁSICO

La escorrentía superficial del agua es predominantemente controlada por el relieve (e.g. Miall, 2006). Es por ello que, el análisis del patrón de drenaje fluvial aporta información importante para reconocer las condiciones topográficas de una región. Por tal motivo, la geometría del patrón de drenaje fluvial obtenida en este trabajo permite comprender la topografía a gran escala de la Pangea durante el Triásico.

Los mapas del patrón de drenaje fluvial de la Pangea durante el Triásico indican que el relieve del supercontinente estaba dominado por los cinturones orogénicos del Paleozoico, formados durante su conformación (Figura 42Figura 46).

Algunos autores han propuesto que la Pangea comenzó a disgregarse por la actividad de una o más plumas del manto, las cuales generaron el abundante magmatismo de la CAMP en la región central de dicho supercontinente (May, 1971; Ernst y Buchan, 1997; Courtillot et al., 1999; Marzoli et al., 1999). La actividad de una pluma de esta magnitud tuvo que haber generado una anomalía térmica en la zona central de la Pangea, resultando en un combamiento litosférico a escala regional (Hill, 1991; Ernst y Buchan, 1997). De ser así, los sistemas fluviales triásicos deberían reflejar dicho combamiento litosférico a través de un patrón de drenaje radial y centrífugo, en el cual las partes iniciales de los ríos convergen en el punto de actividad de la pluma del manto. No obstante, los sistemas fluviales triásicos analizados no definen un patrón con una geometría radial (Figura 42Figura 46). En cambio, los ríos muestran una geometría aparentemente irregular y, en algunos casos, tienen direcciones de flujo opuestas a las que se generarían como consecuencia de un combamiento litosférico con centro en la región central de la Pangea (véase los sistemas fluviales del sector africano). Esto permite sugerir que no existe evidencia de la presencia de un combamiento litosférico en la región central de la Pangea durante las fases iniciales de su fragmentación. En consecuencia, es posible cuestionar las hipótesis previamente formuladas, en las cuales el ascenso de una o más plumas del manto habrían iniciado el proceso de disgregación de la Pangea.

En general, los mapas del patrón de drenaje fluvial de la Pangea durante el Triásico indican que los sistemas fluviales se distribuyen principalmente a lo largo de las suturas tectónicas preexistentes, con direcciones de flujo predominantemente paralelas y, en algunos casos, perpendiculares a la orientación dominante de dichos altos topográficos (Figura 42Figura 46). Este escenario concuerda con la hipótesis de que el inicio de la fragmentación de la Pangea fue propiciado por el colapso de los cinturones orogénicos formados durante su consolidación (Manspeizer, 1994; Ma et al., 2019; Lloret et al., 2021). La distribución de los sistemas fluviales a lo largo de los antiguos cinturones orogénicos, permite establecer que el *rifting* que inicio el proceso de disgregación de la Pangea comenzó a lo largo de las zonas de suturas preexistentes, pues son zonas litosféricas débiles que propician la localización de la deformación (e.g. Audet y Bürgmann, 2011). Por lo tanto, este trabajo permite concluir que las zonas de sutura preexistentes de la Pangea controlaron, a nivel regional, la dirección de flujo y distribución de los sistemas fluviales triásicos, y que estas herencias tectónicas ejercen un control importante en el proceso de disgregación de un supercontinente como lo sugieren Peace et al. (2020).

CAPITULO 7. CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos con este trabajo permitieron obtener dos mapas del patrón de drenaje fluvial de la Pangea, uno del Triásico Temprano-Medio y otro del Triásico Tardío, los cuales reflejan dos etapas diferentes en la evolución de los sistemas fluviales durante el proceso de *rifting* de la Pangea. Una etapa temprana en la cual se desarrollaron ríos trezados y wandering durante el Triásico Temprano-Medio, y una etapa madura en la cual se formaron ríos meándricos y anastomosados durante el Triásico Tardío.

Los mapas del patrón de drenaje fluvial obtenidos, permitieron reconocer que la topografía de la Pangea durante el Triásico aún estaba dominada por altos topográficos remanentes de los cinturones montañosos que se formaron antes y durante la consolidación de la Pangea. Adicionalmente, se ha identificado que los sistemas fluviales triásicos no siguen una geometría radial en la región central de la Pangea, tal y como se esperaría si una o varias plumas del manto hubieran propiciado un combamiento litosférico regional durante las fases iniciales del proceso de disgregación de la Pangea. En contraste, los sistemas fluviales se distribuyen a través de las zonas de sutura circundantes, y sus direcciones de paleocorrientes son principalmente paralelas y perpendiculares a la orientación de dichos altos topográficos. Por tal motivo, se establece que uno de los principales mecanismos que controló la distribución y las direcciones de flujo de los sistemas fluviales triásicos y, sobre todo, ejerció un fuerte control estructural durante las fases iniciales de la fragmentación de la Pangea, corresponde con las herencias tectónicas.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahern, J. P. (2015). Fluvial architecture in the Triassic New Haven Arkose, Hartford basin: evolution of a fluvial system. *Geological Society of America Abstracts with Programs.*, 47(3), 54.

Arche, A., y López-Gómez, J. (1999). Subsidence rates and fluvial architecture of rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the Southeast Iberian Range, Eastern Spain. *International Association of Sedimentologist Special Publications*, 28, 283–304. <https://doi.org/10.1002/9781444304213.ch21>

Arche, A, Marzo, M., y Vargas, H. (2004). The siliciclastic Permian-Triassic deposits in Central and Northeastern Iberian Peninsula (Iberian, Ebro and Catalan Basins): A proposal for correlation. *Geologica Acta*, 2(4), 305–320.

Arche, Alfredo, y López-Gómez, J. (1996). Origin of the Permian-Triassic Iberian basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*, 266(1–4), 443–464. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00202-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00202-8)

Arche, Alfredo, y López-Gómez, J. (1999). Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslida Formation, Middle Triassic, Eastern Spain. *Tectonophysics*, 315(1–4), 187–207. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00291-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00291-7)

Arche, Alfredo, y López-Gómez, J. (2005). Sudden changes in fluvial style across the Permian–Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 229(1–2), 104–126. <https://doi.org/10.1016/J.PALAEO.2005.06.033>

Arche, Alfredo, y López-Gómez, J. (2014). The Carnian Pluvial Event in Western Europe: New data from Iberia and correlation with the Western Neotethys and Eastern North America-NW Africa regions. *Earth-Science Reviews*, 128, 196–231. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.012>

Audet, P., y Bürgmann, R. (2011). Dominant role of tectonic inheritance in supercontinent cycles. *Nature Geoscience*, 4(3), 184–187. <https://doi.org/10.1038/ngeo1080>

Bachmann, G. H., y Kozur, H. W. (2004). The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity Die Germanische Trias: Korrelation mit der internationalen chronostratigraphischen Gliederung, numerische Altersdaten und Milan. *Hallesches Jahrb. Geowiss. B*, 26(9), 17–62.

Baouche, R., Sen, S., Ganguli, S. S., y Ferial, H. A. (2021). Petrophysical, geomechanical and depositional environment characterization of the Triassic TAGI reservoir from the Hassi Berkine South field, Berkine Basin, Southeastern Algeria. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 92(April), 104002. <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2021.104002>

Barboza-Gudiño, J. R., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Zavala-Monsiváis, A., y López-Doncel, R. A. (2014). Procedencia como herramienta para la subdivisión estratigráfica del Mesozoico temprano en el noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(3), 277–293.

- Barboza-Gudiño, J. R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., y Barajas-Nigoche, L. D. (2010).** Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: Tectonic setting and provenance. *Geosphere*, 6(5), 621–640. <https://doi.org/10.1130/GES00545.1>
- Barredo, P. S. (2012).** Geodynamic and tectonostratigraphic study of a continental rift: The Triassic Cuyana Basin, Argentina. In *Tectonics - Recent Advances*. <https://doi.org/10.5772/49958>
- Barredo, S. P. (2004).** Análisis estructural y tectosedimentario de la subcuenca de rincón blanco, precordillera occidental, provincia de San Juan. *Tesis de doctorado*. Universidad de Buenos Aires.
- Baudon, C., Redfern, J., y Van Den Driessche, J. (2012).** Permo-Triassic structural evolution of the Argana Valley, impact of the Atlantic rifting in the High Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 65, 91–104. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.02.002>
- Blakey, R. C. (2019).** Pennsylvanian-jurassic sedimentary basins of the colorado plateau and southern Rocky Mountains. In *The Sedimentary Basins of the United States and Canada*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63895-3.00007-3>
- Blakey, R. C., y Gubitosa, R. (1983).** Late Triassic paleogeography and depositional history of the Chinle Formation, southern Utah and northern Arizona. *Mesozoic Paleogeography of West-Central United States; Rocky Mountain Paleogeography Symposium 2*.
- Bordy, E. M., Segwabe, T., y Makuke, B. (2010).** Sedimentology of the Upper Triassic-Lower Jurassic (?) Mosolotsane Formation (Karoo Supergroup), Kalahari Karoo Basin, Botswana. *Journal of African Earth Sciences*, 58(1), 127–140. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2010.02.006>
- Bourquin, S., Guillocheau, F., y Péron, S. (2009a).** Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German basin): Recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. *Sedimentology*, 56(7), 2235–2264. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01078.x>
- Bourquin, Sylvie, Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J. B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., y Amour, F. (2011).** The Permian-Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(1–2), 265–280. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.11.007>
- Bourquin, Sylvie, Eschard, R., y Hamouche, B. (2010).** High-resolution sequence stratigraphy of Upper Triassic succession (Carnian–Rhaetian) of the Zarzaitine outcrops (Algeria): A model of fluvio-lacustrine deposits. *Journal of African Earth Sciences*, 58(2), 365–386. <https://doi.org/10.1016/J.JAFREARSCI.2010.04.003>
- Brown, R. (1980).** Triassic rocks of Argana Valley, southern Morocco, and their regional structural implications. *AAPG Bulletin*, 64(7), 988–1003. <https://doi.org/10.1306/2f919418-16ce-11d7-8645000102c1865d>
- Brown, A. (2016).** Dockum Group revisited: deposition and tectonic significance.” In AAPG Datapages, Inc. Search and Discovery, no. 51257, 23 May 2016.

- Buiter, S. J. H., y Torsvik, T. H. (2014).** A review of Wilson Cycle plate margins: A role for mantle plumes in continental break-up along sutures?. *Gondwana Research*, 26(2), 627–653. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.02.007>
- Campbell, M. J., Hoy, D., Rosenbaum, G., Fielding, C., y Allen, C. M. (2022).** The onset of Gondwanide Orogeny in Eastern Australia: Insight from the provenance of syn-orogenic strata in the New England Orogen (Australia). *Tectonics*, 41(2). <https://doi.org/10.1029/2021TC006940>
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P. G., Cairncross, B., Rubidge, B. S., Smith, R. M. H., y Hancox, P. J. (2005).** The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 211–253. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.007>
- Cawood, P. A. (2005).** Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*, 69(3–4), 249–279. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.09.001>
- Chew, D. M. (2009).** Grampian Orogeny. *The Geology of Ireland*, 8(May), 69–93.
- Chew, D. M., y Strachan, R. A. (2014).** The Laurentian Caledonides of Scotland and Ireland. *Geological Society Special Publication*, 390(1), 45–91. <https://doi.org/10.1144/SP390.16>
- Cocks, L. R. M., y Torsvik, T. H. (2011).** The Palaeozoic geography of Laurentia and western Laurussia: A stable craton with mobile margins. *Earth-Science Reviews*, 106(1–2), 1–51. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.01.007>
- Collinson, J. D. (1996).** Alluvial sediments. In *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy* (pp. 37–82).
- Currie, B. S., Colombi, C. E., Tabor, N. J., Shipman, T. C., y Montañez, I. P. (2009a).** Stratigraphy and architecture of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 74–87. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.10.004>
- Dang, Z., Zhang, N., Li, Z.-X., Huang, C., Spencer, C. J., & Liu, Y. (2020).** Weak orogenic lithosphere guides the pattern of plume-triggered supercontinent break-up. *Communications Earth and Environment*, 1(1), 1–11. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00052-z>
- Demko, T. M. (2003).** Sequence stratigraphy of a fluvial-lacustrine succession in the Triassic Lower Chinle Formation, central Utah, USA. [Abs.]: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 35(6), 426.
- Dewey, J. F. (1988).** Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7(6), 1123–1139. <https://doi.org/10.1029/TC007i006p01123>
- Dickinson, W. R., y Gehrels, G. E. (2008).** U-Pb ages of detrital zircons in relation to paleogeography: Triassic paleodrainage networks and sediment dispersal across southwest Laurentia. *Journal of Sedimentary Research*, 78(12), 745–764. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.088>

Dickinson, W. R., Gehrels, G. E., y Stern, R. J. (2010). Late Triassic Texas uplift preceding Jurassic opening of the Gulf of Mexico: Evidence from U-Pb ages of detrital zircons. *Geosphere*, 6(5), 641–662. <https://doi.org/10.1130/GES00532.1>

Dinis, P. A., Fernandes, P., Jorge, R. C. G. S., Rodrigues, B., Chew, D. M., y Tassinari, C. G. (2018). The transition from Pangea amalgamation to fragmentation: Constraints from detrital zircon geochronology on West Iberia paleogeography and sediment sources. *Sedimentary Geology*, 375, 172–187. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.015>

Dubiel, R. F. (1992). Sedimentology and depositional history of the Upper Triassic Chinle Formation in the Uinta, Piceance, and Eagle basins, northwestern Colorado and northeastern Utah. *US Geological Survey Bulletin*, 1787-W.

Dubiel, Russell F., y Hasiotis, S. T. (2011). Deposystems, paleosols, and climatic variability in a continental system: The Upper Triassic Chinle Formation, Colorado Plateau, U.S.A. From river to rock record: the preservation of fluvial sediments and their subsequent interpretation, *SEPM Special Publication*, 97, 393–421. <https://doi.org/10.2110/sepm.097.393>

Elías-Herrera, M. (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(1), 83–109. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a5>

Fabuel-Perez, I., Redfern, J., y Hodgetts, D. (2009). Sedimentology of an intra-montane rift-controlled fluvial dominated succession: The Upper Triassic Oukaimeden Sandstone Formation, Central High Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 218(1–4), 103–140. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.006>

Fernandes, S., Font, E., Neres, M., Martins, L., Youbi, N., Madeira, J., y Marzoli, A. (2014). The central atlantic magmatic province (CAMP) in Portugal, high eruption rate in one short-lived volcanic pulse. *Comunicacoes Geologicas*, 101(Special Issue 3), 1449–1453. <https://doi.org/10.13140/rg.2.1.4198.5442>

Fernández, J., y Dabrio, C. (1985). Fluvial architecture of the Buntsandstein-facies redbeds in the Middle to Upper Triassic (Ladinian-Norian) of the southeastern edge of the Iberian Meseta. In *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe, Lecture Notes in Earth Sciences* (Vol. 4, pp. 411–435). Springer-Verlag.

Fossen, H., Cavalcante, G. C., y de Almeida, R. P. (2017). Hot versus cold orogenic behavior: comparing the Araçuaí-West Congo and the Caledonian Orogens. *Tectonics*, 36(10), 2159–2178. <https://doi.org/10.1002/2017TC004743>

Franklin, J., Tyrrell, S., O’Sullivan, G., Nauton-Fourteu, M., y Raine, R. (2020). Provenance of Triassic sandstones in the basins of Northern Ireland—Implications for NW European Triassic palaeodrainage. *Geological Journal*, 55(7), 5432–5450. <https://doi.org/10.1002/gj.3697>

Franzel, M., Jones, S. J., Meadows, N., Allen, M. B., McCaffrey, K., y Morgan, T. (2020). Basin-scale fluvial correlation and response to the Tethyan marine transgression: An example from the Triassic of central Spain. *Basin Research*, 33(1), 1–25. <https://doi.org/10.1111/bre.12451>

Frederick, B. C., Blum, M. D., Snedden, J. W., y Fillon, R. H. (2020). Early Mesozoic synrift Eagle Mills Formation and coeval siliciclastic sources, sinks, and sediment routing, northern Gulf of Mexico basin. *Bulletin of the Geological Society of America*, 132(11–12), 2631–2650. <https://doi.org/10.1130/B35493.1>

Fritz, T. (1991). Depositional History of the Mid-Late Triassic Santa Rosa Formation, Eastern New Mexico. *Master Thesis*. Texas Tech University, Lubbock.

Frizon De Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F., y De Clarens, P. (2015). Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics*, 34(5), 1009–1029. <https://doi.org/10.1002/2014TC003760>

Galán-Abellán, B., López-Gómez, J., Barrenechea, J. F., Marzo, M., De la Horra, R., y Arche, A. (2013). The beginning of the Buntsandstein cycle (Early-Middle Triassic) in the Catalan Ranges, NE Spain: Sedimentary and palaeogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 296, 86–102. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.08.006>

Galeazzi, S., Point, O., Haddadi, N., Mather, J., y Druesne, D. (2010). Regional geology and petroleum systems of the Illizi-Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), 143–178. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.10.002>

Gama, C., Pereira, M. F., Crowley, Q. G., Dias Da Silva, Í., y Silva, J. B. (2021). Detrital zircon provenance of Triassic sandstone of the Algarve Basin (SW Iberia): Evidence of Gondwanan- And Laurussian-type sources of sediment. *Geological Magazine*, 158(2), 311–329. <https://doi.org/10.1017/S0016756820000370>

Gawthorpe, R. L., y Leeder, M. R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3–4), 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.>

Goldsmith, P. J., Rich, B., y Standring, J. (1995). Triassic correlation and stratigraphy in the south-central Graben, UK North Sea. *Geological Society Special Publication*, 91(91), 123–143. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1995.091.01.07>

Gómez, J., Schobbenhaus, C. y Montes, N.E., (2019). Geological Map of South America 2019. Escala 1:5 000 000. *Commission for the Geological Map of the World (CGMW), Servicio Geológico Colombiano, y Servicio Geológico de Brasil*. <https://doi.org/10.32685/10.143.2019.929>

González-León, C. M., Valencia, V. A., Lawton, T. F., Amato, J. M., Gehrels, G. E., Leggett, W. J., Montijo-Contreras, O., y Fernández, M. A. (2009). The lower Mesozoic record of detrital zircon U-Pb geochronology of Sonora, México, and its paleogeographic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 301–314.

Gray, E., Hartley, A., y Howell, J. (2020). The influence of stratigraphy and facies distribution on reservoir quality and production performance in the Triassic Skagerrak Formation of the UK and Norwegian Central North Sea. In *Cross-Border Themes in Petroleum Geology I: The North Sea*. *Geological Society, London, Special Publications*, 494, 379–409. <https://doi.org/10.1144/SP494-2019-68>

- Gruszka, B., y Zielinski, T. (2008).** Evidence for a very low-energy fluvial system: a case of study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of southern Poland.pdf. *Geological Quarterly*, 52(3), 239–252.
- Hatcher, R. D. (2002).** Alleghanian (Appalachian) orogeny, a product of zipper tectonics: Rotational transpressive continent-continent collision and closing of ancient oceans along irregular margins. *Special Paper of the Geological Society of America*, 364, 199–208. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2364-7.199>
- Hatcher, R. D. (2010).** The Appalachian orogen: A brief summary. *Memoir of the Geological Society of America*, 206(01), 1–19. [https://doi.org/10.1130/2010.1206\(01\)](https://doi.org/10.1130/2010.1206(01))
- Hayworth, G. (2019).** An architectural analysis and depositional interpretation of the Dockum Group in the west Texas High Plains. Master Thesis. Texas Christian University.
- Higgins, A. K., y Leslie, A. G. (2008).** Architecture and evolution of the East Greenland Caledonides—An introduction. *Memoir of the Geological Society of America*, 202(02), 29–53. [https://doi.org/10.1130/2008.1202\(02\)](https://doi.org/10.1130/2008.1202(02))
- Hill, R. I. (1991).** Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2–4), 398–416. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90218-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90218-7)
- Holliday, D. W., Jones, N. S., y McMillan, A. (2005).** Lithostratigraphical subdivision of the Sherwood Sandstone Group (Triassic) of the northeastern part of the Carlisle Basin, Cumbria, and adjacent parts of Dumfries and Galloway, UK. *Scottish Journal of Geology*, 44, 97–110. <http://nora.nerc.ac.uk/11169/1/IR05148.pdf>
- Holzforster, F., Stollhofen, H., y Stanistreet, I. G. (1999).** Lithostratigraphy and depositional environments in the Waterberg-Erongo area, central Namibia, and correlation with the main Karoo Basin, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 29(1), 105–123.
- Horn, B. L. D. (2016).** Análise sedimentológica da Supersequência Santa Maria e suas implicações estratigráficas. *Doctoral Thesis*. Universidade Federal Do Rio Grande Do Sul, Porto Alegre.
- Horn, B. L. D., Melo, T. M., Schultz, C. L., Philipp, R. P., Kloss, H. P., y Goldberg, K. (2014).** A new third-order sequence stratigraphic framework applied to the Triassic of the Paraná Basin, Rio Grande do Sul, Brazil, based on structural, stratigraphic and paleontological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 55, 123–132. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.07.007>
- Howell, E. R., y Blakey, R. C. (2013).** Sedimentological constraints on the evolution of the Cordilleran arc: new insights from the Sonsela member, Upper Triassic Chinle Formation, Petrified Forest National Park (Arizona, USA). *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(7–8), 1349–1368. <https://doi.org/10.1130/B30714.1>
- Hubert, J. F., Reed, A. A., L., D., y Gilchrist, J. M. (1978).** Guide to the Mesozoic Redbeds of Central Connecticut (Guidebook).
- Hubert, John F., y Forlenza, M. F. (1988).** Sedimentology of braided-river deposits in Upper Triassic Wolfville redbeds, southern shore of Cobequid Bay, Nova Scotia, Canada. In *Developments in Geotectonics*, 22, (C). Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42903-2.50014-2>

- Ibisate, A., Ollero, A., y Díaz, E. (2011).** Influence of catchment processes on fluvial morphology and river habitats. *Limnetica*, 30(2), 169–182. <https://doi.org/10.23818/limn.30.14>
- Ingersoll, R. V., Kretchmer, A. G., y Valles, P. K. (1993).** The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40(5), 937–953. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01370.x>
- Jackson, D. I., y Mulholland, P. (1993).** Tectonic and stratigraphic aspects of the East Irish Sea Basin and adjacent areas: Contrasts in their post-Carboniferous structural styles. *Petroleum Geology Conference Proceedings*, 4(0), 791–808. <https://doi.org/10.1144/0040791>
- Jewula, K., Matysik, M., Paszkowski, M., y Szulc, J. (2019).** The late Triassic development of playa, gilgai floodplain, and fluvial environments from Upper Silesia, southern Poland. *Sedimentary Geology*, 379, 25–45. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.11.005>
- Johnston, S. T. (2000).** The Cape Fold Belt and syntaxis and the rotated Falkland Islands: Dextral transpressional tectonics along the southwest margin of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 31(1), 51–63. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(00\)00072-5](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(00)00072-5)
- Kettanah, Y. A., Kettanah, M. Y., y Wach, G. D. (2014).** Provenance, diagenesis and reservoir quality of the upper triassic wolfville formation, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada. *Geological Society Special Publication*, 386(1), 75–110. <https://doi.org/10.1144/SP386.18>
- Klitgord, K. D., y Schouten, H. (1986).** Plate kinematics of the central Atlantic. In *The Geology of North America*. Vol. M Western North Atlantic Region (pp. 351–378). <https://doi.org/10.1130/dnag-gna-m.351>
- Klitgord, K. D., Hutchinson, D. R., y Schouten, H. (1988).** US. Atlantic continental margins; structural and tectonic framework. In Vol. I-2, *The Atlantic Continental Margins: US*, 19–55.
- Kunkel, C. C. (2016).** Facies and aquifer characterization of the German Triassic Buntsandstein in Central Germany. Doctoral Thesis. Friedrich-Schiller-Universität Jena.
- Le Roy, P., y Piqué, A. (2001).** Triassic-Liassic western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening. *Marine Geology*, 172(3–4), 359–381. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00130-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00130-4)
- Lehman, T., y Chatterjee, S. (2005).** Depositional setting and vertebrate biostratigraphy of the Triassic Dockum Group of Texas. *Journal of Earth System Science*, 114(3), 325–351. <https://doi.org/10.1007/BF02702953>
- Leleu, S., y Hartley, A. J. (2010).** Controls on the stratigraphic development of the Triassic Fundy Basin, Nova Scotia: Implications for the tectonostratigraphic evolution of Triassic Atlantic rift basins. *Journal of the Geological Society*, 167(3), 437–454. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-092>
- Leleu, S., y Hartley, A. J. (2018).** Constraints on syn-rift intrabasinal horst development from alluvial fan and aeolian deposits (Triassic, Fundy Basin, Nova Scotia). *Geological Society Special Publication*, 440(1), 79–101. <https://doi.org/10.1144/SP440.8>

- Leleu, S., Hartley, A. J., van Oosterhout, C., Kennan, L., Ruckwied, K., y Gerdes, K. (2016).** Structural, stratigraphic and sedimentological characterization of a wide rift system: The Triassic rift system of the Central Atlantic Domain. *Earth-Science Reviews*, 158, 89–124. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.03.008>
- Leleu, S., Hartley, A. J., y Williams, B. P. J. (2009).** Large-scale alluvial architecture and correlation in a Triassic pebbly braided river system, Lower Wolfville Formation (Fundy basin, Nova Scotia, Canada). *Journal of Sedimentary Research*, 79(5–6), 265–286. <https://doi.org/10.2110/jsr.2009.034>
- Leslie, A. G., Smith, M., y Soper, N. J. (2008).** Laurentian margin evolution and the Caledonian orogeny- A template for Scotland and East Greenland. *In Memoir of the Geological Society of America*, 202(13). [https://doi.org/10.1130/2008.1202\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.1202(13))
- Lindström, S., Irmis, R. B., Whiteside, J. H., Smith, N. D., Nesbitt, S. J., y Turner, A. H. (2016).** Palynology of the upper Chinle Formation in northern New Mexico, U.S.A.: Implications for biostratigraphy and terrestrial ecosystem change during the Late Triassic (Norian-Rhaetian). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 225, 106–131. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.11.006>
- Lloret, J., López-Gómez, J., Heredia, N., Martín-González, F., de la Horra, R., Borrueal-Abadía, V., Ronchi, A., Barrenechea, J. F., García-Sansegundo, J., Galé, C., Ubide, T., Gretter, N., Diez, J. B., Juncal, M., y Lago, M. (2021).** Transition between Variscan and Alpine cycles in the Pyrenean-Cantabrian Mountains (N Spain): Geodynamic evolution of near-equator European Permian basins. *Global and Planetary Change*, 207. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103677>
- López-Gómez, J., Alonso-Azcárate, J., Arche, A., Arribas, J., Fernández Barrenechea, J., Borrueal-Abadía, J., Bourquin, S., Cadenas, P., Cuevas, J., De la Horra, R., Bienvenido Díez, J., Escudero-Mozo, M. J., Fernández-Viejo, G., Galán-Abellán, B., Galé, C., Gaspar-Escriban, J., Gisbert Aguilar, J., Gómez-Gras, D., Goy, A., ... Viseras, C. (2019).** Permian-Triassic Rifting Stage. In Quesada C., Oliveira J. (eds) *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Regional Geology Reviews*, 29–112. Springer.
- Luttrell, G. W. (1989).** Stratigraphic nomenclature of the Newark Supergroup of eastern North America. *US Geological Survey Bulletin*, 1572.
- Ma, C., Foster, D. A., Hames, W. E., Mueller, P. A., y Steltenpohl, M. G. (2019).** From the Alleghenian to the Atlantic: Extensional collapse of the southernmost Appalachian orogen. *Geology*, 47(4), 367–370. <https://doi.org/10.1130/G46073.1>
- Mader, N. K., y Redfern, J. (2011).** A sedimentological model for the continental upper Triassic Tadrart Ouadou Sandstone Member: Recording an interplay of climate and tectonics (Argana valley; south-west Morocco). *Sedimentology*, 58(5), 1247–1282. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01204.x>
- Mader, N. K., Redfern, J., y El Ouataoui, M. (2017).** Sedimentology of the Essaouira Basin (Meskala Field) in context of regional sediment distribution patterns during upper Triassic pluvial events. *Journal of African Earth Sciences*, 130, 293–318. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.02.012>

- Manspeizer, W. (1988).** Triassic – Jurassic rifting and opening of the Atlantic: An overview. *Developments in Geotectonics*, 22(C), 41–79. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42903-2.50008-7>
- Manspeizer, W. (1994).** Variscan-Alleghanide orogenic collapse. *Geological Society Special Paper*, 288.
- Martin, A. J., Domènech, M., Stockli, D. F., & Gómez-Gras, D. (2022).** Provenance and maximum depositional ages of Upper Triassic and Jurassic sandstone, north-eastern Mexico. *Basin Research*, January, 1–27. <https://doi.org/10.1111/bre.12654>
- Martini, M., Anaya Guarneros, J. A., Solari, L., Bedoya, A., Zepeda-Martínez, M., y Villanueva-Amadoz, U. (2021).** The Matzitzi Formation in southern Mexico: A record of Pangea final assembly or breakup initiation along inherited suture belts?. *Basin Research*, 1–21. <https://doi.org/10.1111/bre.12638>
- Martini, M., y Ortega-Gutiérrez, F. (2016).** Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. In *Earth-Science Reviews*, 183, 38–55. Elsevier B.V. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>
- Martz, J. W., Irmis, R. B., y Milner, A. R. C. (2014).** Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Chinle Formation (Upper Triassic) in Southern Lisbon Valley, Southeastern Utah. *Geology of Utah's Far South: Utah Geological Association Publication*, 43, 397–446.
- Martz, J. W., Kirkland, J. I., Milner, A. R. C., Parker, W. G., y Santucci, V. L. (2017).** Upper Triassic lithostratigraphy, depositional systems, and vertebrate paleontology across southern Utah. *Geology of the Intermountain West*, 4, 99–180. <https://doi.org/10.31711/giw.v4i0.13>
- Marzen, R. E., Shillington, D. J., Lizarralde, D., Knapp, J. H., Heffner, D. M., Davis, J. K., y Harder, S. H. (2020).** Limited and localized magmatism in the Central Atlantic Magmatic Province. *Nature Communications*, 11(1), 5–12. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-17193-6>
- Marzoli, A., Callegaro, S., Corso, J. D., Davies, J. H. F. L., Chiaradia, M., Youbi, N., Bertrand, H., Reisberg, L., Merle, R., y Jourdan, F. (2018).** The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP): a review. In *The Late Triassic World* (Issue Topics in Geobiology, 46, 91–125). <https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5>
- Marzoli, A., Jourdan, F., Puffer, J. H., Cuppone, T., Tanner, L. H., Weems, R. E., Bertrand, H., Cirilli, S., Bellieni, G., y Min, A. De. (2011).** Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and. *Lithos*, 122(3–4), 175–188. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.12.013>
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G., y Min, A. De. (1999).** Extensive 200-Million-Year-Old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284. <https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616>
- Matte, P. (2002).** Variscides between the Appalachians and the Urals: Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts. *Special Paper of the Geological Society of America*, 364, 239–251. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2364-7.239>

- May, B. A. (1988).** Depositional environments, sedimentology, and stratigraphy of the Dockum Group (Triassic) in the Texas Panhandle. *Master Thesis*. Texas Tech University, Lubbock, Texas.
- May, P. R. (1971).** Pattern of Triassic-Jurassic Diabase Dikes around the North Atlantic in the Context of Predrift Position of the Continents. *Geological Society of America Bulletin*, 82(May), 1285–1292.
- McKie, T. (2014).** Climatic and tectonic controls on Triassic dryland terminal fluvial system architecture, central North Sea. *International Association of Sedimentologist Special Publications*, 46, 19–58.
- Mckie, T. O. M., y Williams, B. (2009).** Triassic palaeogeography and fluvial dispersal across the northwest European Basins Triassic: palaeogeography and fluvial dispersal across the northwest European Basins. *Geological Journal*, 44, 711–741. <https://doi.org/10.1002/gj.1201>
- Meadows, N. S. (2004).** The sedimentology and stratigraphy of the Early Triassic Sherwood Sandstone Group in the east Irish sea and Cheshire basins of NW England. *Doctoral Thesis*. Trinity College.
- Medici, G., Boulesteix, K., Mountney, N. P., West, L. J., y Odling, N. E. (2015).** Palaeoenvironment of braided fluvial systems in different tectonic realms of the Triassic Sherwood Sandstone Group, UK. *Sedimentary Geology*, 329, 188–210. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.09.012>
- Miall, A. D. (2006).** *Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*.
- Moy, C., y Traverse, A. (1986).** Eagle Mills Formation (Triassic) from a well in East-Central Texas, USA. *American Association of Stratigraphic Palynologists*, 10(1986), 225–234.
- Murphy, J. B., y Keppie, J. D. (2005).** The Acadian orogeny in the northern Appalachians. *International Geology Review*, 47(7), 663–687. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.47.7.663>
- Nadon, G. C., y Middleton, G. V. (1985).** The stratigraphy and sedimentology of the Fundy Group (Triassic) of the St. Martins area, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(8), 1183–1203. <https://doi.org/10.1139/e85-121>
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., y Woodcock, N. H. (2010).** Evolution of the Rheic Ocean. *Gondwana Research*, 17(2–3), 194–222. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.08.001>
- Nance, R. D., Gutiérrez-Alonso, G., Keppie, J. D., Linnemann, U., Murphy, J. B., Quesada, C., Strachan, R. A., y Woodcock, N. H. (2012).** A brief history of the Rheic Ocean. *Geoscience Frontiers*, 3(2), 125–135. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.11.008>
- Newell, A. J. (2017).** Evolving stratigraphy of a Middle Triassic fluvial - dominated sheet sandstone: The Otter Sandstone Formation of the Wessex Basin (UK). *Geological Journal*, 53, 1954–1972. <https://doi.org/10.1002/gj.3026>
- Newell, A. J. (2018).** Rifts, rivers and climate recovery: A new model for the Triassic of England. *Proceedings of the Geologists' Association*, 129(3), 352–371. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2017.04.001>

Nyambe, I. A. (1993). Sedimentology, tectonic framework and economic potential of the Sinakumbe Group (?Ordovician to Devonian) and Karoo Supergroup (Permo-Carboniferous to lower Jurassic) in the Mid-Zambezi Valley Basin, Southern Zambia. *Doctoral Thesis*. University of Ottawa.

O'Connor, D. (2016). Facies distribution, fluvial architecture, provenance, diagenesis, and reservoir quality of synrift successions from the breakup of Pangea: examples from the Fundy basin and Orpheus graben. *Master Thesis*. Dalhousie University.

Oesterlen, P. M., y Millstead, B. D. (1994). Lithostratigraphy, palaeontology, and sedimentary environments of the western Cabora Bassa Basin, Lower Zambezi Valley, Zimbabwe. *South African Journal of Geology*, 97(2), 205–224.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Weber, B., y Luna-González, L. (2018). The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution. *Earth-Science Reviews*, 183, 2–37. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.006>

Peace, A. L., Phethean, J. J. J., Franke, D., Foulger, G. R., Schiffer, C., Welford, J. K., McHone, G., Rocchi, S., Schnabel, M., y Doré, A. G. (2020). A review of Pangaea dispersal and Large Igneous Provinces – In search of a causative mechanism. *Earth-Science Reviews*, 206. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102902>

Pereira, M. F., Ribeiro, C., Gama, C., Drost, K., Chichorro, M., Vilallonga, F., Hofmann, M., y Linnemann, U. (2017). Provenance of upper Triassic sandstone, southwest Iberia (Alentejo and Algarve basins): tracing variability in the sources. *International Journal of Earth Sciences*, 106(1), 43–57. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1295-2>

Petersen, K. D., y Schiffer, C. (2016). Wilson cycle passive margins: Control of orogenic inheritance on continental breakup. *Gondwana Research*, 39, 131–144. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.06.012>

Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., y Weber, B. (2021). A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. *Geological Society, London, Special Publications*, 504(1), 29 LP – 76. <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-43>

Poole, F. G., Perry, W. J., Madrid, R. J., y Amaya-Martínez, R. (2005). Tectonic synthesis of the Ouachita-Marathon-Sonora orogenic margin of southern Laurentia: Stratigraphic and structural implications for timing of deformational events and plate-tectonic model. *Special Paper of the Geological Society of America*, 393(21), 543–596. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.543>

Ramezani, J., Fastovsky, D. E., y Bowring, S. A. (2014). Revised chronostratigraphic of the lower Chinle Formation strata in Arizona and New Mexico (USA): High-precision U-Pb geochronological constraints on the Late Triassic evolution of dinosaurs. *American Journal of Science*, 314(6), 981–1008. <https://doi.org/10.2475/06.2014.01>

Reading, H. G., y Levell, B. K. (1996). Controls on the Sedimentary rock record. In *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ra ed (Issue 1996, pp. 5–36).

Rubio-Cisneros, I. I. (2012). Análisis de procedencia de las Formaciones El Alamar, La Boca y La Joya, noreste de México (Triásico Superior–Jurásico Medio). *Tesis Doctoral*. Universidad Autónoma de Nuevo León.

Rubio-Cisneros, I. I., y Holbrook, J. (2021). Fluvial interpretations of stratigraphic surfaces across Upper Triassic to Lower-Middle Jurassic continental red beds northeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103–366. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103366>

Ruiz-Martínez, V. C., Torsvik, T. H., van Hinsbergen, D. J. J., y Gaina, C. (2012). Earth at 200Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 331–332, 67–79. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.008>

Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, 63(4), 419–451. <https://doi.org/10.1306/2f917f19-16ce-11d7-8645000102c1865d>

Schettino, A., y Turco, E. (2009). Breakup of Pangaea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1078–1097. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x>

Schlische, R. W. (2003). Progress in understanding the structural geology, basin evolution, and tectonic history of the Eastern North American rift system. In P. M. LeTourneau y P. E. Olsen (Eds.), *The Great Rift Valleys of Pangea in Eastern North America: Volume 1*, 21–64. Columbia University Press. <https://doi.org/doi:10.7312/leto11162-003>

Schmid, S., Worden, R. H., y Fisher, Q. J. (2006). Sedimentary facies and the context of dolocrete in the Lower Triassic Sherwood Sandstone group: Corrib Field west of Ireland. *Sedimentary Geology*, 187(3–4), 205–227. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.028>

Sciscio, L., Viglietti, P. A., Barrett, P. M., Broderick, T. J., Munyikwa, D., Chapelle, K. E. J., Dollman, K. N., Edwards, S. F., Zondo, M., y Choiniere, J. N. (2021). Sedimentology and palaeontology of the Upper Karoo Group in the Mid-Zambezi Basin, Zimbabwe: New localities and their implications for interbasinal correlation. *Geological Magazine*, 158(6), 1035–1058. <https://doi.org/10.1017/S0016756820001089>

Scotese, C.R. (2016). PALEOMAP PaleoAtlas for GPlates and the PaleoData Plotter Program. PALEOMAP Project. <https://www.earthbyte.org/category/resources/data-models/paleogeography/>.

Şengör, A. M. C. (2001). Elevation as indicator of mantle-plume activity. In R. E. Ernst & K. L. Buchan (Eds.), *Mantle plumes: their identification through time*. *Geological Society of America*, 352. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2352-3.183>

Shukla, U. K., Bachmann, G. H., y Singh, I. B. (2010). Facies architecture of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein, Upper Triassic), central Germany, and its comparison with modern Ganga system, India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297(1), 110–128. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.07.019>

Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales, C. C., Campos-Madrigal, E., Centeno-García, E., y Peralta-Salazar, R. (2015). Early Mesozoic Southern Mexico–Amazonian connection based on U–Pb ages

from detrital zircons: The La Mora Paleo-River in the Mixteca Terrane and its paleogeographic and tectonic implications. *Gondwana Research*, 28(2), 689–701. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.005>

Smith, R. M. H., y Swart, R. (2002). Changing fluvial environments and vertebrate taphonomy in response to climatic drying in a mid-Triassic rift valley fill: The Omingonde formation (Karoo supergroup) of central Namibia. *Palaios*, 17(3), 249–267.

Smith, S. A. (1990). The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sedimentary Geology*, 67, 199–219.

Smith, S. A., y Edwards, R. A. (1991). Regional sedimentological variations in Lower Triassic fluvial conglomerates (Budleigh Salterton Pebble Beds), southwest England: Some implications for palaeogeography and basin evolution. *Geological Journal*, 26(1), 65–83. <https://doi.org/10.1002/gj.3350260105>

Smoot, J. P. (1991). Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 84(1–4), 369–423. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90055-V](https://doi.org/10.1016/0031-0182(91)90055-V)

Soto, J. I., Flinch, J. F., y Tari, G. (2017). Permo-Triassic Basins and tectonics in Europe, North Africa and the Atlantic Margins: A synthesis. Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-809417-4.00038-0>

Spalletti, L. A., Morel, E. M., Artabe, A. E., Zavattieri, A. M., y Ganuza, D. (2005). Estratigrafía, facies y paleoflora de la sucesión triásica de Potrerillos, Mendoza, República Argentina. *Revista Geologica de Chile*, 32(2), 249–272. <https://doi.org/10.4067/s0716-02082005000200005>

Stampfli, G. M., y Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*.

Steel, R. J., y Thompson, D. B. (1983). Structures and textures in Triassic braided stream conglomerates (Bunter Pebble Beds) in the Sherwood Sandstone Group, North Staffordshire, England. *Sedimentology*, 30(3), 341–367. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00677.x>

Stewart, J. H., Poole, F. G., y Wilson, R. F. (1972). Stratigraphy and origin of the Triassic Moenkopi and the related strata in the Colorado Plateau region. *Geological Survey Professional Paper*, 690, 336. <http://pubs.usgs.gov/pp/0690/report.pdf>

Stewart, J. H., y Roldán-Quintana, J. (1991). Upper Triassic Barranca Group; Nonmarine and shallow-marine rift-basin deposits of northwestern Mexico. *Geological Society of America, Special Paper*, 19–36.

Tanner, L. H. (2018). The Late Triassic World: Earth in a Time of Transition. Springer.

Tanner, L. H., y Brown, D. E. (1999). The upper Triassic Chedabucto Formation, Guysborough County, Nova Scotia: Depositional and tectonic context. *Atlantic Geology*, 35(2), 129–138. <https://doi.org/10.4138/2027>

Teixeira, B. M. N. (2016). Evolução sedimentar da seção siliciclástica-carbonática triássica na porção norte da bacia Cuyo, oeste da Argentina. *Dissertação de Mestrado*. Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”.

Teixeira, B. M. N., Astini, R. A., Gomez, F. J., Morales, N., y Pimentel, M. M. (2018). Source-to-sink analysis of continental rift sedimentation: Triassic Cuyo basin, Precordillera Argentina. *Sedimentary Geology*, 376, 164–184. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.08.007>

Thomas, W. A., Becker, T. P., Samson, S. D., y Hamilton, M. A. (2004). Detrital zircon evidence of a recycled orogenic foreland provenance for Alleghanian clastic-wedge sandstones. *Journal of Geology*, 112(1), 23–37. <https://doi.org/10.1086/379690>

Torsvik, T. H., y Rehnström, E. F. (2003). The Tornquist sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362(1–4), 67–82. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00631-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00631-5)

Trouw, R. A. J., y De Wit, M. J. (1999). Relation between the Gondwanide orogen and contemporaneous intracratonic deformation. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), 203–213. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00024-X](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00024-X)

Turner, P., Pilling, D., Walker, D., Exton, J., Binnie, J., y Sabaou, N. (2001). Sequence stratigraphy and sedimentology of the Late Triassic TAG-I (Blocks 401/402, Berkine Basin, Algeria). *Marine and Petroleum Geology*, 18(9), 959–981. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00039-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00039-3)

Umbarger, K. F. (2018). Late Triassic North American paleodrainage networks and sediment dispersal of the Chinle Formation: a quantitative approach utilizing detrital zircons. *Master Thesis*. The University of Austin, Texas.

Wakefield, O. J. W., Hough, E., y Peatfield, A. W. (2015). Architectural analysis of a Triassic fluvial system: The Sherwood Sandstone of the East Midlands Shelf, UK. *Sedimentary Geology*, 327, 1–13. <https://doi.org/10.1016/J.SEDGEO.2015.07.006>

Waldron, J. W. F., Schofield, D. I., Brendan Murphy, J., y Thomas, C. W. (2014). How was the Iapetus ocean infected with subduction?. *Geology*, 42(12), 1095–1098. <https://doi.org/10.1130/G36194.1>

Warr, L. N. (2012). The Variscan Orogeny: the welding of Pangaea. Geological history of Britain and Ireland: Second Edition, 274–298. <https://doi.org/10.1002/9781118274064.ch15>

White, R., y McKenzie, D. (1989). Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94(B6), 7685–7729. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07685>

Wiley, K. S. (2017). Provenance of syn-rift clastics in the Eastern Gulf of Mexico: insight from U-Pb detrital zircon geochronology and thin sections. *Master Thesis*. West Virginia University, 194.

Winchester, J. A., Pharaoh, T. C., y Verniers, J. (2002). Palaeozoic amalgamation of Central Europe: An introduction and synthesis of new results from recent geological and geophysical investigations. *Geological Society Special Publication*, 201, 1–18. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.201.01.01>

Withjack, M. O., Schlische, R., y Olsen, P. E. (2012). Development of the passive margin of eastern North America: Mesozoic rifting, igneous activity, and breakup. *Reprinted from regional and*

tectonics: *Phanerozoic rift systems and sedimentary basins*, 301–335.
<https://doi.org/10.1016/B978->

Withjack, M. O., Schlische, R. W., y Olsen, P. E. (1998). Diachronous rifting, drifting, and inversion of the passive margin of Central Eastern North America: An analog for others passive margins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82(5A), 817–835.

Wu, L., Murphy, J. B., Quesada, C., Li, Z. X., Waldron, J. W. F., Williams, S., Pisarevsky, S., y Collins, W. J. (2021). The amalgamation of Pangea: paleomagnetic and geological observations revisited. *Bulletin of the Geological Society of America*, 133(3–4), 625–646. <https://doi.org/10.1130/B35633.1>

Zerfass, H., Chemale, F., y Lavina, E. (2005). Tectonic control of the Triassic Santa Maria supersequence of the Paraná Basin, southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, 8(2), 163–176. [https://doi.org/10.1016/S1342-937X\(05\)71115-1](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)71115-1)

Zerfass, H., Chemale, F., Schultz, C. L., y Lavina, E. (2004). Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166(3–4), 265–292. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2003.12.008>

Zerfass, H., Lavina, E. L., Schultz, C. L., Garcia, A. J. V., Faccini, U. F., y Chemale, F. (2003). Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: A contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161(1–2), 85–105. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00397-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00397-4)

ANEXO

TABLA 3. RASGOS SEDIMENTOLÓGICOS DOCUMENTADOS EN LAS CUENCAS TRIÁSICAS DE NORTEAMÉRICA.

Cuenca	Formación	Miembro	Edad	Elemento Arquitectónico	Asociación de litofacias	Descripción	Interpretación	Estilo fluvial	Dirección de paleocorriente	Referencias
El Alamar	El Alamar		Carniano ó Noriano	GB	Gt y Gp	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt) y planar (Gp). El elemento GB exhibe bases cóncavas hacia arriba y, comúnmente, presentan imbricación. El elemento GB es suprayacido por el elemento SB y DA, en conjunto forman paquetes con gradación grano decreciente.	Depósitos formados por barras longitudinales internas al canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el noroeste o sureste	Barboza-Gudiño et al, 2010; Rubio-Cisneros, 2012; Rubio-Cisneros y Holbrook, 2021.
El Alamar	El Alamar		Carniano ó Noriano	LS	Sh y Sl	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento LS es lateralmente continuo por cientos de metros y suprayace a los elementos SB y OF.	Depósitos formados durante episodios de flujo crítico a supercrítico.	Río trenzado		
El Alamar	El Alamar		Carniano ó Noriano	DA, SB	Sp, Sr	Estratos de geometría de lenticular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento DA tiene límites inferiores cóncavos hacia arriba y límites superiores cóncavos hacia abajo, se interstratifica con los elementos LS y SB y, localmente subyace al elemento OF. Las litofacias forman sets con gradación granodrecreciente que progradan subparalelamente a la dirección de flujo fluvial.	Depósitos formados por barras internas al canal fluvial en dirección de la corriente.	Río trenzado	Hacia el noroeste o suroeste	
El Alamar	El Alamar		Carniano ó Noriano	CH?	St, Sp, Sr, Sm, Ss, Gt y Gp	Estratos con espesores métricos de arenisca de grano grueso con estratificación cruzada planar (Sp), masiva (Sm) y rizaduras (Sr). El elemento CH presenta depósitos de conglomerados con estratificación cruzada curvada (Gt) y planar (Gp) y, areniscas de grano medio a fino (Ss) sobre una superficie erosiva canalizada. Este elemento forma cosets con gradación grano decreciente y tiene marcas de herramienta y flautas. Exhibe bases cóncavas hacia arriba y límites superiores horizontales. También, es lateralmente continuo por decenas de metros y corta abruptamente y se interstratifica con los elementos OF y DA.	Depósitos de relleno de canal de ríos con carga predominantemente de arenosa y gravosa.	Río meándrico ó anastomosado?	Hacia el suroeste	
El Alamar	El Alamar		Carniano ó Noriano	OF	Fm, Fl y P	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arcillolita, limolita y arenisca de grano fino interstratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl); limolita y arcillolita sin un arreglo interno bien definido (Fm); y paleosuelos (P). El elemento OF exhibe bioturbación, estructuras pedogénicas, marcas de desecación e incipientes raíces y restos de troncos.	Depósitos formados en la llanura de inundación como consecuencia de la decantación de los sedimentos en suspensión.	Río meándrico ó anastomosado?		
Chinle	Chinle	Shinarump	Carniano	GB	Gt	Estratos de geometría tabular de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt). El elemento GB es suprayacido por el elemento SB y, por espesores centimétricos de la litofacies Fl. Las litofacies del elemento GB forman sets con gradación granodrecreciente.	Depósitos de barras transversales formadas en la parte interna de los canales fluviales.	Río trenzado	Hacia el noroeste	
Chinle	Chinle	Shinarump	Carniano	SB, DA	St, Sp, Sr, Ss	Estratos de geometría tabular de arenisca amarilla, gris o blanca de grano grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), rizaduras (Sr) y de relleno de marcas de socavamiento (Ss). Las litofacies del elemento SB presenta marcas de desecación, marcas de lluvia y bioturbación. El elemento SB es suprayacido por el elemento LS y la litofacies Fl.	Depósitos formados por la migración de dunas de arena en barras internas al canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el noroeste	
Chinle	Chinle	Shinarump	Carniano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular de arenisca amarilla, gris o blanca con laminación plano paralela de régimen superior (Sh).	Depósitos formados por eventos de inundación que afecta la cima de las barras.	Río trenzado		
Chinle	Chinle	Shinarump	Carniano	LA	St, Sp	Estratos de geometría tabular de arenisca amarilla, gris o blanca de grano grueso a fino con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y, ocasionalmente, masiva (Sm). Exhibe gradación grano decreciente y, en la base se pueden presentar depósitos conglomeráticos. El elemento LA se interstratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el noroeste	

Chinle	Chinle	Shinarump	Carniano	CS	Sr, Gt	Estratos de arenisca amarilla, gris o blanca de grano fino a medio con rizaduras (Sr). La base del elemento Cs presenta depósitos de conglomerado masivo y con estratificación cruzada planar. El elemento CS se interstratifica con el elemento LA y cambia lateralmente al elemento OF.	Depósitos de abanicos de desborde.	Río meándrico		
Chinle	Chinle	Monitor Butte	Carniano	LV	Fl, Fm y Sr	Estratos de espesores decimétricos de arcillolita, limolita y arenisca interstratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), masiva (Fm) y con rizaduras (Sr).	Depósitos de diques naturales formados en los márgenes de canal fluvial	Río meándrico		
Chinle	Chinle	Monitor Butte	Carniano	CS	Sh y Sr	Estratos de espesores centimétricos a decimétricos de arenisca de grano fino con estratificación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras montantes (Sr). El elemento se interstratifica con el elemento LV.	Depósitos de abanico de desborde.	Río meándrico		
Chinle	Chinle	Monitor Butte	Carniano	OF	Fl, P, C	Estratos de espesores decimétricos a métricos de arcillolita gris, negra o verde con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl). La litofacies contiene restos de plantas, horizontes de carbón (C) y paleosuelos (P). Localmente, presenta un aspecto moteado.	Depósitos de llanura de inundación y pantanos.	Río meándrico		Dubiel y Hasiotis, 2011
Chinle	Chinle	Moss Back	Noriano	LA	Gp, Gh, St y Sp	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación planar (Gp) y horizontal (Gh); arenisca amarilla o café de grano grueso a fino a medio con estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). Las litofacies se amalgaman entre si vertical y lateralmente, presenta troncos y gradación grano decreciente y, en la base contienen depósitos conglomeráticos. El elemento LA se interstratifica con el elemento OFy LS.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el oeste	Dubiel, 1983; Dubiel y Hasiotis, 2011
Chinle	Chinle	Moss Back	Noriano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular de arenisca amarilla, gris o blanca con laminación plano paralela de régimen superior (Sh).	Depósitos formados por eventos de inundación.	Río meándrico		
Chinle	Chinle	Petrified Forest	Noriano	OF	Fl, P	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arcillolita café, gris o roja con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y paleosuelos (P). El elemento contiene abundantes nódulos carbonatados, bioturbación y se interstratifica con el elemento LA.	Depósitos de llanura de inundación y pantanos.	Río meándrico		Dubiel, 1983; Dubiel y Hasiotis, 2011
Chinle	Chinle	Petrified Forest	Noriano	LA	Gt, St, Sp	Estratos de geometría tabular de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt); arenisca morada, café o verde de grano medio con estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). El elemento LA se interstratifica con el elemento OF y CS.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el noroeste	
Eagle	Chinle	Gartra o Shinarump	Carniano-Noriano	CH?	Gt, Gp, St y Sp	Estratos de espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt); arenisca de grano grueso a fino con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras montantes (Sr). Las litofacies forman paquetes con gradación grano decreciente. El elemento contiene troncos silicificados y, localmente, exhibe una apariencia moteada. El elemento tiene bases irregulares y erosivas y rellena a marcas de socavamiento.	Depósitos formados mediante barras internas al canal fluvial.	Río meándrico	Hacia el noroeste	
Eagle	Chinle	Red Siltstone	Carniano-Noriano	LA	Gt, St y Sr	Estratos de espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt); arenisca con estratificación cruzada curvada (St) y rizaduras (Sr). Las litofacies forman paquetes con gradación grano decreciente. El elemento contiene troncos silicificados y, localmente, exhibe una apariencia moteada. El elemento tiene bases irregulares y erosivas y rellena a marcas de socavamiento. El elemento se interstratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el noroeste	Dubiel, 1992
Eagle	Chinle	Red Siltstone	Carniano-Noriano	OF	Fl y Fm	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arcillolita, limolita y arenisca interstratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y masivas (Fm). El elemento es lateralmente continuo y presenta marcas de desecación, restos de plantas, icnofósiles, fósiles de invertebrados y nódulos carbonatados.	Depósitos formados en la llanura de inundación.	Río meándrico		
Eagle	Chinle	Red Siltstone	Carniano-Noriano	CS	Gt, St y Sr	Estratos de espesores decimétricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt); arenisca con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento tiene geometría lenticular y cambia lateralmente al elemento OF.	Depósitos de abanicos de desborde.	Río meándrico		
Dockum	Dockum	Santa Rosa Sandstone	Carniano	LS	Sh y Sr	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano grueso a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras montantes (Sr). La litofacies Sh presenta partición lineal en la superficie de los estratos y, ocasionalmente, nódulos de pirita. El elemento LS es lateralmente continuo.	Depósitos formados por eventos de avenida.	Río <i>wandering</i>		Fritz, 1991; Lehman y Chatterjee, 2006
Dockum	Dockum	Santa Rosa Sandstone	Carniano	SB	Gcm y Gmm	Estratos de espesores decimétricos a métricos de conglomerado soportado por clastos y masivo (Gcm) y conglomerado soportado por matriz y masivo (Gmm). El elemento presenta bases erosivas y subyace a las litofacies arenosas.	Depósitos de flujos de detritos.	Río <i>wandering</i>	Hacia el noroeste, y ocasionalmente, hacia el suroeste	

Dockum	Dockum	Santa Rosa Sandstone	Carniano	GB, SB	Gt, Gh, St, Sp, Sr y Ss	Estratos de geometría lenticular o tabular con espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación horizontal (Gh); arenisca morada, roja o gris de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). Las litofacies forman cosets con gradación gradodecreciente y presentan troncos. El elemento tiene bases notablemente erosivas y abruptas y, contiene depósitos de gravas, limo y arcillas sobre las bases erosivas (Ss). El elemento es lateralmente continuo y forma paquetes que se amalgaman lateralmente, es suprayacido por el elemento LS y, ocasionalmente, por el elemento OF.	Depósitos de barras transversales y longitudinales de las zonas internas al canal fluvial.	Río <i>wandering</i>	Hacia el noroeste, y ocasionalmente, hacia el suroeste	
Dockum	Dockum	Santa Rosa Sandstone	Carniano	LA?	SI	Estratos de espesores métricos con estratificación cruzada planar de bajo ángulo (SI) considerada como estratificación en épsilon. El elemento se interstratifica con el elemento GB.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río <i>wandering</i>	Hacia el noroeste, y ocasionalmente, hacia el suroeste	
Dockum	Dockum	Tecovas, Cooper Canyon. Escaso en Santa Rosa Sandstone	Carniano-Noriano	OF	Fl, Fm y P	Estratos con espesores métricos de limolitas y arcillolitas rojas o grises interstratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (FI), masiva (Fm) y rizaduras. También, se presentan escasos paleosuelos (P), abundantes restos de plantas, nódulos carbonatados y bioturbación. El elemento es lateralmente continuo.	Depósitos generados en la llanura de inundación.	Río meándrico	May, 1988; Fritz, 1991; Hayworth, 2019	
Dockum	Dockum	Tecovas y Trujillo Sandstone	Carniano	LS	Sh, SI	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano medio a grueso con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y escasas antidunas (SI). La litofacies Sh presenta partición lineal en la la superficie de los estratos. El elemento LS es lateralmente continuo, tiene bases abruptas y erosivas y, se interstratifica con el elemento OF.	Depósitos generados durante eventos de avenida.	Río meándrico		
Dockum	Dockum	Tecovas y Trujillo Sandstone	Carniano	CS, HO?	SI	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano medio a grueso con abundantes antidunas (SI). El elemento LS es lateralmente continuo, tiene bases notablemente abruptas y erosivas y, forma paquetes amalgamados cambia transicionalmente al elemento OF.	Depósitos generados por canales no confinados bajo condiciones de flujo crítico. Depósitos de abanico de desborde o canales menores?	Río meándrico	Fritz, 1991; Hayworth, 2019	
Dockum	Dockum	Tecovas	Carniano	LV	Sr y FI	Estratos de arcillolita, limolita y arenisca interstratificadas con rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen inferior (FI). El elemento presenta estratificación flaser y gradación grano decreciente.	Depósitos de diques naturales.	Río meándrico		
Dockum	Dockum	Trujillo Sandstone y Cooper Canyon	Carniano-Noriano	CH	Gh, Gt, St, Sp, Sr	Estratos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). La base del elemento puede presentar depósitos decimétricos de conglomerado y se constituye de paquetes que se amalgaman vertical y lateralmente. El elemento CH presenta abundantes bases erosivas y ligeramente cóncavas hacia arriba, los canales se amalgaman notablemente y, presenta gradación grano decreciente. El elemento CH es suprayacido por el elemento OF y LS.	Cinturones de múltiples canales fluviales.	Río anastomosado		Hacia el noroeste
Dockum	Dockum	Trujillo Sandstone, Tecovas y Cooper Canyon	Carniano-Noriano	LA	Sp, Sr	Estratos de geometría tabular de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento presenta gradación granodecreciente y se presentan depósitos de conglomerado en la base. El elemento LA tiene bases erosivas y cóncavas hacia arriba, además, es suprayacido por el elemento OF y LS.	Barras de acreción lateral?	Río anastomosado ó meándrico	Hacia el noroeste	Fritz, 1991; Hayworth, 2019
Dockum	Dockum	Tecovas y Trujillo Sandstone	Carniano	FF(CH)	Sp, Sr, FI	Estratos con espesores decimétricos de geometría lenticular de arenisca de grano fino con estratificación cruzada planar (Sp) y rizaduras (Sr) interstratificadas con estratos lenticulares de arcillolita con incipiente laminación plano paralela de regimen inferior (FI). Este elemento tiene bases bases abruptas y erosivas.	Depósitos formados por flujos de régimen inferior en canales localizados en la llanura de inundación.	Río anastomosado ó meándrico		
Hartford	New Haven Arkose	Inferior	Carniano	DA	St, Sp y Sr	Estratos de geometría lenticular de arenisca de grano grueso a conglomerático con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento tiene bases erosivas y, comúnmente, presenta depósitos de gravas en la base.	Depósitos de barras predominantemente arenosas.	Río trenzado y/o wandering	Hacia el suroeste	Ahern, 2015; Hubert, 1978
Hartford	New Haven Arkose	Inferior	Carniano	LS	Sh y SI	Estratos de geometría tabular de arenisca de grano grueso con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (SI).	Depósitos generados en la parte superior de las barras de arena durante eventos de inundación.			
Hartford	New Haven Arkose	Inferior	Carniano	LA	St	Estratos de geometría lenticular de arenisca de grano grueso a conglomerático con estratificación cruzada curvada (St). El elemento tiene bases erosivas y, comúnmente, presenta depósitos de gravas.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río trenzado y/o wandering	Hacia el suroeste	

Hartford	New Haven Arkose	Superior	Carniano	LA	St, Sp y Sr	Estratos con espesores decimétricos de arenisca de grano grueso a fino con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). En la base del elemento se presentan depósitos de gravas que descansan sobre superficies erosivas (Se). Las litofacies se disponen formando cosets con gradación grano decreciente y se presentan raíces. El elemento tiene bases erosivas, se extiende lateralmente por decenas de metros y se presenta aisladamente dentro del elemento OF.	Depósitos de acanas fluviales aislados.	Río meándrico	Hacia el SSE	Ahern, 2015; Hubert, 1978
Hartford	New Haven Arkose	Superior	Carniano	OF	Fl	Estratos de geometría tabular con espesores métricos a decimétricos de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior. El elemento presenta bioturbación, nódulos carbonatados y paleosuelos (P).	Depósitos generados dentro de la llanura de inundación.	Río meándrico		
Fundy	Wolfville		Carniano	GB	Gt, Gp, Gh	Estratos con espesores decimétricos a métricos de conglomerados con estratificación cruzada curvada (Gt), planar (Gp) y horizontal (Gh). Comúnmente, el elemento presenta imbricación y forma cosets con gradación grano decreciente. El elemento presenta bases erosivas.	Barras internas de ríos trenzados dominados por grava.	Río trenzado	Hacia el noroeste y noroeste (dispersion de ~180°)	
Fundy	Wolfville		Carniano	SB	St, Sp, Sr y Sl	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano mediano a muy grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), rizaduras (Sr) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). En la base de los estratos se pueden presentar depósitos de granulometría gravosa. El elemento puede presentar gradación grano decreciente, bioturbación, bases erosivas y abruptas y, se interestratifica con el elemento GB.	Depósitos de carga de fondo y barras internas de un río trenzado. Las litofacies Sl representan las formas de fondo de un flujo de régimen superior.	Río trenzado		
Fundy	Wolfville		Carniano	DA	Gt, Gh, St, Sp y Ss	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt), horizontal (Gh); arenisca de grano mediano a muy grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) con depósitos conglomeráticos en la base de los estratos (Ss). El elemento puede presentar gradación grano decreciente, imbricación y, bases cóncavas hacia arriba. Se interestratifica con el elemento LS.	Depósitos de barras de acreción frontal en dirección de la corriente.	Río trenzado	Hacia el noroeste y noroeste	Leleu et al., 2009; O'Connor, 2016
Fundy	Wolfville		Carniano	LS	Sh y Sl	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano muy fino a grueso con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y escasa estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). Comúnmente, se presenta bioturbación, aptción lineal por corriente, intraclastos de arcillas y lodos y, raíces. La litofacies se interestratifica con depósitos eólicos (dunas).	Depósitos formados bajo condiciones fluviales de régimen superior.	Río trenzado		
Fundy	Wolfville		Carniano	OF	Fm, Fl y P	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino sin arreglo interno definido (Fm) y, ocasionalmente con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl). También, se presentan paleosuelos (P) con nódulos carbonatados y marcas de desecación. El elemento suprayace transicionalmente al elemento SB o DA.	Depósitos formados por la decantación de la carga en suspensión dentro de cuerpos de agua estancados paleosuelos o lagos efimeros.	Río trenzado		
Orfeo	Chedabucto		Carniano-Noriano	SG	Gmm	Estratos con espesores decimétricos a métricos de conglomerado soportado por matriz y masivo (Gmm). El elemento presenta bases erosivas y abruptas.	Depósitos de flujos de detritos formados por la tracción de la carga de fondo en ríos trenzados o por fallas locales.	Río trenzado		
Orfeo	Chedabucto		Carniano-Noriano	SB	St, Sp y Sm.	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y sin un arreglo interno bien definido (Sm). Se presenta gradación grano decreciente. El elemento tiene presenta depósitos de conglomeráticos en la base y, estas últimas son erosivas y abruptas. El elemento se interestratifica con el elemento SG.	Depósitos de carga de fondo formados bajo condiciones de baja energía.	Río trenzado	Hacia el este-sureste	O'Connor, 20016
Orfeo	Chedabucto		Carniano-Noriano	OF	Fl, Fm y Fr	Estratos con espesores centimétricos a métricos de limolitas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), masivas (Fm) y con raíces e incipientes paleosuelos (Fr). Ocasionalmente, se presentan nódulos carbonatados y el elemento es continuo lateralmente por cientos de metros.	Depósitos formados dentro de la llanura de inundación.	Río trenzado		
Newark	Stockon		Carniano	LA	St y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de areniscas de grano grueso a fino con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr) y limolitas y arcillolitas interestratificadas. Se presenta abundante bioturbación, raíces y las litofacies forman cosets con gradación grano decreciente.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el suroeste	Smoot, 1991

Newark	Stockon	Carniano	OF	Fm	Estratos de geometría tabular de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino interstratificadas sin arreglo interno bien definido (Fm). Se presenta abundante bioturbación, raíces, nódulos carbonatados y, marcas de carga y flama.	Depósitos formados dentro de una llanura de inundación con abundante vegetación o lagos someros.	Río meándrico	Smoot, 1991
Newark	Stockon	Carniano	CS?	Sr	Estratos de geometría tabular de arenisca de grano fino y arcillolitas interstratificadas con rizaduras (Sr). El elemento presenta gradación grano creciente.	Depósitos de abanicos de desborde.		

Tabla 4. Rasgos sedimentológicos documentados en las cuencas triásicas de Europa.

Cuenca	Formación	Miembro	Edad	Elemento Arquitectónico	Asociación de litofacies	Descripción	Interpretación	Estilo fluvial	Dirección de paleocorrientes	Referencias
Iberia, Bética	Red Sandstone	K2.1 (Rsa)	Carniano temprano	LA?, SB	St, Sp y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores métricos de arenisca de color rojo con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento presenta abundantes restos de troncos y, bases planares y erosivas. Las litofacies forman cosets con gradación granodecreciente. El elemento cambia lateralmente al elemento OF y CS?.	Depósito de acreción lateral.	Río meándrico	Forma un patrón radial; hacia el noreste, este; norte y suroeste	Arche y López-Gómez, 2014
Iberia, Bética	Red Sandstone	K2.1 (Rsa)	Carniano temprano	LS	Sh?	Estratos de arenisca de color rojo con estratificación laminación plano paralela (Sh?).		Río meándrico		
Iberia, Bética	Red Sandstone	K2.1 (Rsa)	Carniano temprano	CS?	Fl y Sr	Elemento de geometría lenticular con espesores centimétricos de limolita color rojo y areniscas de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela posiblemente de régimen inferior (Fl) y rizaduras (Sr).	Depósitos de abanico de desborde	Río meándrico		
Iberia, Bética	Red Sandstone	K2.1 (Rsa)	Carniano temprano	OF	Fl	Estratos de limolita roja con estratificación plano paralela de régimen inferior (Fl).	Depósitos formados en la llanura de inundación.	Río meándrico		
Iberia, Bética	Red Sandstone	K2.2 (Rsb)	Carniano temprano	SB o GB?	St, Sp y Sr	Estratos tabulares con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St) y rizaduras (Sr). El elemento se constituye de cosets con gradación grano decreciente, presenta depósitos de gravas en la base y rara estratificación convoluta. El elemento tiene límites superiores son erosivos y suprayace a los elementos anteriores.	Depósitos de barras internas al canal fluvial.	Río trenzado? ó <i>wandering</i>		
Iberia, Bética	K2	K2.1	Carniano temprano	SB	St y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores métricos de arenisca de grano medio a fino con estratificación cruzada curvada (St) y rizaduras (Sr). El elemento contiene abundantes restos de troncos <i>Equisetum</i> y, marcas de desecación y abundante bioturbación hacia la cima. Tiene una base erosiva e irregular.	Depósitos de ríos efiméros delimitados por llanuras de inundación.	Río meándrico		
Iberia, Bética	Manuel (K-2)	K2.2	Carniano temprano	LA?, SB	Sp y Sl	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arenisca con estratificación cruzada planar (Sp) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Presenta troncos, restos de plantas, bioturbación y óxidos de hierro. El elemento tiene bases erosivas y cóncavas hacia arriba. El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico y <i>wandering</i>		
Iberia, Bética	Manuel (K-2)	K2.2	Carniano temprano	OF	Fl?	Estratos con espesores métricos de arcillolita gris y roja.	Depósitos formados en la llanura de inundación.	Río meándrico		
Iberia, Bética	Manuel (K-2)	K2.2	Carniano temprano	CS?	Sr	Estratos con espesores centimétricos de arenisca de grano fino con rizaduras (Sr). Ocasionalmente, se identificaron óxidos de hierro, bioturbación y rizaduras bidireccionales. El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de abanico de desborde.	Río meándrico		
Iberia	Cañizar		Olenekiano	GB, SB	Gt, Gp, St, Sp, Sr, Fl y Fm	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt) y planar (Gp) y, arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (Sr), planar (Sp) y rizaduras (Sr). Localmente, se preservan estratos de limolita y arenisca interestratificados con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y masiva (Fm). El elemento presenta depósitos de gravas en la base de la litofacies y, exhibe bases irregulares y erosivas y límites superiores planos. Se interestratifica con el elemento LS.	Depósitos de barras longitudinales y transversales formadas en la parte interna al canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el sur y sureste	López-Gómez y Arche, 1993; Arche y López-Gómez, 2005
Iberia	Cañizar		Olenekiano	DA	St, Sp y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (Sr), planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento contiene cosets con gtradación grano decreciente.	Depósitos formados por la migración de barras compuestas.	Río trenzado	Hacia el sur y sureste	
Iberia	Cañizar		Olenekiano	LS	Sh, Sl	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a grueso con laminación plano paralela de régimen inferior (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento tiene límites inferiores planares y erosivos.		Río trenzado		
Iberia	Eslida		Anisiano	CH	Sp, St y Ss	Estratos de geometría tipo <i>ribbon</i> arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y depósitos de arenisca de grano grueso que descansan sobre superficies de canales erosivos (Ss). El elemento está delimitado por el elemento OF.	Depósitos de relleno de cinturones de canales fluviales.	Río anastomosado y/o meándrico	Hacia el sureste	Arche y López-Gómez, 1999a, b

Iberia	Eslida	Anisiano	LA	Sp, St	Estratos de geometría lenticular de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). Las litofacies se amalgaman entre sí vertical y lateralmente. El elemento se interestratifica con los elementos LS y OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río anastomosado y/o meándrico	Hacia el sureste		
Iberia	Eslida	Anisiano	LV	Sh y Sl	Elemento de geometría lenticular con espesores métricos de arenisca con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl).	Depósitos de diques naturales.	Río anastomosado y/o meándrico			
Iberia	Eslida	Anisiano	CS	St y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano medio a fino con estratificación cruzada curvada (St) y rizaduras (Sr). El elemento tiene bases erosivas y planares y, cambia lateralmente al elemento OF.	Depósitos de abanicos de desborde.	Río anastomosado y/o meándrico			
Iberia	Eslida	Anisiano	CR? (SS.mm)	St, Sp y Ss	Elemento de geometría lenticular con arenisca con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), y depósitos de gravas en la base de superficies de canales erosivos (Ss). El elemento tiene bases erosivas y es lateralmente continuo por cientos de metros, además, se interestratifica con los elementos LS y OF.	Depósitos formados por la avulsión de un canal fluvial.	Río anastomosado y/o meándrico			
Iberia	Eslida	Anisiano	LS	Sh, Sl y Sp	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca con laminación plano paralela de régimen superior (Sh), estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y estratificación cruzada planar (Sp).	Depósitos formados durante eventos de avenida.	Río anastomosado y/o meándrico		Arche y López-Gómez, 1999a, b	
Iberia	Eslida	Anisiano	OF	Fl, Fm y P	Estratos de geometría tabular de limolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), sin un arreglo interno bien definido (Fm) y paleosuelos (P). La litofacies P presenta nódulos de óxidos de hierro y nódulos carbonatados. El elemento es lateralmente continuo por varios kilómetros.	Depósitos de llanura de inundación.	Río anastomosado y/o meándrico			
Iberia	Areniscas Rillo de Gallo, Prados y Arandilla	Olenekiano	GB, SB	St, Sp, Sr y Ss	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). También, presenta depósitos de gravas o areniscas de grano grueso en sobre una base erosiva (Ss). Las litofacies forman cosets con gradación grano decreciente.	Depósitos de barras internas al canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el este y sureste		
Iberia	Areniscas Rillo de Gallo, Prados y Arandilla	Olenekiano	OF	Fl, Fm, Fr, P y Sr	Estratos con espesores centimétricos a decimétricos de limolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), rizaduras (Sr), estratificación masiva (Fm) y, ocasionalmente, con raíces (Fr) y paleosuelos (P). Los paleosuelos presentan nódulos carbonatados	Depósitos de llanura de inundación.	Río trenzado			
Iberia	Rillo de Gallo, Torete, Prados y Arandilla	Anisiano	LA	St, Sp y Ss	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y depósitos de gravas que descansan sobre bases erosivas (Ss). El elemento forma cosets con gradación grano decreciente que se acrecionan vertical y lateralmente. El elemento presenta límites inferiores irregulares y erosivos y, se interestratifica con potentes espesores del elemento OF y con el elemento LS.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río anastomosado y/o meándrico	Hacia el este y sureste	Ramos, 1979; Franzel et al., 2020	
Iberia	Rillo de Santiuste, Cercadillo	Anisiano	CH?	Sp, St y Ss	Estratos de geometría tipo <i>ribbon</i> con espesores métricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y depósitos de gravas que descansan sobre bases erosivas (Ss). El elemento se presenta de forma aislada delimitado por potentes espesores del elemento OF.	Depósitos de cinturones de canales fluviales?	Río anastomosado y/o meándrico	Hacia el este y sureste		
Iberia	Rillo de Gallo, Torete, Prados y Arandilla	Anisiano	LS	Sh	Estratos con espesores centimétricos a decimétricos de arenisca de grano medio a fino con laminación plano paralela de régimen superior (Sh). En la cima de los estratos se observa lineación de corriente.	Depósitos formados durante los eventos de avenida.	Río anastomosado y/o meándrico			
Iberia	Rillo de Gallo, Torete, Prados y Arandilla	Anisiano	CS	Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos arenisca de grano fino interestratificadas con rizaduras (Sr). El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de abanicos de desborde.	Río anastomosado y/o meándrico			
Catalana	Prades y Garraf	Conglomerados Prades Superior y Conglomerados Garraf Superior	Olenekiano	GB	Gp y Gt	Estratos de geometría de cuña con espesores decimétricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt) y planar (Gp). Presenta bases erosivas.	Depósitos de barras longitudinales y transversales formadas en la parte interna al canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el sureste	
Catalana	Prades y Eramprunyà	Arenisca Prades inferior y Arenisca Eramprunyà	Anisiano	SB	St, Sp, Sh y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras (Sr). El elemento tiene bases planas y erosivas y, las litofacies forman cosets con gradación grano decreciente. Ocasionalmente, el elemento se interestratifica con facies eólicas.	Depósitos formados por la migración de mega rizaduras.	Río trenzado	Hacia el sureste	Galán-Abellán et al., 2013

Catalana	Prades y Eramprunyà	Arenisca Prades inferior y Arenisca Eramprunyà	Anisiano	CH	St, Sp, Sh y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos de areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras (Sr). El elemento tiene bases erosivas y cóncavas hacia arriba.	Depósitos que rellenan un canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el sureste	
Catalana	Grados y Eramprunyà	Arenisca Prades inferior y Arenisca Eramprunyà	Anisiano	OF	Fl, Fm y Fr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con rizaduras (Fl), masivas (Fm) y con raíces (Fr). El elemento presenta marcas de desecación y paleosuelos.	Depósitos de llanura de inundación.	Río trenzado		
Bética	Buntsandstein/Triásico de la Meseta de Iberia		Anisiano	SB, DA	St, Sp y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arenisca con estratificación cruzada planar (Sp), curvada (St) y, rizaduras (Sr). El elemento tiene bases erosivas, contiene cosets con gradación grano decreciente y se interestratifica con el elemento LS.	Depósitos de barras arenosas.	Río trenzado?	Hacia el este y noreste	
Bética	Buntsandstein/Triásico de la Meseta de Iberia		Anisiano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular de arenisca con laminación plano paralela de régimen superior (Sh).	Depósitos formados durante eventos de avenida.	Río meándrico o wandering		Fernández, 1984;
Bética	Buntsandstein/Triásico de la Meseta de Iberia		Anisiano	CS	Sp, Sh y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a decimétricos de arenisca con estratificación cruzada (Sp), laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras (Sr). El elemento adquiere una geometría de cuña conforme se aumenta la distancia desde el canal fluvial.	Depósitos de abanicos de desborde.	Río meándrico o wandering		Fernández y Dabrio, 1985
Bética	Buntsandstein/Triásico de la Meseta de Iberia		Anisiano	LA		Estratos de arenisca con estratificación cruzada curvada (St) y rizaduras (Sr). El elemento tiene bases erosivas y se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico o wandering	Hacia el este y noreste	
Bética	Buntsandstein/Triásico de la Meseta de Iberia		Anisiano	OF	Fl	Estratos de arcillolita, limolita y arenisca de grano fino interestratificadas (Fl). También, se presentan horizontes pedogénicos y carbonatos.	Depósitos generados en la parte distal de llanura de inundación.	Río meándrico o wandering		
Iberia-Ebro	Tierga		Anisiano	SB, DA	St, Sp y Sr	Estratos con espesores decimétricos de arenisca de grano grueso a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). Se constituye de litofacies que forman cosets con gradación grano decreciente. El elemento presenta depósitos de gravas en la base, exhibe bases erosivas y cóncavas hacia arriba y, se interestratifica con los elementos LS y OF.	Depósitos de barras longitudinales y transversales formadas en la parte interna al canal fluvial.	Río trenzado		Rey y Ramos, 1991
Iberia-Ebro	Tierga		Anisiano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano medio a fino con laminación plano paralela de régimen inferior (Sh). El elemento presenta bases erosivas y planas.	Depósitos formados por eventos de avenida.	Río trenzado		
Iberia-Ebro	Tierga		Anisiano	OF	Fl	Estratos con espesores decimétricos de arcillolita, limolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y rizaduras (Sr). El elemento puede presentar bioturbación, nódulos carbonatados, raíces y costras ferruginosas.	Depósitos formados en la llanura de inundación.	Río trenzado		
Cuenca del Mar de Irlanda del este	St. Bees Sandstone		Olenekiano-Ladiniano*	OF	Fl y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de limolita, arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y rizaduras (Sr). El elemento es lateralmente continuo por cientos de metros.	Depósitos formados en la llanura de inundación.	Río trenzado		
Cuenca del Mar de Irlanda del este	St. Bees Sandstone		Olenekiano-Ladiniano*	CS	Sh?	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano muy fino con laminación plano paralela. El elemento tiene límites inferiores abruptos y erosivos, subyace al elemento CR.	Depósitos de abanico de desborde.	Río trenzado		
Cuenca del Mar de Irlanda del este	St. Bees Sandstone		Olenekiano-Ladiniano*	CR	St, Sp y Sl	Estratos con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento exhibe bases erosivas y cóncavas hacia arriba y, se interestratifica con los elementos OF y CS.	Depósitos de relleno de canal de desborde o abandonado.	Río trenzado		Medici et al., 2015
Cuenca del Mar de Irlanda del este	St. Bees Sandstone		Olenekiano-Ladiniano*	DA	St y Sp	Estratos con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp). Localmente, se presentan estructuras de carga y flama. Las litofacies se amalgaman entre sí vertical y lateralmente. La inclinación de los clinoformas y la dirección de paleocorrientes son prácticamente paralelas. El elemento se interestratifica con el elemento LS y OF.	Depósitos de barras de arena que se forman en dirección a la corriente fluvial.	Río trenzado	Hacia el noroeste	
Cuenca del Mar de Irlanda del este	St. Bees Sandstone		Olenekiano-Ladiniano*	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino con laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Los estratos presentan lineación por corriente.	Depósitos formados durante condiciones de flujo de régimen superior.	Río trenzado		

Cheshire	Bunter Pebble Beds/Chester		Olenekiano-Ladiniano*	GB	Gh, Gt y Gp	Estratos de geometría tabular o en cuña con espesores métricos de conglomerado con estratificación horizontal (Gh), estratificación cruzada curvada (Gt) y planar (Gp). Comúnmente, la litofacies Gh exhibe imbricación. El elemento tiene bases erosivas y abruptas.	Depósitos de barras longitudinales y transversales.	Río trenzado	Dirección norte-sur	
Cheshire	Bunter Pebble Beds/Chester		Olenekiano-Ladiniano*	SB	St y Sp	Estratos de geometría tabular o lenticular con espesores métricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). Comúnmente, en la base de los estratos se preservan depósitos de gravas y ocasionalmente, se presentan marcas de desecación e intraclastos. El elemento tiene bases erosivas y abruptas. Se interestratifican con el elemento GB formando cosets con gradación grano decreciente.	Depósitos generados en el <i>lee side</i> de una barra de grava durante estadios de baja descarga fluvial.	Río trenzado	Hacia el nor-noroeste	
Cheshire	Bunter Pebble Beds/Chester		Olenekiano-Ladiniano*	DA	St, Sp y Sr	Estratos de geometría de cuña con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St) planar (Sp) y rizaduras (Sr). Comúnmente, se presentan intraclastos y slumps. Los clinofórmes buzan oblicuamente a la dirección de flujo fluvial. El elemento tiene bases planares y erosivas y las litofacies forman paquetes que se amalgaman vertical y lateralmente.	Depósitos de barras formadas en la parte interna del canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el nor-noroeste	Steel y Thompson 1983; Meadows, 2004
Cheshire	Bunter Pebble Beds/Chester		Olenekiano-Ladiniano*	LS	Sl y Sh	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a métricos de arenisca de grano fino a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo. Ocasionalmente, en la base de los estratos se preservan depósitos de gravas y en la superficie de los estratos de la litofacies Sh, se observa lineación por partición de corriente. El elemento se interestratifica con el elemento DA.	Depósitos generados flujo fluviales a alta velocidad a través de las barras.	Río trenzado		
Cheshire	Bunter Pebble Beds/Chester		Olenekiano-Ladiniano*	OF	Fl y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de limolita, arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y rizaduras (Sr). Ocasionalmente, se presentan estructuras de escape de agua, bioturbación. El elemento se interestratifica con los elementos GB y SB formando cosets con gradación grano decreciente.	Depósitos generados por decantación de la carga en suspensión e inundaciones.	Río trenzado		
Wessex	Budleigh Salterton Pebbles Beds		Olenekiano	GB	Gh, Gt y Gp	Estratos de geometría tabular o lenticular con espesores métricos de conglomerado con estratificación horizontal (Gh), estratificación cruzada planar (Gp). El elemento tiene bases abruptas y erosivas y, cimas planares. Ocasionalmente, el elemento exhibe imbricación. El elemento se interestratifica con el elemento SB formando paquetes que se amalgaman vertical y lateralmente y forman cosets con gradación grano decreciente.	Depósitos de barras de grava.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .	Hacia el norte	
Wessex	Budleigh Salterton Pebbles Beds		Olenekiano	SB	St y Sp	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). Ocasionalmente, se presentan intraclastos y arcillolita con estratificación flaser en la cima de los estratos y marcas de desecación.	Depósitos de dunas en 3-D generados en la cima de las barras fluviales.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .	Hacia el norte y noreste	Smith, 1990; Smith y Edwards, 1991
Wessex	Budleigh Salterton Pebbles Beds		Olenekiano	LS	Sl	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento cambia lateralmente a los elementos SB y GB.	Depósitos formados bajo condiciones de flujo de régimen superior.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .		
Wessex	Budleigh Salterton Pebbles Beds		Olenekiano	LA	Gh, St y Sp	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento cambia lateralmente a los elementos SB y GB.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .	Hacia el noreste	
Wessex	Otter Sandstone	Otterton Ledge y Chiselbury Bay	Anisiano	GB, DA	Gt, St, Sp y Sm	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt), arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y masivas (Sm). El elemento contiene nódulos carbonatados, exhibe bases planas y erosivas y, las litofacies forman paquetes que se amalgaman vertical y lateralmente.	Depósitos de barras de grava y arena.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .		
Wessex	Otter Sandstone	Pennington Point	Anisiano	LA	St y Sl	Estratos con espesores métricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento tiene bases erosivas y abruptas, y los clinofórmes buzan perpendicularmente a la dirección del paleoflujo. Además, cambia lateralmente a los elementos CS y OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .	Hacia el norte	Newell, 2017
Wessex	Otter Sandstone	Pennington Point	Anisiano	CS	St, St y Fm	Estratos de geometría tabular y lenticular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino con estratificación cruzada curvada (St) y rizaduras (Sr) y arcillolitas masivas (Fm) interestratificadas. El elemento tiene bases erosivas y presenta marcas de desecación, bioturbación y marcas de escape de agua.	Depósitos de abanico de desborde.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .		

Wessex	Otter Sandstone	Pennington Point	Anisiano		St, Sp y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arenisca con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento presenta bases planas y erosivas y cimas cóncavas hacia abajo. El elemento cambia lateralmente al elemento OF.	Depósitos de barras arenosas.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .		
Wessex	Otter Sandstone	Pennington Point	Anisiano	OF	Fm	Estratos con espesores métricos de arcillolita y arenisca de grano fino interestratificados y sin arreglo interno definido (Fm). Ocasionalmente, se presentan estructuras de escape de agua y bioturbación. El elemento es lateralmente continuo.	Depósitos formados en la llanura de inundación.	Río trenzado o río <i>wandering</i> .		
Margen oeste de la cuenca Alemana	Grès Vosgien		Olenekiano	OF	Fl, Fm y Sr	Estratos de geometría tabular o lenticular con espesores centimétricos a decimétricos de limolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), rizaduras (Sr), estratificación masiva (Fm). Ocasionalmente, se presenta bioturbación y marcas de desecación.	Depósitos generados por la decantación de la carga en suspensión.	Río trenzado		
Margen oeste de la cuenca Alemana	Grès Vosgien		Olenekiano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a decimétricos de arenisca de grano fino con laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento presenta gradación grano decreciente, tiene límites inferiores erosivos, bioturbación y marcas de desecación y, se interestratifica con los elementos OF y con facies eólicas.	Depósitos generados durante eventos de avenida.	Río trenzado		Bourquin et al., 2009
Margen oeste de la cuenca Alemana	Grès Vosgien y Conglomérat basal		Olenekiano	GB	Gt, Gp, St, Sp y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt), planar (Gp); arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). El elemento tiene límites inferior erosivos. El elemento GB se interestratifica con el elemento LS.	Depósitos de barras longitudinales y transversales formadas en la parte interna al canal fluvial.	Río trenzado	Hacia el noroeste	
Margen sur de la cuenca Alemana	Hardeggen		Olenekiano	SB, DA	St, Sp y Sr	Estratos con espesores métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y, ocasionalmente, rizaduras (Sr) en la cima. Ocasionalmente, se observa gradación grano decreciente. El elemento tiene límites inferiores erosivos y límites superiores erosivos o transicionales y, es suprayacido por los elementos LS y OF.	Depósitos formados por la carga arenosa de un sistema fluvial.	Río trenzado	Hacia el norte y noreste	
Margen sur de la cuenca Alemana	Detfurth y Hardeggen		Olenekiano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento comúnmente exhibe gradación grano decreciente y tiene bases planas y erosivas. El elemento se interestratifica con el elemento SB, DA.	Depósitos generados durante episodios de inundación repentinas.	Río trenzado		Kunkel, 2016
Margen sur de la cuenca Alemana	Hardeggen		Olenekiano	OF	Fl, Fm, Sr y P	Estratos con espesores centimétricos a métricos de limolita, arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), masivas (Fm), rizaduras (Sr) y paleosuelos (P). En la cima de los estratos se preservan marcas de desecación y bioturbación.	Depósitos generados por la decantación de la carga en suspensión durante inundaciones.	Río trenzado		
Alemana	Schilfsandstein (Formación Boleslaw)		Carniano	OF	Fl, Fm y P	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), sin estructura interna definida (Fm) y paleosuelos (P). Ocasionalmente, se presentan rizaduras, nódulos calcáreos, bioturbación y restos de plantas. La base del elemento es erosiva y, en ocasiones, transicional.	Depósitos formados en la parte distal de la llanura de inundación.	Río meándrico		
Alemana	Schilfsandstein (Formación Boleslaw)		Rhaetiano?	LS	Sh y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras (Sr). El elemento presenta bases erosivas.	Depósitos de formados durante eventos de inundación.	Río meándrico		
Alemana	Schilfsandstein (Formación Boleslaw)		Rhaetiano?	LA	St, Sr, Sm y Sl	Estratos de geometría lenticular y tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr), masivas (Sm) y con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento tiene bases erosivas y, se interestratifica con el elemento OF. La dirección de inclinación de los estratos es perpendicular al eje del paleorío.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el noroeste	Jewula et al., 2019; Gruszka y Zielinski, 2008
Alemana	Schilfsandstein (Formación Boleslaw)		Carniano	CH	Fl, Fm, Sm y Ss	Estratos de geometría tipo <i>ribbon</i> con espesores decimétricos de limolitas y arcillolitas con rizaduras, laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y sin arreglo interno (Fm). También, se presentan depósitos de areniscas de grano grueso sin arreglo interno bien definido (Sm) y conglomerados que suprayacen la base erosiva del elemento (Ss). El elemento es rico en restos de invertebrados, tiene bases erosivas y cóncavas hacia arriba y, se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de cinturones de canales fluviales.	Río anastomosado	Hacia el noroeste	
Alemana	Schilfsandstein (Formación Stuttgart)		Carniano	CH	St, Sp, Sr y Sh? (Asociaciones D y E)	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de areniscas de grano fino con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr), laminación plano paralela (Sh?). Se presenta bioturbación, restos de plantas y nódulos de hierro. El elemento presenta bases erosivas y, ocasionalmente, presenta intraclastos arcillosos, limosos y arenosos con imbricación en la base de los estratos. También, tiene un espesor de algunos metros y una amplitud de cientos de metros, es suprayacido por el elemento OF	Depósitos de canales fluviales someros con carga predominantemente lodosa.	Río anastomosado	Hacia el sur y sur-suroeste	Shukla et al., 2010

					formando coSETS con gradación grano decreciente que se amalgaman verticalmente.				
Alemana	Schilfsandstein (Formación Stuttgart)	Carniano	OF	Fl	Estratos con espesores métricos de arcillolitas y limolitas interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y rizaduras. Se presentan marcas de desecación, restos de plantas y animales, nódulos ferruginosos.	Depósitos generados dentro de la llanura de inundación localizados entre los canales fluviales.	Río anastomosado		
Alemana	Schilfsandstein (Formación Stuttgart)	Carniano	LA	St, Sp y Sr	Estratos de geometría de cuña con espesores métricos de areniscas de grano fino y arcillolitas con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). Se presenta intensa bioturbación, raíces y materia orgánica. La dirección de acreción de los estratos es oblicua con respecto a la dirección de flujo fluvial.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río anastomosado	Hacia el sur	
Mar del Norte	Skagerrak	Triásico temprano-medio	SB?	Sl, Sp	Estratos con espesores métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), estratificación cruzada planar (Sp) y areniscas y limolitas interestratificadas localmente con raíces (Fsm y Fr). Tiene gradación grano decreciente y, en la base del elemento se preservan intraclastos. Las litofacias de granulometrías finas presentan bioturbación. El elemento tiene bases erosivas y abruptas.	Depósitos de barras formados por corrientes fluviales de régimen superior e inferior.	Río trenzado efímero	Hacia el sureste	
Mar del Norte	Skagerrak	Triásico temprano-medio	LS?	Sm, Sh	Estratos con espesores métricos de arenisca de grano fino a grueso sin estructura interna bien definida (Sm) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Comúnmente, el elemento presenta marcas de socavamiento en la base o gutter cast.	Depósitos formados durante eventos de avenida o durante el colapso de los márgenes de los canales fluviales.	Río trenzado efímero		Mckie, 2014
Mar del Norte	Skagerrak	Triásico tardío	OF	Fm, Fl y P	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arcillolitas sin estructura interna bien definida (Fm), laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y paleosuelos (P). Comúnmente, se presenta bioturbación. El elemento se interestratifica con el elemento CH.	Depósitos de llanura de inundación.	Río trenzado perenne ?		
Mar del Norte	Skagerrak	Triásico tardío	CH?	Sl, St o Sp?, Fm?	Estratos con espesores métricos de arenisca de grano grueso a muy fino con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y estratificación sin definir (St o Sp?). Hacia la cima se pueden llegar a presentar estratos de limolita con raíces y bioturbada. Se presenta gradación grano decreciente y tiene intraclastos lodosos en la base. El elemento tiene bases erosivas y forma paquetes que se amalgaman verticalmente llegando a tener más de 20 metros de espesor.	Depósitos de barras de acreción.	Río trenzado perenne.	Hacia el sur	

Cuenca	Formación	Miembro	Edad	Elemento Arquitectónico	Asociación de litofacies	Descripción	Interpretación	Estilo fluvial	Dirección de paleocorrientes	Referencias
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	SG	Gmm	Estratos de geometría masiva con espesores decimétricos a métricos de conglomerados matriz soportados sin un arreglo interno bien definido (Gmm). El elemento exhibe límites inferiores erosivos de geometría cóncava hacia arriba.	Depósitos asociados a abanicos aluviales o ríos trenzados.	Río trenzado		Mader y Redfern, 2011; Mader et al., 2017
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	GB	Gh, Gp y Gt	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de conglomerados soportados por clastos con estratificación horizontal (Gh), cruzada planar (Gp) y curvada (Gt). Comúnmente, las litofacies presentan imbricación y bases planares y erosivas.	Depósitos de barras longitudinales y transversales de ríos trenzados o abanicos aluviales.	Río trenzado	Hacia el suroeste y oeste	
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	SB, DA	St, Sp y Sr	Estratos de geometría de cuña con espesores centimétricos a métricos de areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar (Sp), curvada (St) y rizaduras (Sr). El elemento exhibe límites inferiores erosivos de geometría cóncava hacia arriba y contienen depósitos de granulometrías mayores (guijarros). Los depósitos se amalgaman verticalmente y son lateralmente continuos. Ocasionalmente, las litofacies se interestratifican con la litofacies Sh y Sl.	Depósitos de barras predominantemente arenosas depositadas en la parte interna de ríos trenzados.	Río trenzado	Hacia el suroeste y oeste	
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	LS	Sh y Sl	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de areniscas de grano fino con estratificación horizontal (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Las litofacies forman coSETS con gradación grano decreciente y, ocasionalmente, contienen parches de anhidrita y aspecto moteado. El elemento exhibe límites inferiores erosivos, es lateralmente continuo y suprayace al elemento LS o al elemento OF.	Depósitos asociados a eventos de avenida generados durante repetidos eventos de descarga fluvial.	Río trenzado		
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	OF	Fl y Fsm	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos de arcillolitas de color negro a gris oscuro con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y arcillolitas y limolitas interestratificadas (Fsm).	Depósitos generados por la decantación de la carga en suspensión de corrientes de baja energía asociados a los periodos de avenida.	Río trenzado		
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	OF	Fl y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arcillolitas, limolitas y areniscas interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl). La litofacies presenta raíces, bioturbación, y en algunos intervalos las litofacies arenosas exhiben rizaduras (Sr). En algunas áreas la litofacies contiene abundante materia orgánica y carbón.	Depósitos de llanura de inundación.	Río meándrico		
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	CS	Sl, Sh y Sm	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de areniscas de grano fino a muy fino con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl), laminación plano paralela de régimen superior (Sh), rizaduras (Sr) y masivas (Sm). La litofacies presenta gradación grano decreciente, aspecto moteado, flautas y marca de carga en la base. El elemento se interestratificadas con el elemento OF.	Depósitos asociados a eventos de inundación o depósitos de abanicos de desborde.	Río meándrico		
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	LV	Sr	Estratos de geometría de cuña con espesores decimétricos de areniscas de grano muy grueso a fino con rizaduras (Sr). La litofacies presenta abundantes marcas de desecación, extraclastos y gradación granodecreciente. La litofacies disminuye su espesor lateralmente y cambia a la litofacies Fl.	Depósitos de diques naturales.	Río meándrico		

Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	SB	St y Sp	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada planar (St) y curvada (St). Las litofacies presentan límites inferiores planares y se amalgaman vertical y lateralmente formando paquetes de varios metros de espesor.	Depósitos de barras formadas dentro de los canales fluviales.	Río meándrico	Hacia oeste-suroeste	
Essaouira	Bigoudine	Arenisca Tadrat Ouadou	Carniano-Noriano	LS	Sh y Sr	Estratos de geometría de tabular con espesores decimétricos de areniscas de grano fino y limolitas interestratificadas con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y rizaduras (Sr). Se presentan abundantes marcas de desecación. El elemento tiene límites inferiores erosivos, es lateralmente continuas y se interestratifican con el elemento OF.	Depósitos distales formados por eventos de inundación aislados en la llanura de inundación.	Río meándrico		
Berkine	TAG-I		Carniano-Noriano	CH	St, Sp, Sr y Sm.	Estratos de geometría tipo <i>ribbon</i> con espesores decimétricos a métricos de areniscas de grano fino a grueso con estratificación cruzada planar (Sp), estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr) y sin arreglo interno definido (Sm). Presenta gradación grano decreciente (normal), aspecto moteado, y ocasionalmente, contienen extraclastos. Adicionalmente, se presentan depósitos de gravas en la base y restos de troncos. El elemento límites inferiores erosivos y se amalgaman verticalmente formando paquetes de varios metros de espesor y se extienden lateralmente. El elemento cambia transicionalmente al elemento OF.	Depósitos asociados a cinturones de canales fluviales.	Río anastomosado	Hacia el noreste	
Berkine	TAG-I		Carniano-Noriano	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de areniscas de grano fino con laminación plano paralela de régimen superior (Sh). La litofacies exhibe lineación primaria.	Depósitos generados durante eventos de inundación dentro de los canales fluviales	Río anastomosado		Turner et al., 2001; Galeazzi et al., 2010
Berkine	TAG-I		Carniano-Noriano	CS	Sp y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de areniscas de grano fino a muy fino y arcillolitas con estratificación cruzada planar (Sp) y rizaduras (Sr). La litofacies forma cosets con gradación grano creciente y, ocasionalmente, tienen estratificación heterolítica y restos de materia orgánica. El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos asociados a abanicos de desborde.	Río anastomosado		
Berkine	TAG-I		Carniano-Noriano	OF	Fl, Fm y P	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arcillolitas de color gris y verde con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), sin arreglo interno definido (Fm) y paleosuelos (P). Las litofacies presentan restos de raíces y marcas de desecación, bioturbación y aspecto moteado.	Depósitos generados dentro de la llanura de inundación durante eventos de desborde.	Río anastomosado		
Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Carniano-Noriano	GB	Gt	Estratos de geometría de tabular con espesores decimétricos de conglomerados soportados con estratificación cruzada curvada (Gt). La litofacies presenta bases irregulares y erosivas.	Depósitos de barras transversales.	Río trezado	Hacia el NE y, localmente hacia el SE	Bourquin et al., 2010; Bauche et al., 2021
Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Carniano-Noriano	GB, SB	St, Sp y Sr	Estratos de geometría de tabular con espesores centimétricos a métricos de areniscas de grano fino a muy grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr).	Depósitos de barras de arenas formados por flujos con fluctuaciones de energía.	Río trezado	Hacia el noreste y, localmente hacia el sureste	
Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Carniano-Noriano	LS	Sh y Sl	Estratos de geometría de tabular con espesores métricos de areniscas de grano fino a muy fino con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento presenta límites inferiores erosivos.	Depósitos generados durante periodos de avenida o inundación.	Río trezado		Bourquin et al., 2010; Bauche et al., 2021
Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Carniano-Noriano	OF	Fm	Estratos de geometría de tabular con espesores centimétricos a métricos de arcillolitas y limolitas interestratificadas sin un arreglo interno definido (Fm). La litofacies presenta marcas de desecación.	Depósitos generados por la decantación de la carga en suspensión.	Río trezado		

Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Noriano-Rhaetinao	OF	Fl y Fm	Estratos de geometría de lenticular con espesores centimétricos a decimétricos de arcillolitas y limolitas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y sin un arreglo interno definido (Fm). La litofacies presenta rizaduras y puede presentar intensa bioturbación.	Depósitos generados por la decantación de la carga en suspensión en la llanura de inundación.	Río anastomosado/Baja sinuosidad		
Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Noriano-Rhaetinao	LV/FF(CH)	Fl y Fm	Estratos de geometría de lenticular con espesores centimétricos a decimétricos de arcillolitas y limolitas con estratificación heterolítica (Fl) y, sin un arreglo interno definido (Sm). La litofacies presenta rizaduras y puede presentar intensa bioturbación. El elemento tiene bases erosivas abruptas.	Depósitos formados por el corte y relleno de canales fluviales durante inundaciones.	Río anastomosado/Baja sinuosidad		
Illizi	Zarzaitine (TAGI)		Noriano-Rhaetinao	CH?	St, Sp y Sr	Estratos con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). En la base del elemento se preservan depósitos de gravas (Ss) que descansan sobre una base erosiva. Las litofacies se amalgaman entre sí verticalmente y el elemento se interestratifica con los elementos OF y LV.	Depósitos que rellenan cinturones de canales fluviales.	Río anastomosado/Baja sinuosidad	Hacia el noreste	
Alto Atlas Central	Oukaimeden	Medio y Superior	Carniano	CH?	Ss, St, Sp y Sr	Estratos con espesores decimétricos a métricos de areniscas que rellenan prominentes depresiones (Ss). El relleno consiste de areniscas de grano grueso a muy grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). Los límites inferiores de los canales contienen depósitos de gravas y comúnmente presentan marcas de herramientas, flautas y gradación grano decreciente. Las litofacies agradan vertical y lateralmente. Exhiben pases cóncavas hacia arriba y cimas planas.	Depósitos de la carga de fondo generados sobre marcas de socavamiento.	Río de baja sinuosidad (río anastomosado)	Hacia el noreste	
Alto Atlas Central	Oukaimeden	Medio y Superior	Carniano	LS?	Sp, Sr, Sh y Sl	Estratos con espesores decimétricos a métricos de areniscas con estratificación cruzada planar (Sp), rizaduras (Sr), laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Las litofacies presentan bases cóncavas hacia arriba y cóncavas hacia abajo. La litofacies se interestratifica con la litofacies Fl.	Depósitos generados durante eventos de inundación con episodios de flujo subcrítico a supercrítico.	Río anastomosado/meándrico		
Alto Atlas Central	Oukaimeden	Medio y Superior	Carniano	SB	Sp, Sr, Sh, Sl	Estratos con geometría de cuña con espesores decimétricos a métricos de areniscas con laminación plano paralela de régimen superior. Las litofacies presentan bases cóncavas hacia arriba y cóncavas hacia abajo, gradación granodecreciente y marcas de desecación. La litofacies Sh presenta partición lineal en la superficie de los estratos.	Depósitos de barras internas al canal en sistemas fluviales dominados por arenas.	Río anastomosado/meándrico	Hacia el noreste	Fabuel-Pérez et al., 2009
Alto Atlas Central	Oukaimeden	Medio y Superior	Carniano	LA	Sp y Sr	Estratos de geometría sigmoidal con espesores decimétricos a métricos de areniscas con estratificación cruzada planar (Sp) y rizaduras (Sr). Los clinoformes que constituyen a la litofacies se orientan perpendicularmente a la dirección de flujo. La litofacies es suprayacida por la litofacies Sr y se interestratifica con la litofacies Fl.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río anastomosado/meándrico	Hacia el noreste	
Alto Atlas Central	Oukaimeden	Medio y Superior	Carniano	OF	Fl y Fm	Estratos de espesores decimétricos a métricos de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano muy fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y masivas (Fm). El elemento puede presentar rizaduras en la fracción de areniscas y, ocasionalmente, marcas de desecación y restos de raíces.	Depósitos de la carga de suspensión en la llanura de inundación.	Río anastomosado/meándrico		
Otjiwarongo	Middle Omingonde		Olenekiano-Anisiano	GB, SB	St y Sp	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de areniscas conglomeráticas con estratificación cruzada curvada (St) y planar (Sp). En la base del elemento se presentan depósitos conglomeráticos masivos. El elemento exhibe gradación grano decreciente y bases erosivas.	Depósitos de barras internas al canal fluvial.	Río trenzado/Abanicos aluviales	Hacia el este y sureste (sistemas transversales), noreste (ríos axiales)	Smith y Swart, 2002

Otjiwarongo	<i>Upper Omingonde</i>		Triásico medio-tardío	CS	Sr, Sl	Estratos de geometría lenticular o tabular con espesores decimétricos a métricos de arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), rizaduras (Sr) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Comúnmente, se presentan nódulos carbonatados, restos fósiles de vertebrados, troncos y bioturbación. El elemento tiene bases erosivas e intraclastos, es continuo lateralmente por algunos metros y se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de abanicos de desborde.	Río meándrico		Holzförster 1999; Smith y Swart, 2002
Otjiwarongo	<i>Upper Omingonde</i>		Triásico medio-tardío	LA, GB	Gt, Gp, St	Estratos de geometría tabular o lenticular con espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt) y planar (Gp); areniscas de grano grueso con estratificación cruzada curvada (St). Las litofacies arenosas contienen depósitos de gravas en la base que descansan sobre una superficie erosiva y se amalgaman entre sí lateral y verticalmente. La inclinación de los estratos forma un ángulo alto con respecto a la dirección de paleocorrientes. El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el sureste y noreste	
Otjiwarongo	<i>Upper Omingonde</i>		Triásico medio-tardío	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino con laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento presenta gradación grano decreciente y exhibe bases abruptas y erosivas.	Depósitos formados durante episodios de inundación bajo condiciones de flujo de régimen superior.	Río meándrico		Holzförster 1999
Otjiwarongo	<i>Upper Omingonde</i>		Triásico medio-tardío	OF	Fm y Sr	Estratos con espesores métricos de arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas sin un arreglo interno definido (Fm) y rizaduras (Sr). Se presenta abundante bioturbación, paleosuelos (P), nódulos carbonatados, marcas de desecación y lluvia.	Depósitos de llanura de inundación con lagos efímeros.	Río meándrico		
Kalahari Karoo	<i>Motsolosane</i>		?	LA	St, Sp, Sr, Sh	Estratos de geometría tabular y lenticular con espesores métricos de arenisca de grano grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Se presenta gradación grano decreciente, bioturbación y, ocasionalmente, estructuras de deformación como platos y marcas de carga y flama. El elemento tiene límites inferiores y superiores cóncavos hacia arriba. La dirección de paleocorriente es perpendicular a las superficies de acreción.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el noroeste	Bordy et al., 2010
Kalahari Karoo	<i>Motsolosane</i>		?	OF	Fl y Fm	Estratos de geometría tabular de arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y masivas (Fm). El elemento presenta concreciones calcáreas, aspecto moteado, bioturbación y raíces. Este elemento es lateralmente continuo y se interestratifica con el elemento LA.	Depósitos de llanura de inundación.	Río meándrico		
Kalahari Karoo	<i>Motsolosane</i>		?	SB	St, Sp, Sr y Sm	Estratos de arenisca de grano fino a grueso con laminación plano paralela de régimen superior? (Sh?), estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), rizaduras (Sr) y masiva (Sm). El elemento presenta depósitos de gravas masivas en la base y comúnmente exhibe imbricación.	Depósitos de barras longitudinales y transversales.			Bordy et al., 2010
Kalahari Karoo	<i>Motsolosane</i>		?		Sm	Estratos de arenisca de grano grueso masivos (Sm).				
Cabora Bassa	<i>Angwa Sandstone</i>	Massive Sandstone	Triásico medio	LS?	Sh	Estratos de arenisca de grano medio a grueso con laminación plano paralela (Sh?).	Depósitos de avenida?	Río trenzado		Oosterled y Millsteed, 1994
Cabora Bassa	<i>Angwa Sandstone</i>	Massive Sandstone	Triásico medio	SB	St, Sp, Sr y Sm	Estratos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada (St o Sp), rizaduras (Sr) y masivas (Sm). El elemento presenta imbricación.	Depósitos de barras de arena.	Río trenzado	Hacia el oeste	
Cabora Bassa	<i>Angwa Sandstone</i>	Alternation Member	Triásico medio-tardío	OF	Fl y C	Estratos con espesores métricos de arcillolitas y areniscas de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior o ondulada (Fl). Ocasionalmente, se presentan estructuras <i>flaser</i> y carbón (C).	Depósitos de llanura de inundación y levees.	Río meándrico		

Cabora Bassa	Angwa Sandstone	Alternation Member	Triásico medio-tardío	LA?	Sm	Estratos de arenisca de grano grueso sin arreglo interno bien definido (Sm). El elemento exhibe imbricación.	Depósitos de barras de punto?	Río meándrico	Hacia el oeste	
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	GB	Gp y Gh	Estratos de geometría tabular de arenisca de grano grueso a fino con estratificación cruzada planar (Gp) y horizontal (Gh). El elemento exhibe imbricación.	Depósitos de formas de fondo gravosas.	Río trezado		
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	SG	Gmm, Gcm y Gcg	Estratos de conglomerado soportado por matriz y masivos (Gmm), conglomerado soportado por clastos y masivo (Gcm) y conglomerado soportado por matriz y con gradación granodecreciente (Gmg). Ocasionalmente, se presenta imbricación burda. El elemento tiene bases erosivas y se interestratifica con el elemento GB.	Depósitos de flujos de detritos.	Abanicos aluviales?		
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	SB	St, Sp, Sm y Fl	Estratos de geometría tabular y lenticular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano grueso a fino con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), masiva (Sm). El elemento presenta depósitos de gravas en la base de los estratos que descansa sobre una superficie erosiva (Ss) y gradación grano decreciente. Localmente, se presentan estructuras de escape de agua, extraclastos de arcillolitas y troncos. El elemento exhibe bases planares y erosivas.	Depósitos de barras transversales.	Río trezado	Hacia el noreste y suroeste	Nyambe, I. A. 1993
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	LS	Sm, Sh y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh), masiva (Sm), estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y rizaduras (Sr). El elemento contiene bases se interestratifica con el elemento SB.	Formas de arena depositadas bajo condiciones de régimen superior y en socavones de poco relieve.	Río trezado		
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	SB, DA?	St, Sp y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano grueso a fino con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y rizaduras (Sr). Adicionalmente, se presentan depósitos de gravas en la base de los estratos que descansan sobre una superficie erosiva (Ss). El elemento se interestratifica con los elementos LS y OF.	Depósitos de relleno de canal fluvial.	Río trezado/ wandering	Hacia el suroeste	
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	OF	Fl, Fm y Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de limolita, arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), sin arreglo interno definido (Fm) y rizaduras (Sr). Localmente, se presenta bioturbación.	Depósitos formados dentro de la llanura de inundación.	Río trezado/ wandering		Nyambe, I. A. 1993
Zambezi Central	Chete	Escarpment Grit	Triásico temprano-medio	FF(CH)	Fl, Fm y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores métricos de limolita, arcillolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), sin arreglo interno definido (Fm) y rizaduras (Sr).	Depósitos de relleno de canal fluvial abandonado.	Río trezado/ wandering		
Zambezi Central	Chete	Interbedded Mudstone and Sandstone	Triásico tardío-Jurásico?	CH?	St, Sp, Sr y Sm	Estratos de geometría de lenticular o de cuña con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), rizaduras (Sr) y sin estructura interna bien definida (Sm). Comúnmente, se presenta gradación grano decreciente. La base del elemento es erosiva y sobre ella descansan depósitos de conglomerados masivos e intraclastos (Ss). El elemento se interestratifica y en algunos lugares cambia transicionalmente al elemento OF.	Depósitos de relleno de canal fluvial.	Transición de río trezado a meándrico		Nyambe, I. A. 1993
Zambezi Central	Chete	Interbedded Mudstone and Sandstone	Triásico tardío-Jurásico?	SB	St, Sr, Sm	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano medio a muy fino y arcillolitas interestratificadas con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr), sin estructura interna bien definida (Sm). Comúnmente, se presenta gradación grano decreciente. La base del elemento es erosivo y abrupto. El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Formas de fondo asociadas a los canales fluviales.	Transición de río trezado a meándrico	Hacia el sureste	
Zambezi Central	Chete	Interbedded Mudstone	Triásico tardío-Jurásico?	LS	Sh	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh).	Depósitos formados durante eventos de inundación o avenida.	Transición de río trezado a meándrico		Nyambe, I. A. 1993

		and Sandstone							
Zambezi Central	Chete	Interbedded Mudstone and Sandstone	Triásico tardío-Jurásico?	CS	Fm y Sr	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos de limolitas, arcillolitas y arenisca de grano fino interestratificadas masivas (Fm) y con rizaduras.	Depósitos de abanicos de desborde.	Transición de río trenzado a meándrico	Nyambe, I. A.. 1993
Zambezi Central	Chete	Interbedded Mudstone and Sandstone	Triásico tardío-Jurásico?	OF	Fl y Fm	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arcillolitas, limolitas y arenisca de grano fino interestratificada con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), sin arreglo interno definido (Fm) y rizaduras. Ocasionalmente, se presenta bioturbación.	Depósitos de llanura de inundación.	Transición de río trenzado a meándrico	Nyambe, I. A.. 1993

Tabla 5. Rasgos sedimentológicos recopilados de las cuencas triásicas de Sudamérica.

Cuenca	Formación	Edad	Elemento Arquitectónico	Asociación de litofacies	Descripción	Interpretación	Estilo fluvial	Dirección de paleocorrientes	Referencias
Cuyana	Río Mendoza y Potrerillos	?	GB	Gh y Gt	Estratos de geometría lenticular con espesores métricos de conglomerado con estratificación horizontal (Gh), estratificación cruzada curvada (Gt). El elemento comúnmente presenta imbricación y es lateralmente continuo.	Depósitos de barras de grava.	Río trenzado	Hacia el este	Spaletti et al., 2005
Cuyana	Río Mendoza y Potrerillos	?	LS	Sl, Sh	Estratos de geometría lenticular de areniscas con estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl) y laminación plano paralela (Sh?).	Depósitos de carpetas arenosas de alto régimen de flujo fluvial.	Río trenzado		
Cuyana	Cerro de las Cabras	?	CH?, LA?	Gt, Sr, Sm, St y Sl	Estratos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt), arenisca con rizaduras (Sr), masivas (Sm), estratificación cruzada curvada (St) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Cambian transicionalmente al elemento OF.	Rellenos de paleocauces.	Río meándrico	Hacia el noroeste	
Cuyana	Potrerillos	?	CH?, LA?	Gt, Sr, Sm, St y Sl	Estratos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt), arenisca con rizaduras (Sr), masivas (Sm), estratificación cruzada curvada (St) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). Cambian transicionalmente al elemento OF.	Rellenos de paleocauces.	Río meándrico	Hacia el norte y noroeste	
Cuyana	Cerro de las Cabras y Potrerillos	?	OF	Fm y Fl	Estratos de arcillolitas y lodolitas masivas (Fm) y laminación plano paralela de régimen inferior (Fl). Comúnmente, se presentan estructuras pedogenéticas como disyunción prismática, bioturbación y materia orgánica.	Depósitos de llanura de inundación.	Río meándrico		
Cuyana	Potrerillos y las Cabras	?	CR? CS?	Sp, St y Sr	Estratos de arenisca estratificación cruzada planar (Sp), curvada (St) y con rizaduras (Sr). El elemento se caracteriza por tener gradación grano creciente y es infrayaciado por el elemento OF.	Depósitos de canales o abanicos de desborde.	Río meándrico		
Cuyana-Rincón Blanco	Corral de Piedra	Anisiano-Ladiniano	SB	St, Sp, Sm, Sr y Ss	Estratos de geometría tabular y lenticular con espesores decimétricos de arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada planar (Sp), curvada (St), masiva (Sm), rizaduras (Sr) y conglomerados y areniscas de grano grueso depositadas sobre una superficie erosiva (Ss). Se presenta bioturbación e imbricación. El elemento se amalgama lateral y verticalmente y, se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras longitudinales y transversales.	Río trenzado/ <i>wandering</i>	Hacia el este-suroeste y noroeste	Barredo, 2004
Cuyana-Rincón Blanco	Corral de Piedra	Anisiano-Ladiniano	OF	Fl, Fm y P.	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a métricos de arcillolita y limolitas interestratificadas y masivas (Fm) y con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl). Se presenta bioturbación, restos de plantas y paleosuelos (P). El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos formados por la decantación del material en suspensión en la llanura de inundación.	Río meándrico/ <i>wandering</i>		
Cuyana-Rincón Blanco	Corral de Piedra	Anisiano-Ladiniano	CS	Sm, Sp, Sr y Sh	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos de arenisca sin arreglo interno definido (Sm), estratificación cruzada planar (Sp), rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Localmente, el elemento presenta gradación grano creciente.	Depósitos de abanico de desborde.	Río meándrico/ <i>wandering</i>		
Cuyana-Rincón Blanco	Corral de Piedra	Anisiano-Ladiniano	LA?	St y Sm	Estratos de arenisca con estratificación cruzada curvada (St), masiva (Sm) y depósitos de gravas que descansan sobre una superficie acanalada. El elemento se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico/ <i>wandering</i>		

Cuyana-Rincón Blanco	Casa de Piedra	Carniano-Noriano	GB, SB	Gp, Gt, St, Sp y Sm	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de conglomerado con estratificación cruzada planar (Gp), curvada (Gt); arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y masiva (Sm). Se presentan restos de troncos, intraclastos en la base de los estratos de granulometrías mayores y forma paquetes con gradación grano decreciente. El elemento tiene bases erosivas e irregulares.	Depósitos de barras transversales.	Río meándrico	Hacia el sureste y suroeste
Cuyana-Rincón Blanco	Casa de Piedra	Carniano-Noriano	LS	Sh, Sl	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a grueso con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y estratificación cruzada de bajo ángulo (Sl). El elemento presenta bases planas y es lateralmente extenso.		Río meándrico	
Cuyana-Rincón Blanco	Casa de Piedra	Carniano-Noriano	CS	Sh, Sr, Sm y Fl	Estratos de geometría lenticular de arenisca de grano fino a medio con laminación plano paralela de régimen superior (Sh), rizaduras (Sr), masiva (Sm) y laminación plano paralela de régimen inferior (Fl).	Depósitos de abanico de desborde.	Río meándrico	
Cuyana-Rincón Blanco	Casa de Piedra	Carniano-Noriano	CR	St, Sp, Sm y Fl	Estratos de geometría lenticular de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), masiva (Sm); arcillolita, limolita y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y paleosuelos. El elemento tiene una base irregular y erosiva.	Depósitos de canal de abanico de desborde.	Río meándrico	
Cuyana-Rincón Blanco	Casa de Piedra	Carniano-Noriano	OF	Sm y Fl	Estratos de geometría tabular con espesores métricos de arenisca de grano fino masiva (Sm); arcillolita y limolita interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl). Se presentan troncos, restos de plantas y carbón.	Depósitos de llanura de inundación.	Río meándrico	
Cuyana-El Relincho	El Relincho	Olenekiano-Anisiano	DA	Gh, St, Sp y Sl	Estratos de geometría de cuña con espesores decimétricos a métricos de conglomerados con estratificación horizontal (Gh); arenisca de grano medio a grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp) y de bajo ángulo (Sl). Las litofacies forman paquetes con gradación grano decreciente, las litofacies arenosas presentan depósitos de gravas en la base y, las litofacies gravosas tienen imbricación. El elemento tiene bases erosivas.	Depósitos de barras longitudinales y formas de arena formadas bajo flujos de energía muy alta a baja.	Río trezado perenne	Hacia el noroeste
Cuyana-Cerro Puntudo	Cerro Puntudo	Anisiano	GB, SB	Gh, Gp, Sp	Estratos de geometría de tabular con espesores decimétricos de conglomerados con estratificación horizontal (Gh) y cruzada planar (Gp); arenisca de grano medio a fino con estratificación cruzada planar (Sp). Las litofacies forman paquetes con gradación grano decreciente y, se presentan depósitos de gravas en la base e imbricación. El elemento tiene bases erosivas, ocasionalmente, cóncavas hacia arriba y, es suprayacido por el elemento LS.	Depósitos de barras longitudinales y transversales.	Sistema fluvial trezado efimero/wandering?	Hacia el este
Cuyana-Cerro Puntudo	Cerro Puntudo	Anisiano	LS	Sh y Sm	Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos de arenisca de grano medio a grueso con laminación plano paralela de régimen superior (Sh) y masivas (Sm). Se presentan <i>flute cast</i> , partición por corriente, bioturbación y nódulos carbonatados. Ocasionalmente, en la base del elemento se presentan depósitos de gravas con gradación grano decreciente. El elemento tiene bases erosivas y cóncavas hacia arriba y localmente, se interestratifica con el elemento GB.	Depósitos generados durante episodios de inundaciones repentinas.	Sistema fluvial trezado efimero/wandering?	
Cuyana-Cerro Puntudo	Cerro Puntudo	Anisiano	LA	St	¿Estratos de geometría lenticular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano grueso con estratificación cruzada curvada? (St). El elemento se acreciona perpendicularmente a la dirección de corriente fluvial.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Sistema fluvial trezado efimero/wandering?	Hacia el este

Teixeira, 2016;
Teixeira et al.,
2018

Teixeira, 2016;
Teixeira et al.,
2018

Cuyana-Cerro Puntudo	Cerro Puntudo	Anisiano	OF	Sr	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de arenisca de de grano fino con rizaduras montantes (Sr). El elemento tiene bases erosivas y presenta nódulos carbonatados y bioturbación. La litofacies se interestratifica con el elemento Sh y OF.	Depósitos formados dentro de estanques someros.	Sistema fluvial trenzado efimero/wandering?	Dirección norte-sur
Cuyana-Cerro Puntudo	Cerro Puntudo	Anisiano	OF	Fl y Fm	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos de limolita y arcillolita interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y sin arreglo interno bien definido (Fm). Tiene un aspecto moteado, contiene bioturbación y nódulos carbonatados. El elemento se interestratifica con el elemento LS y, ocasionalmente, con el elemento SB.	Depósitos formados por la decantación del material en suspensión dentro de los canales fluviales o entre ellos.	Sistema fluvial trenzado efimero/wandering?	
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	LA	St, Sr y Sh	Estratos de geometría tabular y tipo <i>ribbon</i> con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano medio con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Las litofacies forman cosets con gradación grano decreciente y las superficies de acreción interna se orientan perpendicularmente a la dirección de flujo fluvial. El elemento cambia gradacional y verticalmente al elemento OF.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río meándrico	Hacia el noroeste
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	DA	St, Sr y Sh	Estratos de arenisca de grano medio con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Las superficies de acreción se orientan oblicuamente (< 10°) a la dirección de paleo flujo.	Depósitos de barras de acreción en sentido de la corriente formados en sistemas fluviales dominados por arena.	Río meándrico	Hacia el noroeste
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	CH, SB	St, Sp, Sr y Sh	Elemento de geometría tipo <i>ribbon</i> con espesores métricos de arenisca de grano grueso con estratificación cruzada curvada (St), planar (Sp), rizaduras (Sr) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento es lateralmente continuo por decenas y cientos de metros. Se encuentra aislado dentro del elemento OF y, ocasionalmente, puede incluir a los elementos DA y LA.	Depósitos de relleno de canal fluvial aislados formados por agradación vertical y, en la cima de éstos durante los estadios de caída de flujo fluvial.	Río anastomosado y/o meándrico	Hacia el noroeste
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	LV	Sr, St, Sh y Sm	Estratos de geometría de cuña con espesores centimétricos a métricos de arenisca de grano grueso con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr), sin arreglo interno definido (Sm) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). El elemento presenta gradación grano decreciente, y se aflora en los márgenes del elemento CH de manera transicional. Adicionalmente, se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de dique natural.	Río anastomosado	
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	CS	St, Sr, Sm y Sh	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a métricos de arenisca de grano fino con estratificación cruzada curvada (St), rizaduras (Sr), sin arreglo interno definido (Sm) y laminación plano paralela de régimen superior (Sh). Se presenta gradación grano decreciente y se interestratifica con el elemento OF.	Depósitos de abanicos de desborde formados durante eventos de avulsión.	Río anastomosado	
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	OF	Fm, Fl, Sr y Sm	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a métricos de arcillolitas sin arreglo interno (Fm) y arcillolitas, limolitas y areniscas de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl) y, ocasionalmente, areniscas de grano fino con rizaduras (Sr) y masivas (Sm). Comúnmente, se presentan raíces, bioturbación y nódulos pedogenéticos.	Depósitos formados dentro de la llanura de inundación.	Río anastomosado	

Currie et al.,
2009

Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	FF(CH)	Fl, Fm, Sr y Fm	Elemento de geometría en U con espesores decimétricos a métricos de arcillolitas y arenisca de grano fino interestratificadas sin arreglo interno definido (Fm, Sm) y rizaduras (Sr). El elemento presenta bases erosivas, es lateralmente continuo por decenas de metros y se interestratifica con el elemento CS.	Depósitos de relleno de canal de desborde predominantemente lodoso.	Río anastomosado	
Ischigualasto	Ischigualasto	Carniano	CR	Fl, Fm, Sr y Sm	Estratos de geometría lenticular de arcillolitas, limolitas y arenisca de grano fino interestratificadas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), masivas (Fm, Sm), rizaduras (Sr). Comúnmente, se presentan restos de plantas. El elemento suprayace inmediatamente y de manera abrupta al elemento CH.	Depósitos formados a través de un canal de desborde.	Río anastomosado	
Chaco-Paraná	Santa María	Noriano	SG	Gmm	Estratos con espesores decimétricos a métricos de conglomerado soportado por matriz y masivo (Gmm). Se presentan intraclastos arcillosos y carbonatados y, fragmentos de huesos. El elemento tiene una base erosiva y es lateralmente continuo.	Depósitos formados a través de un flujo erosivo.	Río trezado y/o wandering efímeros	
Chaco-Paraná	Santa María	Noriano	GB, SB	Ft, Gh, St y Sr	Estratos de geometría tabular y lenticular con espesores métricos de conglomerado con estratificación cruzada curvada (Gt), horizontal (Gh); arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (Sr) y rizaduras (Sr). Pueden presentarse intraclastos y depósitos de gravas en la base de los estratos. El elemento exhibe bases erosivas y es suprayacido por el elemento OF.	Depósitos formados por la migración de dunas de cresta sinuosa y por el transporte y depósito de la carga de fondo.	Río trezado y/o wandering efímeros	Hacia el norte y noreste
Chaco-Paraná	Santa María	Noriano	OF	Fl, Fm y P	Estratos de geometría tabular con espesores centimétricos a decimétricos de arcillolitas con laminación plano paralela de régimen inferior (Fl), limolitas masivas (Fm) y paleosuelos (P). Puede contener restos de vertebrados, raíces y concreciones de calcita.	Depósitos formados por la decantación de la carga en suspensión dentro de la llanura de inundación ó dentro del canal fluvial y, pedogénesis.	Río trezado y/o wandering efímeros	
Chaco-Paraná	Santa María	Noriano	LA	St	Estratos de geometría lenticular o tabular con espesores decimétricos de arenisca de grano fino a grueso con estratificación cruzada curvada (St). La estratificación cruzada buza perpendicularmente a las superficies de acreción de las litofacies y, en la base se presentan intraclastos arcillosos. El elemento es lateralmente continuo, tiene bases erosivas y se interestratifica con el elemento LS.	Depósitos de barras de acreción lateral.	Río wandering o meándrico	Horn, 2016
Chaco-Paraná	Santa María	Noriano	LS	Sm, Sh, Sr y Fm	Estratos de geometría tabular con espesores decimétricos a métricos de arenisca de grano fino a muy fino sin arreglo interno definido (Sm), laminación plano paralela de régimen superior (Sh), rizaduras (Sr) y limolitas masivas (Fm). Se presenta formando paquetes con gradación grano decreciente y, localmente, exhibe marcas de desecación en la cima.	Depósitos distales formados mediante episodios de inundación.	Río wandering o meándrico	Horn, 2016

