



Universidad Nacional Autónoma de México

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geología

Ciencias Ambientales

CONTROL PALEOPEDOLÓGICO EN LA CONFIGURACIÓN DEL RELIEVE ACTUAL DEL ABANICO

ALUVIAL DE LA PLAYA, SONORA

Tesis

Que para optar por el grado de
Maestría en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Emmanuel Ayala Rangel

Jurado examinador:

Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo (Tutor), Instituto de Geología

Dr. Miguel Emmanuel Castillo Rodríguez, Instituto de Geología

Dr. Rafael Antonio López Martínez, Instituto de Geología

Dr. Lorenzo Vázquez Selem, Instituto de Geografía

Dr. Alejandro Terrazas Mata, Instituto de Investigaciones Antropológicas

Ciudad de México; junio de 2018



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.

Para ti,

*Quien después de tanto
estás aquí.*

*Gracias por el aprendizaje,
la paciencia y tu bondad
infinitos.*

*Y aunque esto sea el fin,
se feliz.*

*Siempre nos volvemos a
encontrar.*

Agradecimientos

A la UNAM, y en especial al Instituto de Geología, por el soporte material, administrativo y académico que posibilitan la formación de nuevos investigadores, contribuyendo con el avance del conocimiento geocientífico en el país.

Al Proyecto Arqueológico La Playa del INAH y al Proyecto CONACYT 236623, por el financiamiento que hizo posible la realización del presente estudio.

Nuevamente al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca que me dio sustento los años que duró la maestría.

A la Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, mi tutora. Gracias por permitirme colaborar con usted y el equipo de paleosuelos, por confiar en mí a pesar de todos esos momentos en los que estaba perdido por completo, por la libertad de permitirme avanzar a mi propio ritmo durante este periodo de crecimiento personal.

A los miembros del jurado: Dr. Alejandro Terrazas, Dr. Rafael López, gracias por sus observaciones. Dr. Lorenzo Vázquez y Dr. Miguel Castillo, con quienes también tuve oportunidad de tomar clases, además de agradecerles la lectura de mi trabajo, les agradezco su buena disposición para transmitir sus conocimientos.

Al Dr. Sergey Sedov, gracias por ayudarme con la toma de fotos y el análisis micromorfológico.

Al M. en C. Jaime Díaz, mi mentor de laminación y guía durante las pruebas de laboratorio, poseedor de un enorme ingenio y que siempre tiene una solución para todo.

Al equipo de paleosuelos que siempre está: Daisy, Gina, Yaz, Gildo, a quienes siempre te puedes acercar para resolver dudas, su buena onda hacen que esto se sienta como una familia.

A mis compañeros de generación: Eliuth, Abi, Yusnier, Manuel, Marimar, Gina Molina. Son geniales chicos, las comidas nunca hubieran sido tan amenas sin ustedes.

A mi papá, Germán, y mi mamá, Lorena, gracias por su cariño, apoyo y confianza.

A toda mi familia, con quienes ha sido toda una aventura crecer a su lado. Los quiero mucho.

Contenido

	Pág.
AGRADECIMIENTOS	II
LISTA DE FIGURAS	V
LISTA DE TABLAS	V
RESUMEN	VII
INTRODUCCIÓN	- 1 -
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	- 1 -
JUSTIFICACIÓN	- 2 -
HIPÓTESIS	- 2 -
OBJETIVOS	- 2 -
1. MARCO TEÓRICO	- 3 -
1.1 ZONAS ÁRIDAS	- 3 -
1.2 ABANICOS ALUVIALES	- 4 -
1.3 GEOMORFOLOGÍA Y SUELOS	- 8 -
2. ÁREA DE ESTUDIO	- 10 -
2.1 UBICACIÓN Y FISIOGRAFÍA	- 10 -
2.2 GEOLOGÍA	- 11 -
2.3 CLIMA	- 13 -
2.4 VEGETACIÓN	- 15 -
2.5 SUELO	- 16 -
2.6 PALEOAMBIENTE Y CRONOESTRATIGRAFÍA	- 18 -
3. MATERIALES Y MÉTODOS	- 23 -
3.1 TRABAJO DE CAMPO	- 23 -
3.2 TRABAJO DE LABORATORIO	- 25 -
3.2.1 Textura	- 25 -
3.2.2 Micromorfología	- 27 -
3.2.3 Fechamientos	- 28 -
3.3 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	- 29 -
3.3.1 Forma y tamaño	- 30 -
3.3.2 Relieve	- 31 -
3.3.3 Topología y longitud de cauces	- 33 -
3.3.4 Intensidad fluvial	- 34 -
3.4 GEOMORFOLOGÍA DEL ABANICO ALUVIAL	- 36 -
4. RESULTADOS	- 37 -
4.1 DESCRIPCIÓN DE PERFILES DE CAMPO	- 37 -
4.2 TEXTURA	- 56 -
4.2.1 Paleosuperficie San Rafael	- 56 -
4.2.2 Paleosuperficie Sedimentaria	- 58 -
4.2.3 Paleosuperficie Boquillas	- 61 -
4.3 MICROMORFOLOGÍA	- 63 -
4.3.1 Paleosuelo San Rafael	- 63 -

4.3.2 Sedimentos	- 64 -
4.3.3 Paleosuelo Boquillas	- 65 -
4.4 FECHAMIENTOS	- 66 -
4.5 MORFOMETRÍA DE LA CUENCA.....	- 68 -
4.6 MORFOLOGÍA DEL ABANICO ALUVIAL	- 73 -
5. DISCUSIÓN	- 76 -
5.1 LAS SUPERFICIES PALEOPEDOLÓGICAS: CRONOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN.....	- 76 -
5.1.1 Superficie de Paleosuelo San Rafael	- 76 -
5.1.2 Superficie sedimentaria	- 78 -
5.1.3 Superficie de Paleosuelo Boquillas.....	- 79 -
5.2 CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	- 81 -
5.3 HISTORIA EVOLUTIVA DEL ABANICO ALUVIAL DE LA PLAYA	- 85 -
6. CONCLUSIONES	- 89 -
BIBLIOGRAFÍA	- 91 -

Lista de figuras

	Pág.
FIGURA 1. RASGOS CARACTERÍSTICOS DE LOS ABANICOS ALUVIALES.....	- 5 -
FIGURA 2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	- 10 -
FIGURA 3. UNIDADES LITOLÓGICAS DE LA CUENCA DE ALIMENTACIÓN DEL ABANICO ALUVIAL DE LA PLAYA.....	- 13 -
FIGURA 4. CLIMOGRAMA DE LA ESTACIÓN TRINCHERA, SONORA.....	- 14 -
FIGURA 5. SUELOS DE LA CUENCA DE ALIMENTACIÓN.....	- 17 -
FIGURA 6. RELACIÓN ENTRE ESQUEMAS ESTRATIGRÁFICOS PALEOPEDOLÓGICO Y SEDIMENTARIO.....	- 22 -
FIGURA 7. ÁREA DE MUESTRO Y DISTRIBUCIÓN DE LOS PERFILES ANALIZADOS.....	- 24 -
FIGURA 8. SISTEMA DE CLASIFICACIÓN DE CORRIENTES HORTON-STRAHLER.....	- 33 -
FIGURA 9. TEXTURAS DEL PSR EN LOS PERFILES MRVLLS, MRVLLS 2 Y HRNS1.....	- 57 -
FIGURA 10. TEXTURAS DEL PSR EN LOS PERFILES Z1, Z3 Y CSR.....	- 58 -
FIGURA 11. TEXTURAS DE LA SUPERFICIE SEDIMENTARIA EN LOS PERFILES CNL2, MRVLLS Y CSR3.....	- 59 -
FIGURA 12. TEXTURAS DE LA SUPERFICIE SEDIMENTARIA CORRESPONDIENTES A LOS PERFILES HRNS1, Z1 Y CSR.....	- 60 -
FIGURA 13. TEXTURAS DE LA SUPERFICIE SEDIMENTARIA CORRESPONDIENTES A LOS PERFILES MRVLLS, HRNS2 Y Z3.....	- 61 -
FIGURA 14. TEXTURAS DEL PBO EN LOS PERFILES CNL2 Y MRVLLS.....	- 62 -
FIGURA 15. TEXTURAS DEL PBO EN LOS PERFILES HRNS2, CSR Y CSR2.....	- 63 -
FIGURA 16. MICROFOTOGRAFÍAS DEL PSR.....	- 64 -
FIGURA 17. MICROFOTOGRAFÍAS DE LOS SEDIMENTOS.....	- 65 -
FIGURA 18. MICROFOTOGRAFÍAS DEL PBO.....	- 66 -
FIGURA 19. CLASIFICACIÓN DEL TERRENO DE ACUERDO EL GRADO DE DISECCIÓN VERTICAL.....	- 69 -
FIGURA 20. CLASIFICACIÓN DEL TERRENO POR EL GRADO DE INCLINACIÓN.....	- 70 -
FIGURA 21. PERFIL TOPOGRÁFICO DEL RIO BOQUILLAS EN LA CUENCA DE ALIMENTACIÓN DEL ABANICO ALUVIAL.....	- 71 -
FIGURA 22. ORDENES DE DRENAJE EN LA CUENCA DEL RÍO BOQUILLAS.....	- 72 -
FIGURA 23. DENSIDAD DE DISECCIÓN.....	- 73 -
FIGURA 24. GEOFORMAS DEL ABANICO ALUVIL DE LA PLAYA.....	- 75 -

Lista de tablas

TABLA 1. RELACIÓN DE PERFILES ANALIZADOS, LAS UNIDADES PEDOESTRATIGRÁFICAS Y FECHAMIENTOS QUE CONTIENEN.....	- 25 -
TABLA 2. RELACIÓN DE PARÁMETROS E INDICADORES EMPLEADOS.....	- 30 -
TABLA 3. CLASIFICIÓN DE PENDIENTES.....	- 31 -
TABLA 4. CLASIFICACIÓN DE PENDIENTES PARA CAUCES.....	- 32 -
TABLA 5. CLASIFICACIÓN DE LOS TIEMPOS DE CONCENTRACIÓN.....	- 33 -
TABLA 6. CLASIFICACIÓN DE LA DENSIDAD DE DRENAJE.....	- 35 -
TABLA 7. PERFIL BOQUILLAS.....	- 38 -
TABLA 8. PERFIL CSR.....	- 39 -
TABLA 9. PERFIL CSR2.....	- 40 -
TABLA 10. PERFIL CSR3.....	- 41 -
TABLA 11. PERFIL RP.....	- 42 -
TABLA 12. PERFIL Z1.....	- 43 -
TABLA 13. PERFIL Z2.....	- 44 -
TABLA 14. PERFIL Z3.....	- 45 -
TABLA 15. PERFIL ZR.....	- 46 -
TABLA 16. PERFIL MRVLLS.....	- 48 -

TABLA 17. PERFIL MRVLLS2..... - 50 -
TABLA 18. PERFIL HRNS1..... - 52 -
TABLA 19. PERFIL HRNS2..... - 53 -
TABLA 20. PERFIL CNL2..... - 55 -
TABLA 21. EDADES OBTENIDAS POR RADIOCARBONO.. - 67 -
TABLA 22. RESULTADOS DEL ANÁLISIS MORFOMÉTRICO. - 68 -
TABLA 23. NÚMERO DE ÓRDENES DE DRENAJE Y SU RAZÓN DE BIFURCACIÓN. - 71 -

Resumen

El modelado de la superficie terrestre es un proceso continuo y cambiante en el tiempo. Las evidencias de su transformación pueden quedar grabadas tanto en las geoformas como en los suelos que sobre ellas se desarrollan. De entre los agentes de la naturaleza que controlan el proceso de modelación superficial, el clima resulta ser el agente más dinámico dada su variabilidad en cortos periodos, ya que su acción incide sobre la frecuencia y la intensidad de los aportes de agua, permitiendo el transporte de materiales intemperizados y la pedogénesis, además de afectar el crecimiento de la vegetación.

En este sentido, el presente trabajo tiene como objetivo analizar las causas que han originado el relieve actual del abanico aluvial de La Playa, un sitio arqueológico ubicado en el municipio de Trincheras, Sonora, y que cuenta con evidencias de ocupación humana continua desde hace aproximadamente 4,000 años AP. Hoy en día, el abanico presenta un avanzado estado de erosión, el cual se manifiesta en la formación de cárcavas y riachuelos que han dejado una serie de montículos o pedestales, en cuya estratigrafía se observan los restos de tres superficies antiguas: en la base un paleosuelo rojizo fechado entre el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Medio, seguido en la parte media por una secuencia de depósitos aluviales y en la parte superior por un paleosuelo pardo claro, ambos procedentes del Holoceno Medio.

Para explicar la conformación de esta geoforma se planteó una metodología que considera tres aspectos: a) la estimación de índices morfométricos a fin de tener una noción general del funcionamiento hidrológico de la cuenca y su repercusión sobre la morfología del abanico; b) la caracterización de los paleosuelos y sedimentos para establecer un marco cronológico del desarrollo de la geoforma, ahondar en las características paleoambientales del sitio y detectar aquellas propiedades intrínsecas que contribuyen con la erosión, y; c) la elaboración de un mapa geomorfológico con el cual reconocer la distribución de los espacios de sedimentación, pedogénesis y erosión.

El resultado de los análisis llevados a cabo muestra que, dada la distribución de las geoformas, el desarrollo del abanico aluvial de La Playa podría estar climáticamente controlado, ya que su situación es concordante con la esperada para un periodo interglaciar, donde los espacios sedimentarios son reducidos en comparación con los de erosión y pedogénesis. La causa de esta distribución puede deberse no sólo a la tendencia hacia una mayor aridización de la región, sino también a las características de la cuenca que dificultan la transferencia de los sedimentos hacia el abanico, favoreciendo la formación de corrientes predominantemente de tipo fluvial, que

transportan su carga sedimentaria a sitios cada vez más apartados del ápice del abanico. Lo cual, sumado a la escasa, o a veces nula, formación de estructura pedológica en las superficies holocénicas, da ocasión a un fácil desprendimiento y remoción de tales materiales, además de permitir el afloramiento de la superficie pleistocénica y su incorporación al paisaje actual.

Introducción

El suelo y las geoformas son cuerpos naturales que ocurren sobre la superficie de la Tierra. El relieve comprende el marco físico de formación del suelo a través de la dinámica de la superficie, el contexto climático, los materiales no consolidados o alterados que sirven de material parental y la estratigrafía que da la edad relativa. Por su parte las características del suelo, en particular la secuencia de horizontes y su diferencia de porosidad y resistencia mecánica, condicionan procesos morfogenéticos de surcos, cárcavas y movimientos en masa que se desarrollan en la superficie de las laderas, así como procesos internos de formación de tubos y túneles (Zinck, 2012).

Como es posible observar, los suelos y las geoformas comparten elementos de formación en común y evolucionan de manera paralela. El balance entre morfogénesis y pedogénesis es un indicador del grado de estabilidad del paisaje. En las fases de menor estabilidad la erosión y la sedimentación predominan sobre el desarrollo de suelo y viceversa, en las fases donde impera la formación de suelo la estabilidad es mayor. El registro de los procesos de morfogénesis-pedogénesis se encuentra almacenado en secuencias pedostratigráficas y su interpretación permite inferir el tiempo de evolución del paisaje, establecer cambios en su configuración, detectar procesos pasados y reconstruir las condiciones prevalecientes en un periodo determinado (Jungerius, 1985).

Dentro de los diferentes ambientes geomorfológicos, los abanicos aluviales se consideran como sistemas sensibles a los cambios tectónicos, climáticos y a los producidos por la perturbación antropogénica, ofrecen por lo tanto un contexto rico en información sedimentológica y paleoambiental. Bajo esta consideración el presente trabajo ha tomado como objeto de estudio el abanico aluvial del sitio arqueológico La Playa, en el estado Sonora, con el propósito de indagar los cambios en la configuración de su relieve durante el Holoceno.

Planteamiento del problema

En el área de estudio se encuentran esparcidos restos de rocas quebradas por fuego, cuya posición actual no corresponde con la unidad de suelo sobre la que se asentaron originalmente. La nueva ubicación de este pavimento de roca y los restos arqueológicos asociados puede ser debida a la propia dinámica del abanico aluvial, u obedecer a cambios en las propiedades del suelo inducidos antropogénicamente en una escala local. Siguiendo esta idea, la presente investigación persigue un doble propósito, en primer lugar busca determinar las características

del relieve del área de estudio, concretamente durante el Pleistoceno Tardío y el Holoceno, y en segundo término, conocer las características ambientales predominantes a lo largo de cada fase de estabilidad geomorfológica.

Justificación

La realización de este proyecto aportará evidencias sobre las condiciones ambientales en el norte del país durante la transición Pleistoceno-Holoceno. Se pretende confirmar o, en su defecto, descartar la predominancia de un control climático sobre la configuración del relieve en el abanico aluvial de La Playa durante el periodo de referencia, así como sus implicaciones en las características ambientales sitio.

Hipótesis

Los cambios en el relieve del abanico aluvial de La Playa están relacionados con la variabilidad climática ocurrida tras el término de la última etapa glacial. Durante los periodos cálidos y secos, con eventos esporádicos de lluvias torrenciales, se da un predominio de los procesos morfogenéticos sobre los pedogenéticos, implicando mayores tasas de erosión en las partes altas de la cuenca y de sedimentación de materiales aluviales en el abanico. Por otra parte en los periodos fríos y con mayor humedad, el paisaje es estable y ocurre la formación de suelos. La fase de erosión actual es provocada por las características morfométricas de la cuenca.

Objetivos

General

Explicar las causas que producen el relieve actual del abanico aluvial de La Playa, a partir de un análisis integral que considera la distribución de los espacios sedimentarios durante las fases glaciares e interglaciares, la configuración de la cuenca de alimentación, y las propiedades de los paleosuelos y sedimentos presentes en su superficie.

Específicos

1. Identificar las fases de estabilidad y las características paleoambientales del sitio a partir de la caracterización de los materiales que componen el sustrato del abanico.
2. Analizar el papel de la cuenca en el desarrollo del abanico a partir de la interpretación de diversos índices morfométricos.
3. Establecer la historia del desarrollo del abanico aluvial a partir de los rasgos geomorfológicos delimitados en imágenes satelitales del área de estudio.

1. Marco Teórico

1.1 Zonas Áridas

De acuerdo con la FAO (2007), las regiones áridas del planeta comprenden aproximadamente el 47% de la superficie terrestre. Su distribución es variable, pudiéndose encontrar desde los trópicos hasta las altas latitudes, tanto en el interior de los continentes como en las porciones litorales; en este sentido, la principal característica que mantienen en común es el déficit hídrico al que se ven sometidas. Debido a diferentes factores (alta continentalidad, localización a sotavento respecto a grandes sistemas orográficos, permanencia de anticiclones, presencia de corrientes marinas frías), en estos lugares la evapotranspiración potencial es superior al ingreso de agua por precipitación, siendo esta última irregular en cuanto a distribución y volumen (FAO, 2007; García-Codrón, 2011). La consecuencia visible de tal condición es el paisaje típico de desierto, en donde la vegetación se encuentra dispersa e inclusive puede llegar a desaparecer en los sitios más secos.

Otros factores que limitan el crecimiento de la vegetación y que se relacionan directamente con las condiciones de sequedad son: la amplitud térmica y el desarrollo del suelo. Debido a la falta de humedad atmosférica, la irradiación terrestre escapa rápidamente, ocasionando que después del atardecer la temperatura descienda muy de prisa. Por su parte, el desarrollo del suelo en estos ambientes suele ser pobre debido a, por un lado, que la incorporación de materia orgánica es escasa y, por el otro, a que las reacciones químicas necesarias para los procesos pedogenéticos requieren de humedad para poder llevarse a cabo (García-Codrón, 2011).

Ante la falta de una cobertura continua de suelos y vegetación, el sustrato geológico de los desiertos se encuentra frecuentemente desprotegido ante la acción de la lluvia y el viento, que son los principales agentes modeladores que actúan en las regiones áridas. (Cooke et al., 1993; Blair & McPherson, 1994).

Los desiertos, como producto de la interacción entre el clima, vegetación, relieve, y posición geográfica, han modificado su ubicación, extensión y régimen de aridez a lo largo del tiempo, conforme los continentes se han desplazado a través de distintas latitudes y el sistema atmósfera-océano ha ido variando a lo largo de la historia terrestre (Cooke et al., 1993). Dichas modificaciones repercutieron en el ambiente desértico y, en consecuencia, en el modelado de su paisaje. En este sentido, la configuración actual de la superficie de las zonas áridas se encuentra frecuentemente conformada por estructuras heredadas de épocas pasadas cuando las

condiciones del medio eran diferentes (Gutiérrez-Elorza, 1998). Por ejemplo, las dunas cubiertas por vegetación esteparia en la región saheliana y los sistemas de ouads (también conocidos como arroyos o ramblas) en el Sahara, son ejemplos de paleoformas que, en el primer caso, indican una situación de mayor aridez al momento de su formación, mientras que en el segundo, se han interpretado como producto de un periodo previo con precipitaciones más abundantes (Gutiérrez-Elorza, 1998).

Entre los diversos sistemas geomórficos que se desarrollan en el desierto, los abanicos aluviales destacan por preservar un registro sedimentario altamente sensible a los cambios ambientales ocurridos en el área fuente de la zona montañosa (Harvey et al., 2005). Los estudios geomorfológicos sobre estas formas del relieve se apoyan del análisis de paleosuelos y sedimentos, así como de fechamientos instrumentales, para deducir los rasgos climáticos bajo los cuales tuvo lugar su formación, establecer su cronología y realizar la correlación con la estratigrafía regional (Gutiérrez-Elorza, 1998).

1.2 Abanicos Aluviales

Los abanicos aluviales son formas acumulativas que se desarrollan en las zonas intermedias del relieve o piedemonte, en los sitios en donde los cauces emergen del frente montañoso para dirigirse hacia sitios más amplios y planos. Presentan una geometría semicónica, semejante a la de un abanico, que radia pendiente abajo desde el punto donde el canal abandona el área fuente (Blair & McPherson, 1994; Gómez-Villar, 1996; Gutiérrez-Elorza, 1998). De acuerdo con Gómez-Villar (1996), se originan por la disminución abrupta de la pendiente de una corriente fluvial, por cambios en la forma del canal (se vuelve más amplio y con menos profundidad), o por una combinación de las anteriores.

Algunos de los rasgos (**Figura 1**) que describen las características de los abanicos aluviales son:

- a) **Ápice**. El punto más alto del abanico y el lugar donde la corriente abandona la zona montañosa.
- b) **Base**. Parte más baja y alejada del abanico.
- c) **Atrincheramiento**. Encajamiento de un canal en el cuerpo del abanico.
- d) **Punto de intersección**. Sitio donde el canal atrincherado coincide con la superficie del abanico. Es el lugar de depósito de nuevos sedimentos.
- e) **Incisión**. Canal encajado que atraviesa por completo la superficie del abanico y no contribuye con su agradación.
- f) **Disección**. Término que engloba el atrincheramiento y la incisión.
- g) **Segmento**. Porción del abanico diferenciada por una ruptura de pendiente.

- h) **Avulsión.** Formación de nuevos canales y zonas de deposición debido al cambio brusco de la corriente principal. (Gómez-Villar, 1996).

Tomando como punto de referencia el ápice y la base, es común dividir a los abanicos en tres zonas diferentes: la proximal o cabeza, que se encuentra en la porción más cercana al ápice; la distal o pie, desarrollada cerca de la base; y la parte media o cuerpo, que ocupa la zona entre la porción proximal y distal (Gómez-Villar, 1996). La distribución espacial del suelo y las áreas de deposición dentro del abanico depende en gran medida de la zona donde se sitúa el punto de intersección (Wright & Alonso-Zarza, 1990).

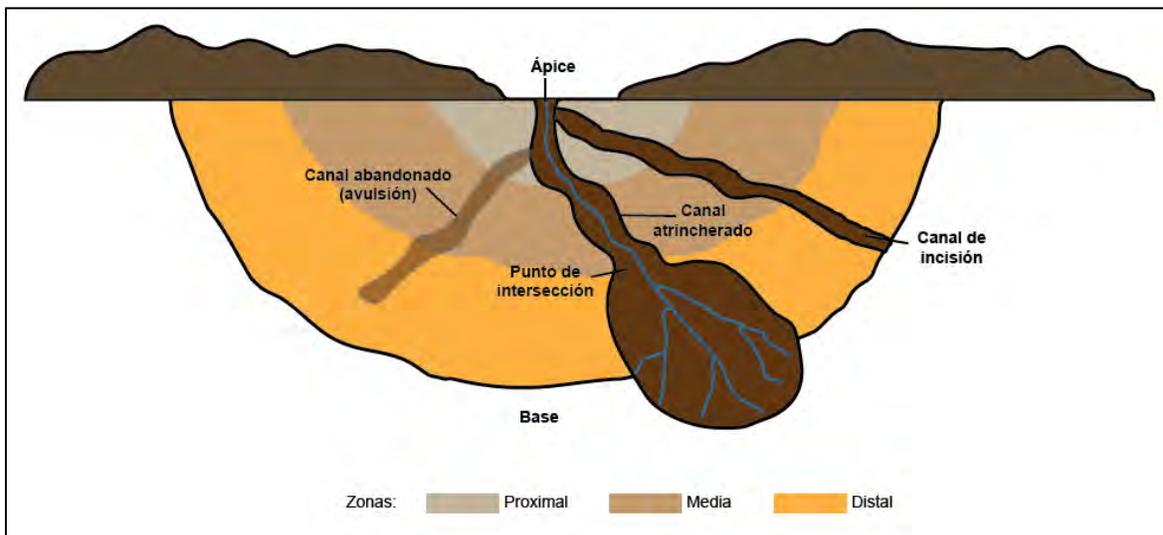


Figura 1. Rasgos característicos de los abanicos aluviales.

Tanto la creación como el posterior desarrollo de los abanicos aluviales se encuentran controlados por diferentes factores (Gómez-Villar, 1996), uno de ellos es la tectónica, que ejerce influencia en un escala temporal amplia, proporciona el relieve inicial para la formación de los abanicos y mediante el levantamiento continuo de la superficie favorece la agradación y acumulación de sedimentos.

Otros factores controladores son la topografía y la litología que, por efecto de la pendiente y la resistencia de las rocas presentes en la cuenca, influyen en la producción y aporte de sedimentos. El clima como factor controlador actúa en una escala temporal corta, regulando la generación de escorrentía y, en consecuencia, la transferencia del material detrítico generado en la cuenca. El clima se relaciona directamente con la vegetación por un lado, cuya presencia amortigua los efectos de la precipitación, evitando la erosión, favoreciendo la evapotranspiración y la infiltración, y retrasando el escurrimiento; y por el otro, marcando el nivel base de los cuerpos de agua locales

que, mediante su ascenso y descenso, promueven el desplazamiento de la zona de atrincheramiento.

Respecto a los procesos sedimentarios que ocurren en el desarrollo de los abanicos aluviales, Blair & McPherson (1994) discriminan entre aquellos que contribuyen a la construcción de los abanicos y aquellos que los modifican. Los procesos sedimentarios primarios o constructores, transportan material desde la cuenca o el frente montañoso hacia el abanico; tienen como característica principal ser eventos de alta magnitud, asociados a fuertes precipitaciones, al rápido derretimiento de la nieve y, en algunas ocasiones, a la actividad sísmica; son de corta duración y poca frecuencia. El tipo de material que los conforma y el medio de transporte por el que son removidos da lugar a dos tipos de abanicos: secos y húmedos.

Los abanicos aluviales secos se encuentran dominados por flujos masivos de roca y/o coluvión, removidos por efecto de la gravedad. Cuando ésta actúa sobre las laderas de una cuenca desprovista de material suelto (detritos o suelo), la afectación sucede sobre el basamento rocoso, ocasionando caídas y deslizamientos de roca, avalanchas y flujos de tierra. De los anteriores procesos, los tres primeros ocurren en ausencia de agua y son causados por un descenso progresivo de la fricción interna y la fuerza de cizalla en el lecho rocoso expuesto. Por otra parte, los flujos de tierra ocurren especialmente en aquellas laderas donde el sustrato rocoso se encuentra soportado por arcillas expandibles al contacto con el agua (Blair & McPherson, 1994).

Cuando la gravedad actúa sobre el material no consolidado de la cuenca, los procesos que pueden ocurrir son: deslizamientos coluviales, flujos de escombros y flujos gravitatorios de sedimento no consolidado. Los deslizamientos coluviales consisten en el desplazamiento coherente ladera abajo de una masa intacta o poco desagregada de una porción de suelo o detritos acumulados en las vertientes de la cuenca; aunque pueden suceder en ausencia de agua, detonados por sismos, la mayoría de las veces son accionados por la incorporación de agua en los sedimentos, incrementando la presión hidrostática en los poros y disminuyendo la fuerza de cizalla.

Los flujos de escombros son los procesos gravitacionales que aportan mayor cantidad de material al abanico aluvial. Consisten en una mezcla de partículas sedimentarias de distinto tamaño, desde arcillas hasta grava, que durante su desplazamiento se comporta como una masa viscosa debido a la incorporación de aire y agua, adquiriendo una apariencia semejante a la del concreto húmedo. Se forman durante fuertes tormentas, preferentemente en pendientes de entre 27° y 56°. Puesto que su ocurrencia está condicionada por la lenta acumulación de material coluvial y

precipitaciones de carácter excepcional, la tasa de recurrencia de estos eventos puede variar de 300 a 10,000 años (Blair & McPherson, 1994). Debido a la alta concentración de partículas finas son capaces de transportar clastos de gran tamaño sin producir erosión en la superficie.

Por otra parte, los flujos gravitacionales de sedimento no cohesivo se forman bajo condiciones similares a los flujos de escombros, siendo la principal diferencia un menor contenido de arcillas en la masa transportada, en este sentido, la carga de los clastos más gruesos se debe a la acción de fuerzas boyantes, dispersivas y granoestructurales. Su transporte es de tipo laminar y no erosivo.

Cuando la transferencia de sedimentos en el abanico es, principalmente por agua se dice, entonces, que se trata de un abanico aluvial húmedo. Los procesos sedimentarios que le dan origen tienen un comportamiento fluido en vez de viscoso, ya que en ellos no ocurre la mezcla entre las fases líquida y sólida, por lo tanto, el material removido viaja en suspensión o como carga de fondo por rodamiento o saltación. Los flujos fluviales resultan cuando la capacidad de infiltración de las laderas es rebasada por el agua proveniente de las precipitaciones, el derretimiento de la nieve o el colapso de una presa. Se presentan de dos maneras: arroyadas en canal y arroyadas en manto. Las arroyadas en canal consisten en flujos confinados a las paredes de un cauce atrincherado en el cuerpo del abanico, sus depósitos están constituidos por clastos gruesos provenientes de la cuenca o de las paredes y lecho del mismo canal. Por su parte, las arroyadas en manto suceden cuando el flujo confinado en el canal alcanza el punto de intersección y se expande de manera paralela a la superficie cónica del abanico.

Los procesos sedimentarios secundarios, que ocurren dentro de los límites del abanico, son más frecuentes y de menor magnitud, modelan su superficie actuando sobre los sedimentos depositados por los procesos primarios y generalmente contribuyen con su degradación. Estos mecanismos incluyen diferentes agentes y procesos entre los cuales se encuentran: la aparición de cárcavas y riachuelos; el retrabajo o la incorporación de nuevos materiales producto de la acción del viento; la aparición de fisuras y pliegues debido al movimiento tectónico; el avance del intemperismo y la formación de suelo; la desaparición de los límites entre estratos debida a la acción de los organismos (bioturbación); la precipitación de cementantes y sales transportadas por el agua subterránea.

1.3 Geomorfología y suelos

El relieve como producto de la interacción entre la litosfera y la atmosfera se encuentra en constante desarrollo, con fases donde predomina la creación y modelación de las geoformas, y otras en donde el paisaje alcanza un estado de equilibrio que permite el avance de la pedogénesis sobre las estructuras terrestres previamente desarrolladas (Jasso et al., 2002). Debido a su emplazamiento se puede decir que los abanicos aluviales ocupan una posición clave dentro del paisaje, ya que al ser formas deposicionales situadas entre la montaña y la planicie poseen un registro altamente sensible de los cambios ambientales en el área fuente (Harvey et al., 2005). Teniendo en cuenta esta consideración, es posible observar que la secuencia estratigráfica de un abanico, en muchos casos, está compuesta por facies sedimentarias intercaladas con horizontes de suelo. Las alteraciones que dan lugar a una etapa de morfogénesis, es decir, de erosión y acumulación, pueden ser detonadas por la actividad tectónica, las variaciones en el clima y, en épocas recientes, la acción antropogénica.

Los estudios en abanicos aluviales del Cuaternario se enfocan principalmente en los controles tectónicos y climáticos; el antrópico se considera casi exclusivamente para la fase final del Holoceno, cuando la actividad humana se encuentra más acentuada. Cabe señalar que aunque los abanicos aluviales ocurren bajo cualquier tipo de clima, los más analizados han sido aquellos ubicados en zonas áridas y semiáridas, debido al gran desarrollo y frecuencia con que ocurren en estos ambientes por una parte (Harvey et al., 2005), y por la otra, a su fácil acceso y buena visibilidad a causa de la escasa cubierta vegetal.

Durante buena parte del siglo XX se ha considerado que la construcción de los abanicos aluviales ocurre especialmente durante la transición de un clima con mayor humedad hacia uno más árido. De acuerdo con esta hipótesis, desarrollada a partir de las investigaciones llevadas a cabo en abanicos del suroeste de Estados Unidos, cuando la capacidad de infiltración disminuye, como consecuencia de una cobertura vegetal dispersa, la cabeza del abanico retrocede aguas arriba removiendo los depósitos coluviales acumulados en las laderas. En contraposición a este planteamiento, los trabajos realizados durante las últimas décadas y en distintos puntos del planeta han aportado nuevas perspectivas respecto a la dinámica de estas geoformas, de tal manera que actualmente se considera que los procesos de agradación pueden ocurrir bajo condiciones climáticas diferentes: áridas, húmedas, de transición hacia más secas y viceversa. (Dorn, 2009).

De especial interés es el estudio de Weissmann et al. (2002) donde dan a conocer un modelo para explicar la dinámica geomorfológica del abanico aluvial de Kings River, California. Tomando en cuenta que los ciclos glaciales e interglaciales controlan en gran medida el aporte de sedimentos y el tamaño de las corrientes fluviales en la cuenca de alimentación, diseñan cuatro posibles escenarios en los que el desplazamiento del punto de intersección da lugar a un cambio en las zonas de acumulación del abanico. Dichos escenarios se describen a continuación:

1. **Disminución de espacios de acumulación**, se ubica al final del periodo glacial, en la transición hacia un clima más cálido y seco, trayendo consigo una disminución en la esorrentía y la carga sedimentaria. Estas nuevas condiciones ocasionan la incisión del abanico en la parte media y alta, así como el desplazamiento del punto de intersección hacia la parte distal. Debido a que la nueva zona de deposición se limita a la parte inferior del abanico, la porción restante de la superficie queda expuesta al desarrollo de suelo.
2. **Mínimo de espacios de acumulación**, en donde la depositación se limita exclusivamente a un lóbulo activo en la parte distal, el punto de intersección permanece en la parte distal, el canal de incisión se transforma en un valle, el desarrollo del suelo continua de manera más pronunciada, también es posible que suceda retrabajo por el viento. Es la etapa de mayor estabilidad en el paisaje y ocurre durante los periodos interglaciares.
3. **Incremento de espacios de acumulación**, tiene lugar en la etapa glacial, momento en que el clima se torna más frío y húmedo, con ello se da un aumento en las corrientes fluviales y la producción de sedimento en las montañas; debido a este aporte, el valle creado en las etapas anteriores se rellena y el punto de intersección se desplaza hacia la parte proximal del abanico.
4. **Máximo de espacios de acumulación**, en donde el punto de intersección se establece en el ápice del abanico o muy cerca de este, de tal manera que promueve la deposición de sedimentos en la mayor parte de la superficie del abanico; la formación de suelo se da hacia la parte distal, aunque sin llegar a presentar un gran desarrollo ni extensión.

2. Área de Estudio

2.1 Ubicación y fisiografía

El sitio de estudio es un abanico aluvial formado en el piedemonte de la Sierra Boquillas (**Figura 2**). Se encuentra dentro del municipio de Trincheras, ubicado al noroeste del estado de Sonora. El abanico comprende una superficie aproximada de 48 km² y tiene una altitud media de 515 msnm (Cruz-y-Cruz, 2011). Sobre este terreno se emplaza el sitio arqueológico de La Palaya, en donde se aprecian restos culturales esparcidos que evidencian una ocupación permanente durante el periodo de Agricultura Temprana, comprendido entre el 1,500 AC y el 200 DC (Carpenter y Sánchez, 2013). Tales elementos afloran en la superficie debido a la intensa erosión fluvial que afecta al abanico en la actualidad (Ochoa-D'Aynés, 2005).

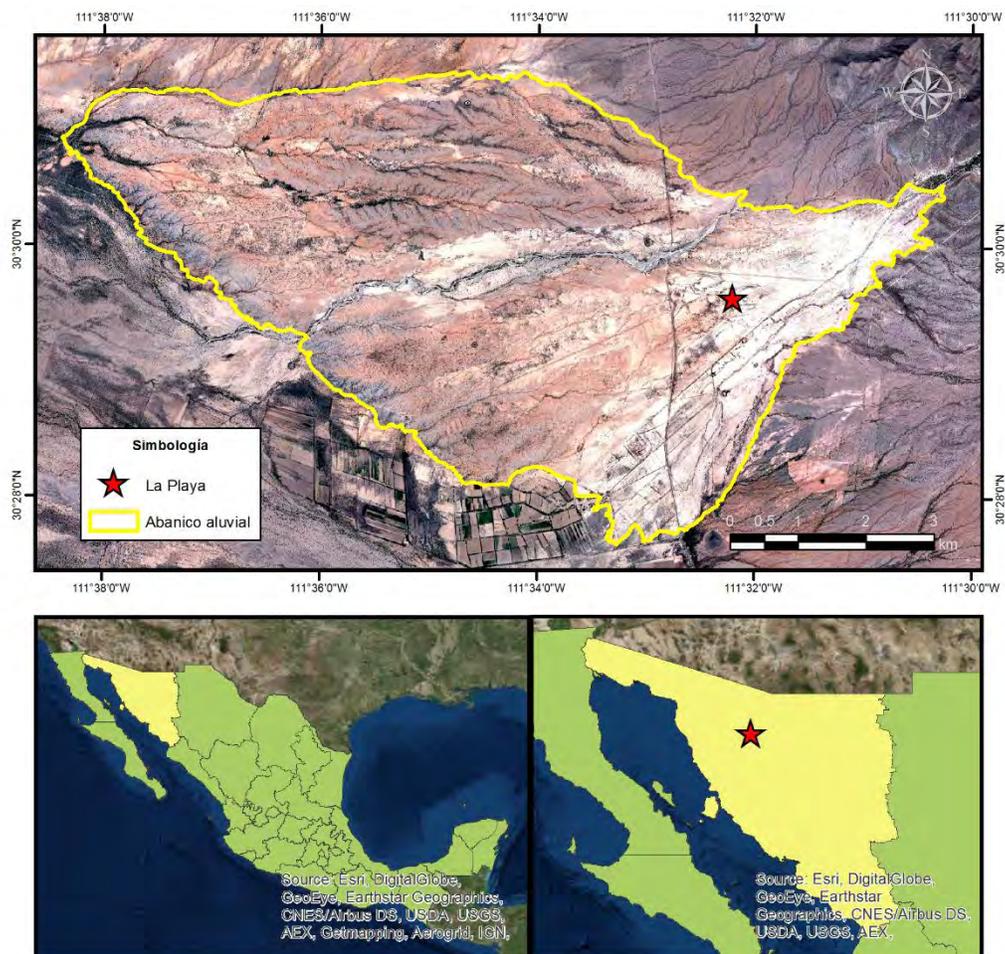


Figura 2. Ubicación del área de estudio. Fuentes: Imágenes satelitales tomadas de Google Earth y ArcGIS 10.2. Datos vectoriales del Marco Geoestadístico, INEGI, 2016.

El área de estudio se encuentra inserta dentro de la provincia fisiográfica del Desierto de Sonora, un lugar caracterizado por el declive gradual del terreno hacia la costa del Golfo de California, con amplias llanuras desérticas y semidesérticas separadas por sierras aisladas y alargadas con orientación norte-sur y que abarca casi la mitad del estado de Sonora y parte de California y Arizona en Estados Unidos (Camou, 1998). Las llanuras consisten en depósitos aluviales transportados por pequeños afluentes formados durante la temporada de lluvias, mismos que sin poder llegar al mar desembocan en las planicies, ocasionando el progresivo desgaste de las sierras y la nivelación del relieve (Ornelas-Macías, 2009).

2.2 Geología

El abanico aluvial de la Playa y su cuenca de alimentación se desarrollan en la zona limítrofe del cratón de Norteamérica y el terreno Caborca. Ambos bloques tectonoestratigráficos se encuentran separados por la megacizalla Mojave-Sonora activa durante el periodo Jurásico Medio-Tardío, caracterizada por un sistema de fallas con desplazamiento lateral izquierdo que se extiende desde el desierto de Mojave en Estados Unidos, cruza el norte de México hasta unirse a una dorsal marina en el Golfo de México (Anderson & Schmidt, 1983, citados por Molina-Garza e Iriondo, 2005).

Las rocas presentes en la cuenca comprenden diez unidades lito-estratigráficas con una temporalidad que varía desde el Jurásico hasta el periodo actual (**Figura 3**). Las rocas que dominan son de tipo sedimentario, aunque también se cuenta con una presencia importante de rocas metamórficas y en menor proporción rocas ígneas. A continuación se menciona el orden cronológico en que se encuentran dispuestas.

Los afloramientos más antiguos están conformados por derrames de composición riolítica, arenisca, toba riolítica y depósitos volcanoclasticos ocurridos durante un evento de arco magmático continental en el Jurásico Inferior-Medio (Castro-Escárcega et al., 2000; Castro-Noriega, 2011; Molina-Garza e Iriondo, 2005). La riolita y la toba ácida comprenden una delgada franja ubicada en el extremo noroeste de la cuenca y presentan una orientación noroeste-sureste debido a la actividad tectónica distensiva del Terciario (Castro-Noriega, 2011), por su parte, los depósitos volcanoclasticos se encuentran ubicados en pequeños afloramientos situados en el extremo oeste.

Los macizos rocosos del Jurásico Medio forman parte del Complejo Ígneo-Metamórfico Santa Ana (Morales-Montaño, 1984), se encuentran distribuidos en los tramos altos de las sierras Las Jarillas y La Jojoba, la primera ubicada en el centro sur de la cuenca y la segunda en el extremo este, adicionalmente también se hayan en las inmediaciones de los poblados Tubutama y Sáríc

en la porción nor-noreste. Su litología comprende esquistos, metariolita, metatoba, metaconglomerado, metarenisca y gneiss con metamorfismo en facies de esquistos verdes (Castro-Escárcega et al., 2000). Topográficamente forman altas serranías con profundos cañones en algunos de los cuales pueden apreciarse intensas zonas de cataclasis (Morales-Montaño, 1984). Estas unidades se encuentran intrusionadas por cuerpos plutónicos de composición granítica.

El Jurásico Superior-Cretácico Inferior está representado por el Grupo Bisbee, un conjunto de formaciones sedimentarias que comienza en su parte basal con conglomerados de clastos de rocas precámbricas y paleozoicas, a continuación le sucede una secuencia de areniscas, lodolitas y lutitas, estas son sobreyacidas por una caliza delgada y posteriormente una caliza masiva, ambas con intercalaciones de areniscas y lutitas, La última capa consiste en intercalaciones de areniscas, limolitas y lodolitas con algunas capas carbonatadas (Monreal et al., 2011). Las rocas del Grupo Bisbee se encuentran en la sierra Boquillas en el extremo suroeste de la cuenca, y también en una pequeña área en la porción occidental.

De manera simultánea a la deformación tipo horst y graben del evento Sierras y Valles Paralelos en el Oligoceno-Mioceno, el fondo de las cuencas comienza a rellenarse de clastos con intercalaciones volcánicas afectados por un ligero metamorfismo que permitió su consolidación (Calmus et al., 2011), los conglomerados de esta edad se conocen como Formación Báucarit. Es la unidad litológica más grande de la cuenca de alimentación ya que comprende poco más de la mitad de su superficie y se distribuye principalmente en las laderas adyacentes al cauce principal.

Finalmente, representando el Cuaternario se tiene un conglomerado no consolidado del Pleistoceno ubicado en el centro oriente de la cueca, y del Holoceno los sedimentos aluviales de arena y limo que cubren el lecho de las corrientes fluviales más grandes.

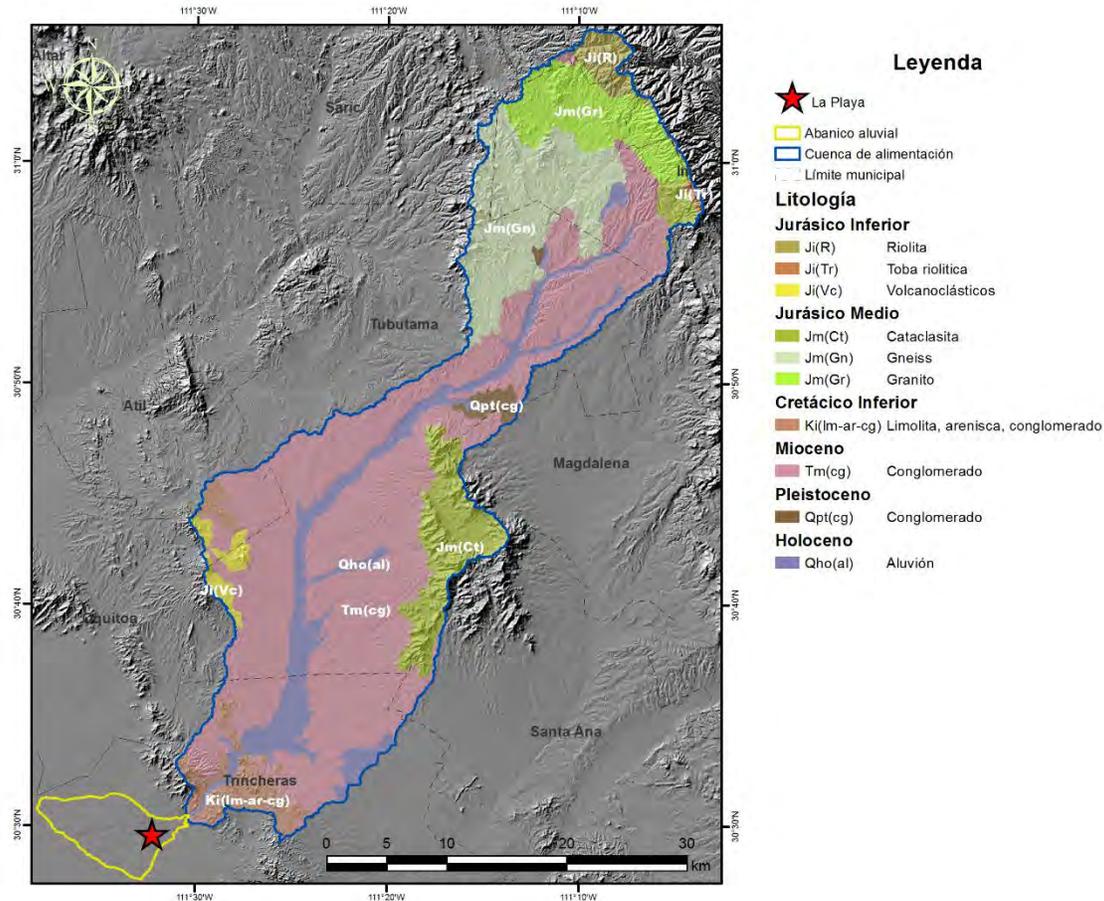


Figura 3. Unidades litológicas de la cuenca de alimentación del abanico aluvial de La Playa. Fuente: Modificado a partir del conjunto de datos geológicos vectoriales, escala 1:250,000, INEGI, 1977-1989.

2.3 Clima

De acuerdo con el sistema de clasificación climática de Köppen modificado por García (2004), y a partir de los datos recabados por la estación meteorológica Trincheras de la CONAGUA, se ha determinado para esta zona un tipo de clima $BS_0he'x'$, es decir, se trata de un clima seco, intermedio entre los climas muy secos BW y los húmedos A o C pero con una tendencia mayor hacia el tipo BW; semicálido con una temperatura media anual de 21.3 °C que lo ubica en el intervalo entre 18 ° y 22 °C; con una oscilación térmica muy extremosa superior a 14 °C (17.6 °C), y un régimen de lluvias intermedio entre verano e invierno con un porcentaje de lluvias invernales mayor al 18% del total anual (18.6%). En el climograma (**Figura 4**) se puede apreciar que en efecto se trata de un sitio que permanece seco la mayor parte del año pues la temperatura excede la entrada de agua por precipitación casi siempre, con excepción de julio y agosto que son los meses más húmedos. Este patrón de veranos cálidos y lluviosos corresponde con un régimen monzónico.

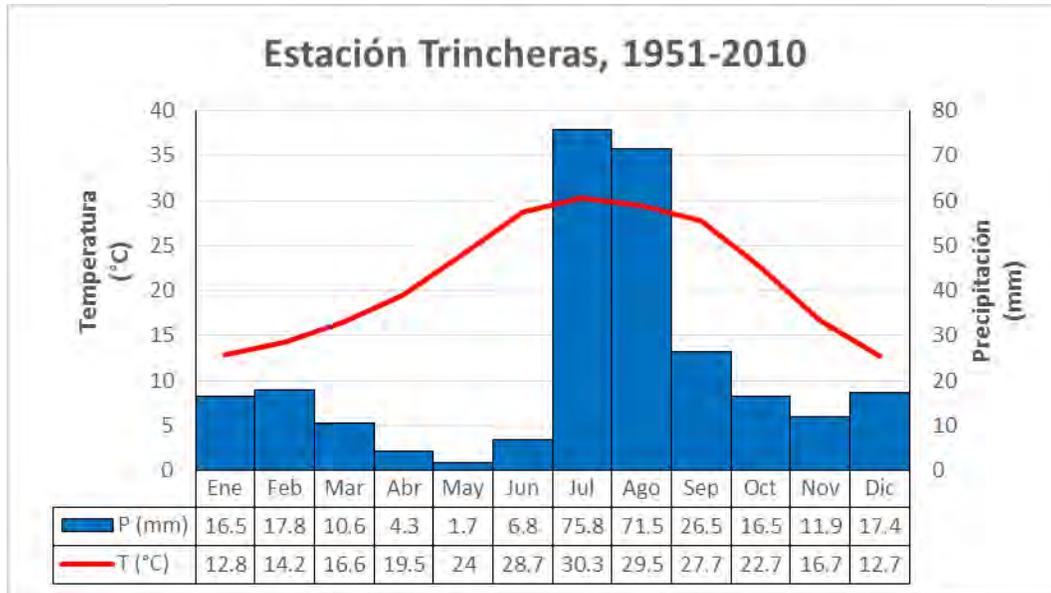


Figura 4. Climograma de la estación Trincheras, Sonora. El periodo de recolección de datos va de 1951 al 2010. La temperatura media anual es de 21.3 °C, con una amplitud térmica de 17.6 °C y precipitación total anual de 277.3 mm. Fuente: Normales Climatológicas, Servicio Meteorológico Nacional.

Van Devender et al. (1990), citados por Carpenter y Sánchez (2013), demostraron mediante estudios de sucesión vegetal con registros polínicos de la región, que el sistema monzónico del noroeste mexicano inicia 8,000 años AP, momento en que la vegetación y por lo tanto las condiciones climáticas se vuelven similares a los actuales.

Los monzones son sistemas intertropicales en los que los vientos húmedos del mar soplan hacia el continente durante el verano, y se dirigen en la dirección contraria durante el invierno, siendo vientos secos (García-Oliva et al., 2002). El monzón norteamericano se caracteriza por el gran calentamiento superficial y la formación de un centro de baja presión ubicado en el desierto sonorense. Este centro favorece la convergencia de vientos cálidos y húmedos originados en el Pacífico tropical, el Golfo de California y el Atlántico; también se encuentra relacionado con las lluvias de verano en el noroeste del país que comprenden entre el 60% y el 80% de la precipitación total anual en la región (Reyes et al., 1994).

La cantidad de precipitación anual varía de año en año y se relaciona con la incidencia de ciclones tropicales que se forman en el Pacífico Nororiente Tropical, entre el ecuador y el paralelo 23° N, a lo largo de las costas de México y Centroamérica. Debido a que las aguas del Golfo de California son más tibias que aquellas que se encuentran bajo la influencia de la corriente fría de California, es común que los ciclones cambien de dirección hacia el Golfo de California al alcanzar los 20° de latitud norte (García-Oliva et al., 2002).

Otra causa de la variabilidad anual en la precipitación es el fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS), que consiste en el calentamiento de las aguas superficiales del Pacífico, dando lugar a un cambio en los patrones de precipitación (Ropelewsky y Halpert, 1986, citados por García-Oliva et al., 2002). Los efectos del ENOS en la costas del Pacífico y el Golfo de California son una disminución de la precipitación durante el verano pre-ENOS y un aumento de la misma en invierno, de manera paralela la circulación tropical se intensifica sobre el Atlántico y el Golfo de México produciendo precipitaciones por encima de lo normal durante ese mismo verano previo al ENOS. Al año siguiente de la ocurrencia del ENOS el patrón se invierte y se conoce como La Niña; durante dicho verano la circulación atmosférica del Pacífico oriental se activa mientras que en el Atlántico disminuye, favoreciendo con ello la llegada de masas de aire cálido y húmedo al Golfo de California y sus zonas aledañas (Reyes et al., 1994).

2.4 Vegetación

El desierto sonorense es un bioma que se asienta sobre el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos, abarcando una superficie aproximada de 300,000 km² de los cuales un tercio se encuentran en el estado de Sonora (Martínez-Yrizar et al., 2009). Este bioma se compone de siete ecosistemas, de entre los cuales La Playa corresponde con las características del Altiplano de Arizona.

El Altiplano de Arizona se localiza al oriente del Valle del Bajo Río Colorado, entre las localidades de Sonoyta y Magdalena, en una extensión aproximada de 1.6 millones de hectáreas y un rango altitudinal de entre 150 y 900 msnm, siendo el ecosistema más alto del desierto de Sonora. Se trata de un desierto crasicaulescente compuesto de arbustos bajos, plantas leguminosas y suculentas, donde las especies con mayor presencia son la *Parkinsonia* (palo verde), la *Cylindropuntia* (choyas) y la *Opuntia* (nopal). Las cactáceas también se encuentran en abundancia, siendo el saguaro (*Carnegiea gigantea*) el elemento más destacable por formar bosques ampliamente distribuidos en la región (Martínez-Yrizar et al., 2009).

Además de las especies mencionadas anteriormente, en La Playa también es posible encontrar mezquite (*Prosopis* spp.), palo fierro (*Olneya tesota*), ocotillo (*Fouquieria splendens*), pitahayas (*Lemaireocereus thurberi*), vinoramas (*Acacia farnesiana*), cirios y uña de gato (*Mimosa* spp.) (Pérez, 1985).

2.5 Suelo

Los suelos presentes en la cuenca de alimentación (**Figura 5**) junto con algunas de sus características se describen a continuación (INEGI, 1998; INEGI, 2004):

- **Regosol.** Corresponde a aquellos suelos con poco desarrollo pues carecen de horizontes muy diferenciados entre sí. Generalmente de tonos claros debido a su bajo contenido de materia orgánica, son someros y bastante parecidos al material parental que les da origen. Es el tipo de suelo más distribuido en la cuenca, abarca 402 km² que representan 39% de la superficie total. Poseen texturas francas y arenosas en los primeros 30 cm de su superficie. Pueden presentar gravas, piedras o roca continua a profundidades variables menores a 100 cm.
- **Xerosol.** Son suelos de regiones secas que presentan un horizonte superficial delgado, claro, con un contenido variable de materia orgánica que depende del tipo de textura que tengan. Pueden tener un subsuelo rico en arcillas o presentar manchas, aglomeraciones de cal, cristales de yeso o caliche con algún grado de endurecimiento. Abarcan 323 km² de la cuenca, el 31% de la superficie total. Predominan las clases texturales arcillosas y francas en los primeros 30 cm de su superficie. Presenta fases físicas de grava, piedra y roca continua a diferentes profundidades menores a 100 cm.
- **Litosol.** Se caracterizan por tener una profundidad menor a 10 cm, limitada por la presencia de roca, tepetate o caliche endurecido. Comprende un área de 146 km² equivalente al 14% de la superficie total. Presenta una textura predominantemente arenosa.
- **Yermosol.** De características muy similares al xerosol, se distingue por tener un menor contenido de materia orgánica. Ocupa el 10% de la superficie total equivalente a 102 km². Predominan las texturas francas. Pueden presentar un contenido importante de piedras y gravas a una profundidad variable menor a 100 cm.
- **Fluvisol.** Este tipo de suelo se desarrolla sobre depósitos aluviales, rasgo que queda impreso en una serie capas alternadas de arena, grava o piedras como consecuencia de la corriente y el desbordamiento de los ríos. Medianamente profundos, son poco desarrollados y con una estructura débil o suelta. Representan el 6% de la cuenca equivalente a 61 km². Su textura es arenosa y pueden contener gravas y piedras a profundidades variables menores a 100 cm.

Los suelos presentes en el abanico consisten de dos unidades paleopedológicas caracterizadas por Cruz-y-Cruz (2011). La primera de ellas es un suelo clasificado como Cambisol crómico (Cruz-y-Cruz et al., 2014), rojizo de edad pleistocénica que aflora en la parte media y distal, posee un desarrollo moderado evidenciado por la presencia de un horizonte Bw con neoformación de arcillas y óxidos de hierro, además de una buena estructura en bloques angulares. Su textura es franca con predominio de limos. Esta unidad es designada como paleosuelo San Rafael (PSR).

La segunda unidad se trata de un Fluvisol del Holoceno Medio (Cruz-y-Cruz et al., 2014) distribuido en la zona cercana al ápice así como en la sección oriental del abanico; tiene tonalidades pardas, presenta fases de incipiente pedogénesis interrumpida por la llegada de nuevo material sedimentario, su textura es limosa y carece de un buen desarrollo estructural. Se le conoce como paleosuelo Boquillas (PBO).

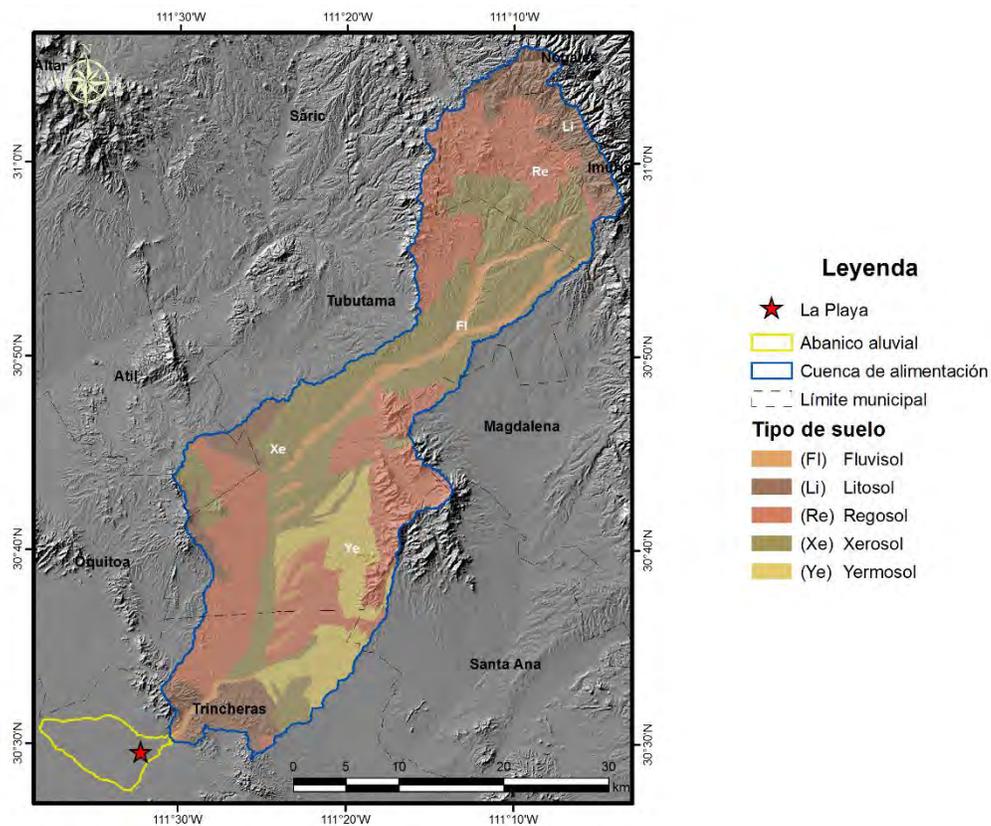


Figura 5. Suelos de la cuenca de alimentación. Fuente: Conjunto de Datos Vectoriales de la Carta Edafológica 1:250,000 Serie I, INEGI, 2001.

2.6 Paleoambiente y cronoestratigrafía

Las unidades paleopedológicas y sedimentarias presentes en el abanico aluvial forman parte de un conjunto estratigráfico cuya temporalidad abarca desde la etapa final del Pleistoceno hasta la actualidad. La secuencia, de la base a la superficie, está integrada por el PSR, una unidad sedimentaria y el PBO. Cada una de estas superficies representa diferentes condiciones ambientales y grados de estabilidad en el paisaje a lo largo de los últimos 14,000 años.

En fechas recientes diversas publicaciones han abordado la formación de los paleosuelos así como el tipo de ambiente bajo el que se originaron, también se han analizado los procesos sedimentarios, su cronología y las características geomorfológicas del sitio arqueológico (Cruz-y-Cruz et al., 2014; Cruz-y-Cruz et al., 2015; Cruz-y-Cruz et al., 2016; Copeland et al., 2012; Schott, 2017).

Los registros pedológicos resultan de interés pues constituyen una memoria del ambiente y los procesos pedogenéticos *in situ* que dieron como resultado a dichos suelos (Targulian y Goryachkin, 2004). En este sentido, los estudios de Cruz-y-Cruz (2011), determinaron dos tendencias ambientales reflejadas en el PSR y en el PBO.

El PSR es un suelo relicto de amplia distribución en el norte del estado de Sonora; las edades por radiocarbono de este suelo en el sitio de La Playa demuestran un desarrollo que va de los 14,910 a los 4,250 años cal. AP, situándolo en el Pleistoceno Terminal y el Holoceno Medio (Cruz-y-Cruz et al., 2015). Sus características se relacionan con un ambiente ligeramente más húmedo respecto al actual, permitiendo la formación de rasgos gleycos en los horizontes más profundos (3BCg y 3Bgk), promovidos por la saturación con agua durante largos periodos de tiempo; mientras en los horizontes superiores (2BCK y 2Bw) la presencia de mayor humedad contribuyó al proceso de intemperismo y formación de minerales secundarios como arcillas y óxidos de hierro, causantes de su característico color rojizo (rubificación). Por otra parte, la presencia de carbonatos iluviados así como la formación de illitas a partir de esmectitas muestra una marcada variabilidad estacional con temporadas muy secas seguidas de otras lluviosas, relacionadas con el aumento en las precipitaciones invernales. La presencia de condiciones de mayor humedad se ve reforzada por el análisis de isótopos estables de carbono en humus, carbonatos y huesos fósiles (Cruz-y-Cruz et al., 2016), cuyos resultados apuntan a la presencia de una cobertura vegetal mixta de plantas C3 y C4 con predominancia de las C3, indicando un ecosistema de árboles con pastos asociados.

Sobreyaciendo al PSR se encuentra la unidad sedimentaria y el PBO, cuya formación se da durante el Holoceno Medio. Los sedimentos constan de depósitos aluviales ocurridos entre la fase final del PSR (4,250 cal. AP) y el comienzo del PBO (4,090 cal. AP), este último un suelo policíclico constituido por horizontes Ah con poca acumulación de materia orgánica y separados entre sí por capas de arena y limo predominantemente (Cruz-y-Cruz et al., 2015). El PBO presenta además una estructura en bloques subangulares pequeños, intemperismo y carbonatación, todos ellos en formas muy incipientes. Si bien, de acuerdo con el contenido de isótopos estables de carbono parece haber una ligera variación hacia condiciones de mayor aridez respecto al Pleistoceno Terminal y pese a que la acción de los factores formadores es muy similar, el escaso desarrollo del PBO tiene su explicación en los breves periodos de estabilidad geomorfológica ocurrida durante esta etapa. Al respecto es posible suponer que estos episodios de acreción intermitente se encuentren vinculados con el aumento de humedad tras el Altitermal, una época caracterizada por el aumento de la temperatura y la disminución en la precipitación que va del 7,000 al 4,500 AP (Cruz-y-Cruz et al., 2015).

La formación de la superficie holocénica así como su cronología han sido abordadas con mayor detalle por Copeland et al. (2012). Conforme a sus resultados se plantean siete niveles estratigráficos, de los cuales uno guarda correlación con la fase pleistocénica del PSR y los restantes seis con la fase final del PSR, la unidad sedimentaria y el PBO, correspondientes al Holoceno Medio. Las características de dichos niveles estratigráfico-sedimentarios y su correspondencia con las unidades paleopedológicas se describen a continuación:

- **Unidad A.** Se encuentra expuesta únicamente a lo largo del canal del Río Boquillas, tiene una edad superior a los 44,000 años AP, de color rojizo, contiene restos fósiles de mamíferos y conchas. El ambiente de formación corresponde a pantanos o humedales asociados a depósitos aluviales, sobre los cuales se desarrolló un paleosuelo rojo, espeso, con acumulación de nódulos de carbonato que separa a ésta unidad de la sobreyacente unidad B, indicando una fase de estabilidad de más 30,000 años. La mayor parte del PSR se encuentra dentro de este nivel con una edad de más de 14,000 hasta los 4,250 años AP.
- **Unidad B₀.** Aflora exclusivamente en el área de Dos Pisos al sureste del abanico, consta de capas entrecruzadas de arena y limo con arcillas. Su edad va del 4,690 al 4,350 AP. El inicio de este nivel estratigráfico corresponde con la fase final del PSR en el 4,250 AP.
- **Unidad B₁/B₂.** Aunque se encuentra en gran parte del sitio su mayor presencia se da en la zona de Dos Pisos. B₁ y B₂ son litológicamente similares pero en algunas zonas se

presentan separadas por alguna discontinuidad mientras que en otras están completamente amalgamadas. Consta de depósitos fluviales de limo, algunos de los cuales se encuentran dispuestos en capas mientras que otros ya están bioturbados. La unidad data del 4,350 al 4,160 AP. Junto con B₀ parecen indicar un ambiente con ausencia de cuerpos de agua permanentes pero donde el suelo conserva suficiente humedad debido quizá al cercano nivel freático. Corresponde con el final del PSR y la parte inferior de la unidad sedimentaria.

- **Unidad B₃**. Aparece como una franja blanca bien expuesta en todo el sitio, con un espesor menor a los 150 cm, es la más arenosa y laminada de toda la unidad B. Contiene restos culturales como líticos, cerámica y un entierro. Data del 3,770 al 3,110 AP. Su ambiente se relaciona con cuerpos de agua permanente de los que se desconoce si son de origen natural o antrópico. Aunque poseen una edad posterior a la formación de los horizontes orgánicos del PBO en el 4,090 AP, Cruz-y-Cruz et al. (2014) lo correlacionan con los horizontes C del perfil Hornos 2 del PBO.
- **Unidad B₄**. Ampliamente expuesta por todo el sitio; posee un contacto basal muy irregular sugiriendo una marcada topografía en la superficie de la unidad B₃, la cual puede estar asociada a canales naturales o de riego y restos de hornos enterrados. Consiste de materiales limosos sobre los cuales se desarrolló un paleosuelo pardo oscuro como el PBO. La formación de esta unidad se encuentra entre los 3,140 y 3,080 años AP; esta edad más temprana que la del PBO puede deberse a que los depósitos fluviales a partir de los cuales fue formado podrían estar heredando una señal de materiales más antiguos. La parte inferior de esta unidad se encuentra relacionada con cuerpos de agua permanente. Cruz-y-Cruz et al. (2014), la asocian a los horizontes A del perfil Hornos 2 del PBO.
- **Unidad B₅**. Es una unidad discontinua, expuesta en la mayor parte del sitio y altamente perturbada; tiene espesores variables y en algunos sitios llega a desaparecer, ocasionando que la unidad C repose directamente en B₄; su límite inferior es irregular y a menudo se adentra en B₄ a diferentes profundidades. Es la capa que contiene la mayor cantidad de restos culturales, entre ellos un sistema de canales para riego; se le conoce como Horizonte Cultural Principal. Su edad va del 2,230 a 1,580 años AP. El ambiente es un humedal de origen antrópico. Esta unidad se relaciona con el sedimento que sobreyace al PBO en los perfiles Hornos 2 y Canal 2.
- **Unidad C**. Presente en todo el sitio, tiene espesores variables y frecuentemente contiene sedimentos retrabajados. Los depósitos se encuentran dispuestos en capas de arena y

limo. Contiene pocos restos arqueológicos, a menudo retrabajados. Su edad va del 1,010 al 400 AP. Carece de bioturbación, sugiriendo escasa cobertura vegetal. Se correlaciona con el sedimento superior del perfil Canal 2.

La correspondencia entre los niveles estratigráficos de Copeland et al. (2012) y la secuencia cronológica de los paleosuelos (Cruz-y-Cruz et al., 2014) se muestra en la **Figura 6**.

Finalmente desde el punto de vista geomorfológico Schott (2017) plantea que el sitio de estudio se trata de una llanura de inundación más que de un abanico aluvial, pues a pesar de su forma semicónica y ubicación en el frente de montaña de la Sierra Boquillas, éste no presenta el típico sistema de canales distributivos formado tras abandonar la zona de montaña y distribuir los sedimentos en forma radial, en su lugar, el sistema de canales presentes en la actualidad confluyen en el Río Boquillas aguas abajo. Por otra parte, la escasa pendiente de la planicie y los sedimentos de grano fino que la constituyen corresponden con depósitos de desbordamiento, que de acuerdo con la autora sería el tipo de proceso sedimentario dominante en La Playa como lo demuestra la escasa variación granulométrica a lo largo del sitio.

Según se explica, las llanuras de inundación se pueden formar tanto por acreción lateral, debido a la migración horizontal del canal, como por acreción vertical, a casusa de depósitos de desbordamiento; cuando este último estilo sedimentario domina sobre el primero es a causa de la existencia de un canal relativamente estable, como es el caso del Río Boquillas durante gran parte del Holoceno. El resultado de este modo de acreción vertical se aprecia en los múltiples episodios de deposición con intervalos de moderada estabilidad y carencia de materiales gruesos.

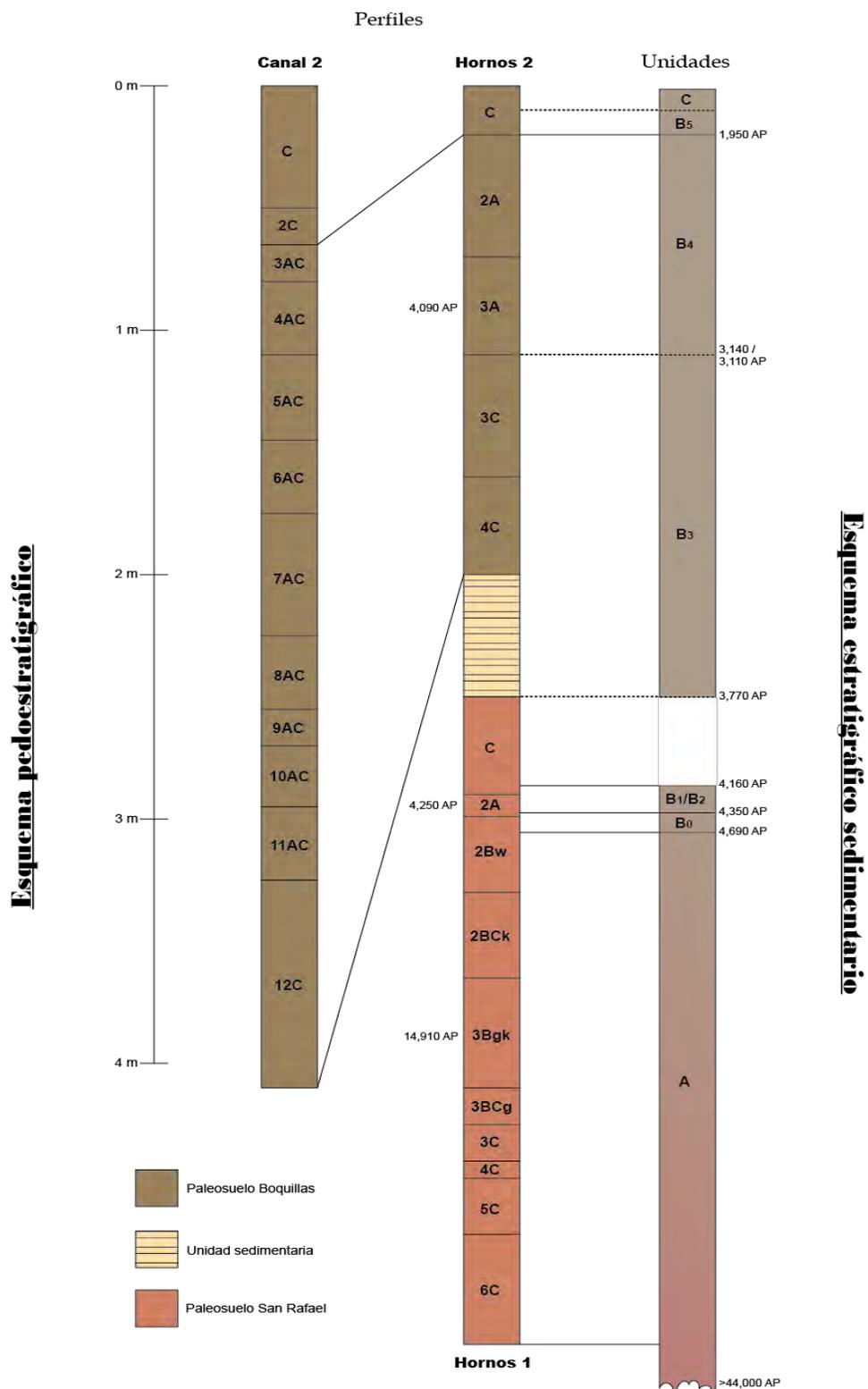


Figura 6. Relación entre el esquema paleopedológico de Cruz-y-Cruz (2014) e Ibarra (2017), y el esquema sedimentario de Copeland et al. (2012). La columna central es una composición entre los perfiles de suelo Hornos 1 y Hornos 2, a los que se les ha añadido una sección central que representa los depósitos aluviales que separa al PSR del PBO. Estos depósitos son de espesor variable, poco afectados por la pedogénesis y por lo tanto conservan muy bien sus rasgos sedimentarios; en el presente trabajo se les engloba dentro del nombre “Unidad sedimentaria”.

3. Materiales y Métodos

La metodología ha consistido de tres fases diferentes: trabajo de campo, laboratorio y gabinete.

Durante el trabajo de campo se analizaron y describieron a detalle dos secciones pedosedimentarias cuyas características se complementaron con las observaciones realizadas en otros siete perfiles, de los cuales sólo se registraron algunos rasgos sobresalientes ya que, en general, poseen características similares. También se recolectaron muestras generales y bloques inalterados para laminación. Las secciones incluían al Paleosuelo San Rafael (PSR), a un estrato sedimentario (sedimento) y al Paleosuelo Boquillas (PBO).

Durante la fase de laboratorio se realizaron dos actividades principales, en primer lugar la elaboración de pruebas de textura por el método de pipeta a partir de las muestras generales y, en segundo término, la observación y el registro de las características micromorfológicas de 36 láminas delgadas.

En la fase de gabinete se incluye la elaboración y el análisis morfométrico de la cuenca de alimentación, la elaboración del mapa geomorfológico del abanico aluvial y la revisión bibliográfica de documentos referentes al área de estudio, la variación ambiental en el desierto de Sonora y otros enfocados en la formación de abanicos aluviales en zonas áridas.

A continuación se detallan los pasos seguidos en la metodología.

3.1 Trabajo de campo

El abanico aluvial de La Playa consta de sectores con diferentes grados de conservación de las unidades pedosedimentarias. En este sentido, la selección del sitio de muestreo consideró un área estratégica donde las tres unidades estudiadas (PSR, sedimento y PBO) estuvieran presentes y que al mismo tiempo fuera posible describirlas y tomar muestras de ellas. El área seleccionada fue la zona conocida como Hornos Alineados (**Figura 7**), ubicada en la parte media-proximal del abanico, caracterizada por la presencia de cortes erosivos que forman pedestales, en muchos de los cuales se aprecia la secuencia pedoestratigráfica completa y en otros tantos, generalmente los más distales, constan de PSR en la base y sedimento holocénico en la parte superior.

Debido a que las características morfológicas de estos paleosuelos ya han sido ampliamente analizadas en otros trabajos (Cruz-y-Cruz et al., 2014), la descripción se centró en aquellas propiedades que brindarían mayor idea sobre la dinámica geomorfológica del abanico aluvial. Las

propiedades analizadas incluyen: color, textura, estructura, límite, presencia de carbonatos y la asignación de un horizonte de diagnóstico con base a los criterios de la WRB 2014 (FAO, 2015), comparados con las descripciones de Cruz-y-Cruz et al. (2014); además para los depósitos sedimentarios se consideraron otros aspectos como la presencia de laminaciones, el tipo de material y su grado de redondez.

Parte de la presente investigación consiste en afinar la cronología del abanico aluvial y conocer la variación espacial de las diferentes paleosuperficies, en este sentido, con el propósito de enriquecer el trabajo de campo se han tomado en cuenta las características de otros perfiles previamente analizados o que forman parte de una investigación que se encuentra en proceso (comunicación personal G. Ibarra). La localización de estos perfiles junto con los del actual proyecto se muestra en la figura siguiente.

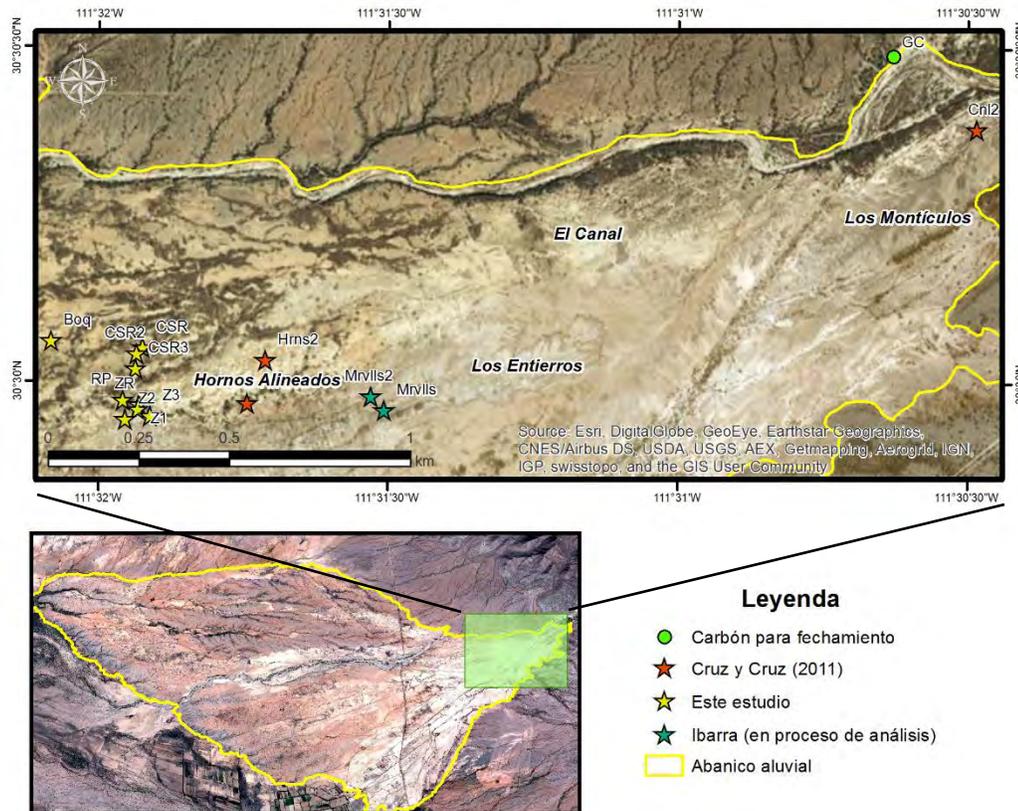


Figura 7. Área de muestreo y distribución de los perfiles analizados. Fuentes: Imágenes satelitales tomadas de Google Earth® y ArcGIS 10.2®.

La relación de las secciones pedoestratigráficas consideradas se presenta en la **Tabla 1**, en la que se muestran las unidades que contiene cada una. Estas unidades se muestrearon para los análisis de laboratorio, fechamientos y realización de láminas delgadas con bloque inalterados.

Perfiles		Unidades pedosedimentarias					Fechamientos
Clave	Nombre	Sedi.	PSR	Sedi.	PBO	Sedi.	
Boq	Boquillas			X	X	X	
CSR	Contacto San Rafael		X	X	X		
CSR2	Contacto San Rafael 2				X	X	
CSR3	Contacto San Rafael 3	X	X	X			
GC	Gran Cañón						X
RP	Riachuelo Pájaros			X			
Z1	Zanja 1		X	X			X
Z2	Zanja 2		X	X			
Z3	Zanja 3		X	X			
ZR	Zanja Río		X	X			
Mrvlls	Maravillas		X	X	X	X	X
Mrvlls2	Maravillas 2		X	X			X
Cnl2	Canal 2				X		
Hrns1	Hornos 1		X				X
Hrns2	Hornos 2				X		X

Tabla 1. Relación de perfiles analizados, las unidades pedoestratigráficas y fechamientos que contienen.

3.2 Trabajo de laboratorio

3.2.1 Textura

La prueba de textura tiene como finalidad cuantificar las partículas fundamentales presentes en el suelo: arenas, limos y arcillas. La combinación de dichas proporciones en una muestra da como resultado una clase textural con la cual es posible hacer inferencias sobre las características del suelo como el tamaño los poros, la formación de estructura, el movimiento y la capacidad de retención de agua en el perfil, la capacidad de aireación o la facilidad de manejo para el cultivo, entre otras (Flores-Delgado y Alcalá-Martínez, 2010). En los depósitos de abanicos aluviales se puede relacionar con el nivel de energía del transporte y la determinación de los estilos sedimentarios.

El tamaño de las partículas se clasifica de acuerdo a una escala logarítmica base 2 con límites entre 0.002 y 2 mm de diámetro. La fracción más pequeña corresponde a las arcillas, cuyos diámetros son menores a 0.002 mm; le siguen los limos, con un rango de 0.002 a 0.05 mm; y por último, la fracción más grande correspondiente a las arenas con valores de 0.05 hasta 2 mm.

El método empleado para la determinación de las clases texturales de las muestras recabadas fue el de la pipeta, el cual cuantifica las fracciones del suelo en forma gravimétrica y se fundamenta en la Ley de Stokes, que describe la velocidad de sedimentación de cuerpos sólidos en un fluido viscoso y se expresa de la siguiente manera:

$$v = \frac{d^2 g (\rho_p - \rho_f)}{18\eta}$$

Donde:

- v = velocidad sedimentación (cm/s).
- d = diámetro de las partículas (cm).
- g = aceleración de la gravedad (cm/s²).
- ρ_p = densidad de las partículas sólidas (g/cm³).
- ρ_f = densidad del fluido (g/cm³).
- η = viscosidad del fluido (P).

Las pruebas de textura se realizaron en el Laboratorio de Paleosuelos del Instituto de Geología, UNAM. El tratamiento previo consistió en el secado de las muestras y su posterior tamizado en una malla con aberturas de 2 mm. Posteriormente se pesaron 20 g de cada muestra y se les agregó hexametáfosfato de sodio como dispersante. Las mezclas se colocaron en frascos de plástico, sellados cuidadosamente y puestos a agitar durante 24 horas.

Al día siguiente se hizo pasar la solución por un tamiz con malla de 53 μ m de abertura colocado sobre un vaso de precipitado para recoger el sobrante; las arenas que quedaron en el tamiz fueron lavadas repetidas ocasiones con la ayuda de un agitador y agua destilada hasta que esta saliera sin turbiedad. A continuación, las arenas se colocaron en capsulas de porcelana, puestas a secar en una estufa a 105 °C y finalmente pesadas.

Para cuantificar las arcillas los sobrantes se vertieron en probetas de 1,000 cm³, completando la solución hasta la marca con agua destilada, posteriormente se agitaron durante un minuto y se dejaron reposar cubiertas por una funda oscura durante tres horas y 55 minutos. Tras este tiempo se introdujo una pipeta de 25 ml a una profundidad de 10 cm, extrayendo parte de la suspensión

y traspasándola a una charola de aluminio pesada con anterioridad; el contenido se secó a 105 °C en la estufa y por último se pesó.

Una vez obtenidos el peso de las arenas y las arcillas, el contenido de los limos se calculó a partir de la diferencia entre el peso total de la muestra y el de las arenas y arcillas. Con los resultados obtenidos se le asignó una clase textural a cada muestra.

3.2.2 Micromorfología

La micromorfología es una técnica que emplea láminas delgadas de suelo o sedimento para observar en el microscopio aquellos rasgos relacionados con los procesos que intervienen en su formación. En este sentido, es necesario tener en cuenta que mientras los suelos constituyen registros con elementos superpuestos, producto de las variaciones ambientales in situ a lo largo del tiempo (similar a un palimpsesto), los sedimentos son producto de eventos diferenciados (como las páginas de un libro), vinculados con una dinámica regional más que local (Targulian y Goryachkin, 2004).

Las láminas delgadas empleadas fueron producidas a partir de los bloques inalterados extraídos durante el trabajo de campo. Su preparación se realizó en el Taller de Laminación de Paleosuelos en el Instituto de Geología, UNAM. El procedimiento que se siguió constó de varias fases que se describen a continuación:

- Secado. Los bloques se colocaron sobre una superficie firme en un lugar bien ventilado durante un par días; posteriormente se llevaron al horno durante 24 horas a 60 °C para eliminar la humedad residual.
- Impregnación. El material empleado para endurecer los bloques fue una mezcla de resina poliéster cristal preparada y monómero de estireno, a la que se añadió peróxido de metil etil cetona k-2000 y el promotor NCV-3 como catalizadores. Una vez preparada la mezcla, se cubrieron los bloques con ella y se introdujeron en una cámara de vacío a una presión de 20 atmosferas durante 15 minutos, para asegurar el relleno del espacio poroso. A continuación se dejaron reposar a la sombra durante unos días y, después, se expusieron al sol hasta endurecer.
- Corte. Los bloques impregnados y endurecidos se cortaron en una maquina Target Saws con disco con polvo de diamante. El corte con la cara de interés se aplanó con lijas de distinto tamaño de grano (120, 220, 360 y 600) hasta conseguir una superficie recta y pulida, sobre la cual se montó un portaobjetos (Lauka de 76x52 mm y espesor de 1-1.2 mm), previamente esmerilado, utilizando resina especial que seca al entrar en contacto con radiación UV. El bloque montado se cortó nuevamente, pero en esta ocasión en la

microcortadora Behuler con disco con polvo de diamante, hasta conseguir un espesor aproximado de 30 μm .

- Laminado. Los portaobjetos con las muestras de suelo y/o sedimento se desbastaron progresivamente con polvos abrasivos (600 y 1000) hasta lograr ver en el microscopio los colores de interferencia adecuados, tras de lo cual se les dio un acabado final con alúmina en un paño. Por último las muestras se protegieron con un cubreobjetos.

Las láminas delgadas se observaron en el microscopio petrográfico Olympus América, empleando luz transmitida y reflejada. Los rasgos pedogenéticos y sedimentarios que se buscaron identificar fueron: intemperismo (figuras de ataque en los minerales, halos de intemperismo, lixiviación); acumulación de materia orgánica (restos de tejidos); óxido-reducción (manchas, nódulos y concreciones de hierro y manganeso); carbonatación (carbonatos de calcio secundarios); cutanes de arcilla o Mn; tipo de matriz (clastosoportada o matrizsoportada); laminaciones, grado de clasificación, redondeo de los minerales, entre otros.

3.2.3 Fechamientos

Las muestras para fechamiento consistieron en carbonatos de calcio del horizonte BCk y materia orgánica del horizonte A extraídos del perfil Zanja I, y un fragmento de carbón proveniente del ápice del abanico, del punto conocido como Gran Cañón. Debido a la composición de las muestras, la técnica de datación empleada fue por radiocarbono mediante espectrometría por acelerador de masas, la cual se basa en el conteo directo de la concentración de ^{14}C en una muestra. Los fechamientos se realizaron en los laboratorios International Chemical Analysis Inc., ubicados en Miami, Florida.

El ^{14}C es un isótopo inestable asimilado en primera instancia por las plantas a través de la fotosíntesis y, posteriormente, por los animales al alimentarse de ellas. Mientras vive, el ^{14}C en un organismo se encuentra en equilibrio con el de la atmósfera; al momento de su muerte el isótopo comienza su disminución a la mitad cada $5,568 \pm 30$ años, valor conocido como vida media (Libby et al., 1949); después de diez vidas medias, es decir, de un periodo de 50,000 a 60,000 años, la técnica alcanza su límite y se deben considerar otras opciones de datación. Al comparar la concentración del ^{14}C en una muestra con sus niveles actuales de actividad y considerando el tiempo de vida media, se puede conocer la fecha de muerte de un organismo o, en el presente caso, la fecha última de pedogénesis.

La incorporación del carbono al suelo ocurre a través de la respiración de los organismos y de la mezcla de los restos de plantas y animales con la fracción mineral. El CO₂ presente en el espacio poroso reacciona con el agua y forma ácido carbónico, llevando a la disolución de iones de calcio de minerales primarios como los feldespatos (Cabadas-Báez et al., 2016) en forma de bicarbonato y precipitando como carbonatos de calcio en los horizontes profundos. Por otro lado, los residuos orgánicos en el suelo se degradan hacia componentes cada vez más simples, parte de los cuales se mineralizan y pierden rápidamente, y algunos más estables permanecen indefinidamente en forma de humus, la sustancia responsable de la coloración oscura del suelo.

3.3 Análisis morfométrico

Los procesos sedimentarios en los abanicos aluviales se encuentran vinculados con las características geométricas de su cuenca de alimentación, las cuales pueden ser estimadas de manera indirecta por medio de tecnologías de información espacial. En este sentido, la morfometría, es decir, el conjunto de procedimientos matemáticos para la medición de las geoformas y su clasificación, establece una serie de indicadores para cuantificar la relación entre las dimensiones topográficas de una cuenca con la actividad fluvial que ocurre en ella (Quiroga et al., 2014).

El análisis morfométrico de la cuenca del Río Boquillas, el canal alimentador del abanico aluvial de La Playa, consistió en el cálculo de indicadores a partir de parámetros (valores absolutos) extraídos del Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 del INEGI, un modelo digital del terreno que cuenta con una resolución espacial de 15 m y procesado en la plataforma ArcGIS 10.2. Los parámetros e indicadores morfométricos empleados se agruparon en categorías que se condensan en la **Tabla 2**.

Categoría	Parámetro	Indicador
Forma y tamaño de la cuenca	Área (A).	Coeficiente de compacidad (Gravelius, 1914). $Kc = 0.282 \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right)$
	Perímetro (P).	
Relieve	Longitud de la cuenca (Lc).	Razón de relieve (Schumm, 1956). $Rr = \frac{D}{Lc}$
	Altura máxima (H).	
	Altura mínima (h).	
Topología y longitud de los cauces	Desnivel absoluto (D).	Tiempo de concentración de Pizarro (en Fuentes-Junco, 2004). $Tc = 13.548 \left(\frac{L^2}{D} \right)^{0.77}$
	Pendientes de la cuenca.	
	Pendiente del cauce principal.	
Intensidad fluvial	Orden de la cuenca (Strahler, 1964).	Razón de bifurcación (Horton, 1945). $Rb = \frac{Nu}{Nu + 1}$
	Nº de cauces de orden u (Nu).	
Intensidad fluvial	Longitud del curso principal (L).	Densidad de drenaje (Horton, 1932). $Dd = \frac{Lt^*}{A}$ *Lt = longitud total de cursos. Coeficiente de torrencialidad (en Quiroga et al., 2014). $Ct = Dd \left(\frac{N1^*}{A} \right)$ *N1 = número de cauces de orden 1.

Tabla 2. Relación de parámetros e indicadores empleados.

3.3.1 Forma y tamaño

El tamaño se encuentra dado por el área y está relacionado con la capacidad de la cuenca para transferir o almacenar sedimentos y con el volumen de agua que puede captar. Por otra parte, la forma indica la facilidad que tiene la cuenca para concentrar la escorrentía y producir caudales que rápidamente podrían convertirse en crecidas, en otras palabras, cuencas de igual área pero de formas diferentes generan descargas diferentes; el indicador que se empleó para determinar la forma fue el coeficiente de compacidad (Kc).

Kc , también conocido como índice de Gravelius, relaciona el perímetro de la cuenca con el perímetro de un círculo de la misma área que la cuenca. Su fórmula es:

$$Kc = 0.282 \left(\frac{P}{\sqrt{A}} \right)$$

Donde:

- Kc = coeficiente de compacidad.
- P = perímetro de la cuenca (km).
- A = área de la cuenca (km²).

K_c es adimensional y sus coeficientes siempre serán mayores a 1, ya que este valor indica una cuenca hipotética perfectamente circular; cuando el resultado es igual a 1.128 la forma es cuadrada, y puede llegar a 3 en el caso de aquellas muy alargadas (Díaz-Delgado et al., 1999). Por lo tanto, el grado de aproximación a la unidad indica mayor circularidad y con ello una fuerte tendencia a concentrar grandes volúmenes de escurrimiento (Fuentes-Junco, 2004); a la inversa, mientras más alejado de 1 más alargamiento y mayor dificultad para formar un caudal.

3.3.2 Relieve

El relieve, entendido como relieve relativo, hace referencia a la altura que tiene la superficie terrestre en diferentes puntos de su espacio. Se relaciona con la pendiente y por lo tanto con la intensidad de los eventos que se generan en la cuenca; junto a la litología determinan el estilo sedimentario dominante en el abanico: procesos gravitacionales o procesos fluviales. Los atributos analizados en este caso fueron: *pendiente de la cuenca*, *pendiente del cauce principal*, *tiempo de concentración* y *razón de relieve*.

La *pendiente de la cuenca* se encuentra fuertemente vinculada con el movimiento del agua ya sea por filtración, escurrimiento superficial, humedad del suelo y la contribución del agua subterránea al flujo de los cauces (Díaz-Delgado et al., 1999; Campos-Aranda, 1992). Las inclinaciones obtenidas para la cuenca del Río Boquillas se agruparon de acuerdo a la clasificación de Priego et al. (2008) para complejos de colinas residuales en valles, escala 1:250,000. Las clases se muestran en la **Tabla 3**.

Tipo de terreno	Pendiente (°)
Fuertemente inclinado	10-30
Medianamente inclinado	5-10
Ligeramente inclinado	3-5
Muy ligeramente inclinado	>3

Tabla 3. Clasificación de pendientes. Priego et al. (2008).

La *pendiente del cauce principal* se define como el desnivel entre los puntos de mayor y menor altitud de la corriente principal, relacionado con la longitud de la misma. Se calcula de la siguiente manera:

$$S = \left(\frac{H}{L} \right) * 100$$

Donde:

- S = pendiente del cauce (%).

- H = desnivel entre los extremos del cauce (m).
- L = longitud del cauce (m).

Fuentes-Junco (2004) clasifica la pendiente de los cauces en las categorías señaladas en la **Tabla 4**:

Clases	Pendiente (%)
Suave	0.01 – 0.05
Moderada	0.06 – 0.11
Fuerte	0.11 – 0.17

Tabla 4. Clasificación de pendientes para cauces. Fuentes (2004).

La *razón de relieve* establece la relación entre el desnivel y la longitud máxima de la cuenca. Se vincula con la pérdida anual de sedimento indicando, de esta manera, la capacidad erosiva de la cuenca. Su fórmula es:

$$Rr = \frac{D}{Lc}$$

Donde:

- Rr = razón de relieve.
- D = desnivel de la cuenca (m).
- Lc = longitud máxima de la cuenca (m).

El *tiempo de concentración* mide el tiempo transcurrido entre el momento que una gota de agua de lluvia cae en la parte más alejada de la cuenca hasta la desembocadura de la misma (Salas-Aguilar et al., 2011). También puede entenderse como lapso entre el final de la lluvia y el momento en que el escurrimiento superficial se detiene (Fuentes-Junco, 2004). El indicador que se empleó fue el de Pizarro, que se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$Tc = 13.548 \left(\frac{L^2}{H} \right)^{0.77}$$

Donde:

- Tc = tiempo de concentración (min).
- L = longitud del cauce principal (m).
- H = desnivel entre los extremos del cauce (m).

La clasificación de los tiempos de concentración de Fuentes-Junco (2004) se en la **Tabla 5**:

Clases	Tc (min)
Rápido	0 – 41.6
Moderado	41.7 – 83.2
Lento	83.3 – 125.1

Tabla 5. Clasificación de los tiempos de concentración (Tc). Fuentes-Junco (2004).

3.3.3 Topología y longitud de cauces

Quiroga et al., (2014) consideran a la topología como la base del análisis cuantitativo de las cuencas de drenaje. Mediante él se establece un orden jerárquico para las corrientes fluviales que existen en un aparente caos dentro de la cuenca, pero en realidad su número, tamaño relativo y distribución espacial reflejan un diseño óptimo para la escorrentía y la erosión del basamento que la conforma (Quijano-Cossio, 2014). Los atributos de topología y longitud que se consideraron fueron el *orden de la cuenca* y la *razón de bifurcación*.

Existen diferentes métodos para establecer el *orden de la cuenca*, el primero de ellos fue el creado por Horton (1945), a su vez modificado por Strahler (1964). Es el sistema más empleado por su sencillez y universalidad; consiste en la agregación de corrientes, considerando a las de primer orden como aquellas situadas en la cabecera y que carecen de tributarios, la unión de dos corrientes de primer orden forman una de segundo orden que al encontrarse con otra de su misma jerarquía dará lugar a una de tercero y así en los sucesivos (**Figura 8**). En otras palabras, la intercepción de dos órdenes iguales da lugar al orden inmediato superior.

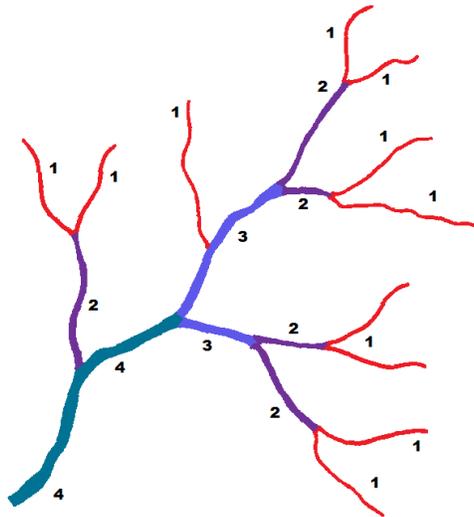


Figura 8. Sistema de clasificación de corrientes Horton-Strahler. Fuente: rpgmaps.profantasy.com

La *razón de bifurcación* (Horton, 1945) es la relación del número de cauces de un orden dado entre el número de cauces del orden inmediatamente superior. Se expresa de la siguiente forma:

$$Rb = \frac{Nu}{Nu + 1}$$

Donde:

- Rb = razón de bifurcación.
- Nu = número de cauces de un orden dado.
- $Nu + 1$ = número de cauces del orden inmediatamente superior.

Romero-Díaz y López-Bermúdez (1987) señalan que valores de Rb cercanos a 2 corresponden a cuencas de poco relieve, mientras que aquellos entre 3 y 5 definen a cuencas de montaña donde la forma del drenaje se encuentra poco afectada por la estructura geológica y la composición litológica es homogénea; los valores superiores a 5 y sobre todo aquellos que superan a 10 pertenecen a cuencas fuertemente condicionadas por sus características estructurales. Rb también se relaciona con la forma de la cuenca, valores bajos suelen corresponder a cuencas redondeadas, en tanto que aquellas más alargadas y estrechas se vinculan a valores más altos.

3.3.4 Intensidad fluvial

La *densidad de drenaje* (Horton, 1932) se define como la longitud total de las corrientes por unidad de área. Para Fuentes-Junco (2004) la densidad de drenaje refleja los controles topográficos, litológicos, pedológicos y vegetacionales en la dinámica hidrológica de cuenca; también señala que, de manera general, a mayor Dd la estructuración de la red fluvial y el potencial de erosión también son mayores. Este indicador también puede entenderse como una medida la respuesta de la cuenca ante una tormenta, por la relación entre el escurrimiento y la infiltración, lo cual quiere decir que a mayor Dd , más dominante es el escurrimiento en el cauce respecto al de la ladera y menor el tiempo de respuesta de la cuenca (Félix-Salas, 2009).

Para calcular la densidad de drenaje se emplea la siguiente ecuación:

$$Dd = \frac{Lt}{A}$$

Donde:

- Dd = densidad de drenaje (km/km²).
- Lt = longitud total de los cauces (km).

- A = unidad de área (km^2).

La Dd se clasifica en las siguientes categorías:

Clases	Dd (km/km^2)
Baja	0.1 – 1.8
Moderada	1.9 – 3.6
Alta	3.7 – 5.6

Tabla 6. Clasificación de la densidad de drenaje (Dd). Fuentes-Junco (2004).

El *coeficiente de torrencialidad* es el producto de la densidad de drenaje por el número de cauces de primer orden, en relación con la superficie. Esta medida es una aproximación al estudio de máximas de crecida, de manera general, señala que la torrencialidad en una cuenca será mayor cuanto más grande sea la cantidad de corrientes de orden 1 y la superficie más pequeña (Romero-Díaz y López-Bermúdez, 1987; Quijano-Cossio, 2014). La ecuación del coeficiente de torrencialidad es:

$$Ct = Dd \left(\frac{N1}{A} \right)$$

Donde:

- Ct = coeficiente de torrencialidad.
- Dd = densidad de drenaje (km/km^2).
- $N1$ = número de corrientes de orden 1.
- A = unidad de área (km^2).

3.4 Geomorfología del abanico aluvial

Las formas terrestres son el resultado del balance entre procesos constructivos y destructivos a lo largo del tiempo. De acuerdo con Blair & McPhearson (1994) los abanicos aluviales consisten de una *forma compuesta* (la típica forma de abanico vista en planta) integrada por el conjunto de procesos primarios y secundarios descritos en el marco teórico, incluso otros relacionados con ambientes externos, que ocurren dentro del abanico y a los que se les denomina *formas constitutivas*. La delimitación de las geoformas del abanico aluvial de La Playa se realizó en el software SIG ArcGIS 10.2 con base en imágenes satelitales extraídas de GoogleEarth®. Debido a lo plano del terreno, la topografía no fue el principal aspecto para reconocer las formas constitutivas del abanico aluvial. En cambio, atributos como el color y la textura de las superficies, el patrón de drenaje, la distribución de la vegetación y los límites entre los elementos de la imagen fueron los criterios que se tomaron en cuenta para delinear los rasgos del relieve más sobresalientes. Las unidades geomorfológicas delimitadas se corroboraron con observaciones de campo.

4. Resultados

4.1 Descripción de perfiles de campo

Las descripciones llevadas a cabo toman en consideración propiedades del suelo más que sedimentarias, con excepción de aquellos casos en donde el material parental se vio poco afectado por el avance del intemperismo permitiendo reconocer las características del depósito original, en esos casos se describieron rasgos sedimentarios. De manera general, se identificaron tres paleosuperficies que se distinguen entre sí por presentar diferentes grados de desarrollo pedogenético, producto de la dinámica del abanico aluvial desde finales del Pleistoceno. El paleosuelo San Rafael (PSR) representa la superficie más antigua (Cruz-y-Cruz, 2011); sobreyaciendo, una secuencia sedimentaria y el paleosuelo más joven, denominado Boquillas (PBO).

Los perfiles considerados y sus características se enumeran en las siguientes páginas.

Perfil: Boquillas (**Tabla 7**).

Clave: Boq.

Ubicación: 111°32'4.89" O, 30°30'3.6" N.

Descripción: Perfil muestreado en la cara lateral de un pedestal, de 140 cm profundidad, se compone de dos paquetes sedimentarios separados por uno de PBO. El sedimento superior (0 – 53 cm) consiste de arena fina estratificada, color pardo rojizo y un contacto erosivo en la parte inferior. Subyaciendo a esta unidad se encuentra el PBO (53 – 120 cm) compuesto de dos horizontes A (A1 y A2), color pardo grisáceo y estructura subangular que rompe en granular; A1 contiene fragmentos de cerámica y líticos, además de conchas de caracol a 67 cm de profundidad; A2 posee una coloración y estructura ligeramente más desarrollada. El sedimento inferior (120 – 140 cm) consta de arenas con laminación cruzada de bajo ángulo.

Perfil: Boquillas			
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción	
Sedimento	0 – 53	Color pardo rojizo, arena fina con estratificación, contacto erosivo inferior.	
A1	53 – 72	Pardo grisáceo, estructura subangular que rompe en granular, fragmentos de cerámica y líticos. Caracoles a los 67 cm.	
A2	72 – 120	Similar al anterior pero con mayor estructura y coloración más oscura.	
Sedimento	120 – 140	Arenoso. Laminación con estructuras de bajo ángulo.	

Tabla 7. Perfil Boquillas

Perfil: Contacto San Rafael (Tabla 8).

Clave: CSR.

Ubicación: 111°31'55.39" O, 30°30'2.96" N.

Descripción: Perfil de 185 cm de profundidad, correspondiente al corte natural de un pedestal. Muestra una secuencia estratigráfica PBO-Sedimento-PSR. El PBO (0 – 90 cm) se compone de dos ciclos pedogenéticos: el superior con los horizontes A/AC, y el inferior con los horizontes 2AC/2C/2C2; de manera general presenta una coloración pardo claro, textura areno limosa, estructura en bloques subangulares, bioturbación y carbonatos de calcio en los poros. En el centro del perfil, el sedimento (90 – 110 cm) muestra evidencias de erosión horizontal e incorpora restos de un horizonte B con manchones rojos. En la base del perfil, el PSR también contiene dos ciclos pedogenéticos: el superior con un horizonte 3BC, y el inferior con horizontes 4Bw/4BC/4BCk; de manera general tiene una coloración rojiza, estructura masiva que rompe a granular en los horizontes centrales y en bloques subangulares en la parte inferior, cuenta con líticos de pequeños a grandes; los horizontes 3BC y 4Bw son rojizos con procesos de óxido reducción; el horizonte más profundo 4BCk se caracteriza por poseer carbonato identificado por su fuerte reacción al HCl, pero también visibles a nivel macroscópico.

Perfil: Contacto San Rafael		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
A	0 – 15	Estructura en bloques subangulares que tiende a granular, pardo claro, poros vermiculares, textura areno limosa, poros rellenos de carbonatos, raíces finas.
AC	15 – 25	Bloques subangulares con una ligera tendencia a angular, poros vermiculares, pardo claro, ligeramente más claro que el superior.
2AC	25 – 35	Poros vermiculares más grandes que los de los superiores (medianos), estructura en bloques subangulares y angulares, poros rellenos con carbonatos, mejor estructura que los superiores, pequeños fragmentos rojos (posiblemente óxidos de hierro).
2C	35 – 64	Poros vesiculares y tubulares medianos, presencia de carbonatos. A los 64 cm se encuentra material rojo retrabajado, aquí empieza la parte sedimentaria con fragmentos de suelo rojo.
2C2	64 – 90	Estructura masiva, bioporos medianos y grandes, recubrimientos rojizos que asemejan cutanes, presencia de carbonatos.
Sedimento	90 – 110	Evidencia de retrabajo de un horizonte B (manchones rojos, erosión horizontal).
3BC transportado	110 – 120	Suelo rojo con presencia de manchones oscuros, carbonatos y líticos (pocos) medianos y grandes. El límite inferior es claro.
4Bw	120 – 140	Estructura masiva, manchas de óxido reducción, aparecen más líticos. Paquete sedimentario de suelo rojo, estructura granular, suelo de retrabajo.
4BC	140 – 155	Más masivo y arenoso, pardo claro, granos de gravas redondeados, cámaras de insectos rellenas de coprolitos.
4Bck	155 – 185	Color rojo, estructura en bloques subangulares y granular, pequeñas concreciones de carbonatos, presencia de pequeños líticos.



Tabla 8. Perfil CSR.

Perfil: Contacto San Rafael 2 (**Tabla 9**).

Clave: CSR2.

Ubicación: 111°31'56.03" O, 30°30'2.44" N.

Descripción: Perfil de 110 cm de profundidad, compuesto de la secuencia Sedimento-PBO. Este perfil es interesante porque es de los pocos sitios en donde se aprecia los horizontes superficiales. El sedimento (1 – 46 cm) es de color pardo amarillento con un límite inferior abrupto y plano. E PBO (46 – 110 cm) tiene horizontes A/AC; A se encuentra subyaciendo al sedimento y posee una coloración parda grisácea más oscura que AC, debido a la acumulación de materia orgánica.

Perfil: Contacto San Rafael 2		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Sedimento	0 – 46	Pardo amarillento, contacto inferior abrupto y plano.
A	46 – 70	Pardo grisáceo, acumulación de materia orgánica, estructura en bloques subangulares
AC	70 – 110	Pardo claro, más arenoso que el horizonte superior, estructura incipiente con agregados en bloques subangulares pequeños.



Tabla 9. Perfil CSR2.

Perfil: Contacto San Rafael 3 (Tabla 10).

Clave: CSR3.

Ubicación: 111°31'56.13" O, 30°30'1.07" N.

Descripción: Perfil localizado en la margen de un río, de 100 cm de profundidad. La secuencia estratigráfica incluye Sedimento-PSR-Sedimento. El sedimento superior (0 – 28 cm) consta de tres capas: la primera (0 – 14 cm) es un depósito de materiales sin alguna estructura sedimentaria particular, en la segunda (14 – 20 cm) se aprecia estratificación cruzada y la tercera (20 – 28 cm) se compone de grava. El PSR (28 – 55 cm) es pardo rojizo con poca estructura, que cuenta además con presencia de carbonatos calcio. El sedimento inferior (55 – 100 cm) es sedimento sin estructura.

Perfil: Contacto San Rafael 3			
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción	
Sedimento	0 – 14	Perfil localizado al lado del río, sobre un paquete sedimentario con una importante cantidad de grava.	0 cm
Estratificación cruzada	14 – 20		14 cm
Grava	20 – 28		20 cm
Suelo rojo	28 – 55	El PSR es una redepositación de suelo rojo, tiene presencia de carbonatos, no muestra mucha estructura.	28 cm
Sedimento	50 – 100		55 cm
			100 cm

Tabla 10. Perfil CSR3.

Perfil: Riachuelo Pájaros (**Tabla 11**).

Clave: RP.

Ubicación: 111°31'57.80" O, 30°29'57.98" N.

Descripción: Perfil de 170 cm de profundidad muestreado en la orilla de un río, está compuesto exclusivamente de material aluvial y se divide en tres estratos diferentes: el estrato superior (0 – 73 cm) consta de pulsos sedimentarios de arena estratificada horizontalmente; en la parte media del perfil el estrato se compone de arenas y limos ligeramente edafizados, con bloques subangulares que rompen en granulares, presenta algunas concreciones de carbonato de calcio a partir de los 80 cm y madrigueras rellenas con suelo rojo; el estrato inferior (110 – 170 cm) es un aluvión sin estructura. Todo el perfil reacciona al ácido clorhídrico.

Perfil: Riachuelo Pájaros		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Pulsos sedimentarios	0 – 73	Arena dispuesta en forma de tablas horizontales. Se ubica en lugar del suelo rojo.
Capa de carbonatos	73 – 110	Poco edafizado, con bloques subangulares que rompen en granulares, limo arenoso. Contiene algunas concreciones de carbonato de calcio y madrigueras rellenas de PSR.
Sedimento	110 – 170	Aluvión.
Nota: todo el perfil reacciona con ácido clorhídrico.		



Tabla 11. Perfil RP.

Perfil: Zanja 1 (Tabla 12).

Clave: Z1.

Ubicación: 111°31'55.89" O, 30°29'57.40" N.

Descripción: Perfil muestreado en un pedestal de 110 cm de profundidad. Se compone de una unidad sedimentaria y PSR. El sedimento (0 – 16 cm) es material fino dispuesto en forma de láminas que corresponden a una barra de arena. El PSR contiene un ciclo pedogenético interrumpido por la redepositación de suelo rojo, este pedosedimento (16 – 20 cm) es un material friable con poca compactación, tiene una estructura subangular en bloques, textura limosa y raíces finas; el suelo inferior lo integran los horizontes Ah1/Ah2/Bw1/Bw2/Bck, su coloración es rojiza con un tono más oscuro en los horizontes superiores debido a la acumulación de materia orgánica mientras que en la parte inferior aparecen manchas blancas debido a la presencia de concreciones de carbonato de calcio, la textura es limo arenosa con algunas gravillas finas en los horizontes Bw, tiene estructura en bloques subangulares y presencia de raíces finas en casi todo el perfil.

Perfil: Zanja 1			
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción	
Sedimento	0 – 16	Material fino laminado, corresponde a una barra de arena.	
Pedosedimento	16 – 20	Redepositación de suelo rojo, estructura en bloques subangulares que rompe en bloques subangulares, friable, poca compactación, presencia de raíces finas, de textura limosa.	
Ah1 4,729 – 4,526 cal. AP	20 – 44	Coloración oscura (aunque más clara que el superior), estructura granular que rompe en bloques subangulares, poroso, raíces finas, textura limo arenosa, poco edafizado.	
Ah2	44 – 57	Color más oscuro que el inferior, estructura en bloques subangulares que rompe en bloques subangulares pequeños, fragmentos de pequeñas gravas, poros finos, textura limo arenosa, matriz roja, compacto.	
Bw1	57 – 77	Estructura en bloques subangulares, matriz roja, poros finos, presencia de grava finas, compacto.	
Bw2	77 – 90	Presencia de carbonatos vermiculares y en pequeñas concreciones, estructura en bloques subangulares, poca densidad, poroso, compacto.	
Bck 6,936 – 6,659 cal. AP	90 – 110	Carbonatos en forma de manchones y en la matriz.	

Tabla 12. Perfil Z1.

Perfil: Zanja 2 (Tabla 13).

Clave: Z2.

Ubicación: 111°31'57.19" O, 30°29'56.55" N.

Descripción: Perfil descrito en un pedestal de 75 cm de profundidad. Se compone de sedimento y PSR. El sedimento se divide en tres estratos: en la parte superior (0 – 46 cm) el depósito tiene estratificación cruzada, en el centro (46 – 50 cm) el material consiste de arenas gruesas, mientras que la parte inferior es limosa (50 – 52 cm). El PSR está integrado por una capa de pedosedimento (52 – 62 cm) y un horizonte Bw (62 – 75 cm), ambos con propiedades similares a los encontrados en Zanja 1.

Perfil: Zanja 2		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Sedimento	0 – 46	Arenoso con estratificación cruzada.
Sedimento	46 – 50	Arenas gruesas.
Sedimento	50 – 52	Limo color claro, laminado.
Pedosedimento	52 – 62	Redeposición de suelo rojo, estructura en bloques subangulares que rompe en bloques subangulares, friable, poca compactación, presencia de raíces finas, de textura limosa.
Bw	62 – 75	Estructura en bloques subangulares, matriz roja, poros finos, presencia de gravillas finas, compacto.



Tabla 13. Perfil Z2.

Perfil: Zanja 3 (Tabla 14).

Clave: Z3.

Ubicación: 111°31'54.64" O, 30°29'56.82" N.

Descripción: Perfil de 80 cm de profundidad, muestreado en la cara de un pedestal. Se compone de sedimento y PSR. La unidad sedimentaria cuenta con una secuencia de barras de arena y estratificación cruzada (0 – 49 cm), y una capa de estratificación cruzada ondulosa al final de la secuencia. Los horizontes que componen el PSR son el Bw (49 – 62 cm) y el Bk (62 – 80 cm), este último análogo del Bck de Z1.

Perfil: Zanja 3		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Sedimento	0 – 20	Barra de arena / Estratificación cruzada / Barra de arena
Sedimento	20 – 49	Sedimento fino probablemente de origen eólico con estratificación cruzada ondulada.
Bw	49 – 62	Presencia de carbonatos vermiculares y en pequeñas concreciones, estructura en bloques subangulares, poca densidad, poroso, compacto.
Bk	62 – 80	Carbonatos en forma de manchones y en la matriz.
Ya no se encuentra los horizontes Ah ni el Bw1 en su lugar se haya el paquete sedimentario desde la barra de arena hasta la estratificación cruzada ondulada.		



Tabla 14. Perfil Z3.

Perfil: Zanja Río (Tabla 15).

Clave: ZR.

Ubicación: 111°31'55.78" O, 30°29'57.86" N.

Descripción: Perfil de 80 cm profundidad ubicado en un pedestal. Consta de una secuencia sedimento-PSR, el límite que separa ambas unidades es claro e inclinado, con la porción sedimentaria ubicada en la parte superior derecha del perfil y el PSR en el lado inferior izquierdo. Los sedimentos se encuentran dispuestos en láminas horizontales. El PSR corresponde a un horizonte Bk con concreciones de carbonato de calcio, aunque en general todo el perfil reacciona al ácido clorhídrico.

Perfil: Zanja Río		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Laminaciones fluviales	0 – 60	Reacción al HCl, el límite es abrupto y corta en diagonal al horizonte Bk.
Bk		Presencia de pequeñas concreciones de carbonatos. Hay reacción al HCl en la matriz.



Tabla 15. Perfil ZR.

Perfil: Maravillas (Comunicación personal con G. Ibarra) (**Tabla 16**).

Clave: Mrvlls.

Ubicación: 111°31'30.41" O, 30°29'57.44" N.

Descripción: Perfil descrito en el corte de un montículo de 366 cm de profundidad. Contiene las tres unidades estratigráficas: PBO-Sedimento-PSR. El PBO (0 – 130 cm) se encuentra compuesto por un estrado de pedosedimento, subyacente por la secuencia de horizontes 2Ap/3Ap/3C; de manera general el PBO es un material friable con texturas limo arenosas, estructura incipiente en bloques subangulares en la parte superior y sin estructura en la parte inferior, tiene un color pardo ligeramente más oscurecido en los horizontes A, muestra signos de bioturbación (raíces finas y bioporos) y conserva restos de un horno la parte superior. En el sedimento (130 – 299 cm) se identificaron cinco estratos, el mayor de ellos ubicado en la parte superior (130 – 243 cm) corresponde a una barra central; los depósitos subyacentes son facies de barras de arena, de canal (gravas y gravilla) y de planicies de inundación (limo y arena fina), dispuestos en laminaciones paralelas y onduladas, y algunos pocos en forma de cola de caballo. En el PSR (299 – 366 cm) se identifican cuatro ciclos pedogenéticos divididos en los horizontes 4AC/4C/5C/6BC/7A/7Bw, en general es un suelo rojizo, con enriquecimiento de materia orgánica en la parte superior y signos de intemperismo en la inferior (textura franco arenosa y formación de estructura en bloques angulares), tiene presencia de carbonatos de calcio (en poros y concreciones) en casi todo el perfil, cuenta con manchas rojas de óxido de hierro en 6BC y laminaciones en 4C.

Perfil: Maravillas		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Pedosedimento	0 – 24	Pardo claro, poca estructura, bloques subangulares que rompen a granulares, restos de horno (alineamiento de rocas).
2Ap	24 – 70	Pardo rojizo claro, raíces finas, poros vesiculares pequeños y tubulares medianos, bioturbación, abundante presencia de carbonatos rellenando los poros, pequeños fragmentos de roca redondeados, límite inferior gradual, cambio muy homogéneo.
3Ap	70 – 110	Ligeramente más oscuro que el horizonte superior, más duro, friable, poros biogénicos, bloques angulares, fragmentos de carbón.
3C	110 – 130	Más arenoso que el superior.
Sedimento	130 – 243	Barra central
Sedimento	243 – 246	Planicie de inundación
Sedimento	246 – 258	Barra de arena
Sedimento	258 – 273	Facies de canal
Sedimento	273 – 299	Planicie de inundación
4AC 4,729 – 4,420 cal. AP	299 – 306	Pardo caro, con raíces finas y carbonatos en los poros de las mismas, estructura granular.
4C	306 – 310	Pardo claro, limoso, presencia de carbonato recubriendo los poros las raíces, conserva la orientación de las laminaciones.
5C	310 – 320	Pardo rojizo oscuro, estructura angular que rompe en subangular, limoso, con carbonatos en los poros, raíces finas y presencia de costras de desecación.
6BC	320 – 335	Pardo rojizo, estructura en bloques angulares que rompen en agregados subangulares, textura limosa, presencia carbonatos en forma de pequeñas concreciones y rellenando poros.
7A	335 – 340	Rojizo claro, estructura en bloques subangulares, textura franco arenosa, pocos poros pequeños.
7Bw	340 – 366	Rojizo, estructura angular, textura franco arenosa, duro, pequeñas concreciones de carbonato.

Tabla 16. Perfil Mrvlls.

Perfil: Maravillas 2 (Comunicación personal con G. Ibarra) (**Tabla 17**).

Clave: Mrvlls2.

Ubicación: 111°31'31.77" O, 30°29'58.67" N.

Descripción: Perfil de 201 cm de profundidad, ubicado en el margen de un río. Contiene un estrato sedimentario y PSR con dos ciclos pedogenéticos. En el estrato sedimentario se reconocen dos capas: la superior (0 – 55 cm) con arenas sin estructura y; la inferior (55 – 70 cm) compuesta de un pedosedimento pardo grisáceo, limo arenoso y con contenido de carbones. Por su parte los ciclos pedogenéticos del PSR presentan una secuencia de horizontes 1Bw/1Bk/1C/2AB/2Bk/2BC/2C; el suelo superior (70 – 115 cm) es de un color rojizo más oscuro que el resto del perfil, con texturas arcillo arenosa y franco arenosa, estructura en bloques angulares y subangulares de pequeños a medianos, en general es un suelo duro y compacto, con excepción de C que es más friable, también contiene carbonatos vermiculares en Bk y C; el suelo inferior (115 – 201 cm) tiene una coloración pardo rojiza más clara con estructura en bloques angulares y subangulares, destaca la actividad orgánica en 2AB con canales tubulares grandes y material biogénico, y por otra parte, el contenido de carbonatos de calcio en forma de rizo concreciones (2AB) y concreciones suaves redondeadas en 2Bk; 2BC y 2C son más bien arenosos y masivos, aunque 2BC presenta una incipiente formación de estructura en bloques subangulares. En casi todo el perfil se observa la presencia de raíces finas.

Perfil: Maravillas 2		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
Sedimento	0 – 55	-
Pedosedimento	55 – 70	Capa superior con carbones, pardo grisáceo claro, poros pequeños vesiculares abundantes, estructura incipiente con agregados subangulares.
Bw	70 – 84	Rojizo oscuro, duro, compacto, poros vesiculares pequeños comunes, arcillo arenoso, agregados subangulares 0.5-2 cm, pocas raíces finas, bioturbación.
Bk	84 – 103	Rojizo claro, franco arenoso, duro, poco friable, agregados angulares 1-4 cm, muchos poros gruesos, carbonatos vermiculares < 2 mm.
C	103 – 115	Pardo claro, bloques angulares \geq 5 cm, blando, arcillo arenoso, poros pequeños y medianos vesiculares, bioturbación, pocos carbonatos vermiculares.
2AB	115 – 125	Pardo claro, canales tubulares grandes, poros tubulares y vesiculares pequeños comunes, microporos vesiculares, raíces, material biogénico, concreciones de carbonatos, rizoconcreciones, bloques subangulares que rompen en agregados granulares
2Bk 19,985 – 12,715 cal. AP	125 – 155	Pardo claro (más que el superior), concentración de carbonatos en concreciones suaves, bloques angulares prismáticos, poros vesiculares pequeños muchos, tubulares medianos pocos, raíces con revestimiento orgánico.
2BC	155 – 174	Pardo claro, estructura subangular, masivo, poros comunes vesiculares pequeños, contacto gradual.
2C	174 – 201	Sedimento arenoso, friable, pardo claro.



Tabla 17. Perfil Mrvlls2.

Perfil: Hornos 1 (Cruz-y-Cruz, 2011) (**Tabla 18**).

Clave: Hrns1.

Ubicación: 111°31'44.6" O, 30°29'58" N.

Descripción: Perfil descrito en un corte de 265 cm de profundidad. Se compone de PSR organizado en una secuencia de horizontes C/2Bw/2Bck/3Bgk/3BCg/3C/4C/5C/6C. Los horizontes C (0 – 40 cm y 190 – 265 cm) son sedimentos de origen fluvial color pardo claro, tanto en la base como en la superficie están formados por material limoso, los restantes por arenas y gravas redondeadas. 2Bw y 2Bck (40 – 115 cm) son de color rojizo, con estructura en bloques subangulares, texturas areno arcillosa y franco limosa, y consistencia dura. 3Bgk, 3BCg y 3C son de color pardo grisáceo, textura franco arcillosa, estructura en bloques bien desarrollados en los dos primeros y consistencia dura; destaca la presencia de rasgos reductomórficos en forma de concreciones de hierro y manganeso. El carbonato de calcio se concentra entre los 80 y los 175 cm.

Perfil: Hornos 2 (Cruz-y-Cruz, 2011) (**Tabla 19**).

Clave: Hrns2.

Ubicación: 111°31'42.7" O, 30°30'1.9" N.

Descripción: Perfil descrito en un pedestal de 200 cm de profundidad. Consta de PBO con una secuencia de horizontes C/2A/3A/3C/4C. Los horizontes C de la superficie y la parte inferior corresponden a sedimentos endurecidos, color pardo claro y textura franca; el sedimento de la capa superior tiene una estructura laminar y reacciona al ácido clorhídrico. Los ciclos pedogenéticos 2A, 3A y 3C son suelos color pardo grisáceo, textura franco limosa, estructura en bloques subangulares y angulares de pequeños a medianos (aunque en 3C son incipientes), los tres horizontes reaccionan al ácido clorhídrico, evidenciando la presencia de carbonatos de calcio.

Perfil: Hornos 1			
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción	
C	0 – 40	Pardo claro, textura limosa, duro, carbonatos vermiculares, contacto claro y plano.	0 cm
2Bw 4,440 – 4,250 cal. AP	40 – 80	Pardo, textura areno arcillosa, estructura en bloques subangulares pequeños, duro, presenta pocas concreciones vermiculares, contacto gradual e irregular.	40 cm
2Bck	80 – 115	Rosa, textura franco limosa, estructura en bloques subangulares gruesos, duro, fuerte reacción al HCl, límite inferior claro e irregular.	80 cm
3Bgk 14,910 – 14,230 cal. AP	115 – 160	Gris rosado, estructura en bloques pequeños, textura franco limosa, duro, con manchas oscuras de manganeso, presencia de carbonato en poros y concreciones, límite gradual e irregular.	115 cm
3BCg	160 – 175	Pardo claro, estructura en bloques grandes, franco limoso, conserva rasgos laminares en algunas partes, duro, con concreciones pequeñas de hierro y manganeso, pocos carbonatos vermiculares, contacto difuso.	160 cm
3C	175 – 190	Pardo claro, textura franco limosa, duro, con muchos carbonatos en la matriz, límite claro y plano.	175 cm
4C	190 – 197	Gravas redondeadas en una matriz de arena fina, con leve reacción al HCl en la matriz, contacto claro y plano.	190 cm
5C	197 – 220	Sedimento arenoso, contacto claro y plano.	197 cm
6C	220 – 265	Sedimento limoso.	220 cm
			265 cm

Tabla 18. Perfil Hrns1.

Perfil: Hornos 2			
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción	
C	0 – 20	Pardo claro, franco arenoso, compacto, duro, reacción fuerte al HCl, presenta laminaciones, fracturado verticalmente, límite claro y plano.	0 cm
2A	20 – 70	Gris rosado, franco limoso, estructura en bloques subangulares pequeños, duro, carbonatos vermiculares finos y abundantes, contacto difuso e irregular.	20 cm
3A 4,090 – 3,880 cal. AP	70 – 110	Gris rosado, franco limoso, estructura en bloques angulares gruesos, duro, carbonatos vermiculares frecuentes, muy poroso, límite difuso e irregular.	70 cm
3C	110 – 160	Pardo claro, muy compacto, franco, estructura incipiente, pocos carbonatos vermiculares, poroso, límite difuso e irregular.	110 cm
4C	160 – 200	Pardo claro, franco limoso, duro, poca reacción al HCl.	160 cm
			200 cm

Tabla 19. Perfil Hrns2.

Perfil: Canal 2 (Cruz-y-Cruz, 2011) (**Tabla 20**).

Clave: Cnl2.

Ubicación: 111°30'29.1" O, 30°30'22.8" N.

Altitud: 524 msnm.

Descripción: Perfil descrito en un corte del terreno situado en el ápice del abanico, cuenta con una profundidad 410 cm. Se trata de un paquete de PBO compuesto por una secuencia de horizontes AC (65 – 325 cm) y limitado por sedimentos en la parte superior y la inferior. El sedimento superior (0 – 65 cm) consta de dos capas de limo endurecido color pardo claro; en la capa superior se observa una disposición laminar, mientras que en la inferior se hayan restos de material quemado color oscuro y carbonatos vermiculares, ambas capas reaccionan al HCl pero la efervescencia es mayor en la inferior. El sedimento inferior (325 – 410 cm) es un material franco arenoso, pardo, sin estructura y con carbonatos de calcio. Los horizontes AC son suelos pardo grisáceos, con texturas predominantemente franco limosas, estructura en bloques subangulares y enriquecidos con materia orgánica; cuenta con una zona en donde se encuentran frecuentemente restos de carbón (110 – 255 cm); el contenido de carbonatos de calcio se observó en tres horizontes dispuestos de manera intercalada (6AC, 8AC Y 10AC).

Perfil: Canal 2		
Horizonte	Profundidad (cm)	Descripción
C	0 – 50	Sedimento limoso, pardo claro, laminado, reacciona al HCl, contacto claro y plano.
2C 2,475 – 2,368 cal. AP	50 – 65	Pardo claro, limoso, duro, abundantes carbonatos vermiculares, presencia de material quemado color oscuro, límite claro y plano.
3AC	65 – 80	Gris claro, franco limoso, estructura en bloques subangulares, contienen materia orgánica, límite difuso e irregular.
4AC	80 – 110	Gris claro, franco arenoso, estructura en bloques subangulares, duro, con materia orgánica, contacto difuso e irregular.
5AC	110 – 145	Gris claro, franco limoso, estructura en bloques subangulares, duro, abundante materia orgánica, presenta fragmentos de carbón, contacto difuso e irregular.
6AC	145 – 175	Gris claro, franco limoso, estructura en bloques subangulares, duro, abundante materia orgánica, con fragmentos de carbón, reacciona al HCl, límite difuso e irregular.
7AC	175 – 225	Gris claro, franco arenoso, estructura en bloques subangulares, duro, poca materia orgánica, restos de carbón, límite difuso e irregular.
8AC	225 – 255	Gris parduzco, franco arcillo limoso, estructura en bloques subangulares, duro, contiene materia orgánica y carbón, reacciona al HCl, contacto difuso e irregular.
9AC	255 – 270	Gris claro, franco limoso, estructura subangular en bloques, duro, con materia orgánica, límite difuso e irregular.
10AC	270 – 295	Gris claro, franco limoso, estructura en bloques subangulares, duro, con materia orgánica, reacciona al HCl, límite difuso e irregular.
11AC	295 – 325	Gris claro, franco limoso, estructura en bloques subangulares, contiene materia orgánica, contacto difuso e irregular.
12C	325 – 410	Sedimento franco arenoso, pardo claro, sin estructura, compacto, duro, reacciona al HCl.

Tabla 20. Perfil Cnl2.

4.2 Textura

Las pruebas de textura fueron realizadas a cinco de los nueve perfiles descritos en campo. Además de los resultados de estos cinco perfiles, en la presente sección se retoman los resultados obtenidos en otros trabajos (Cruz-y-Cruz, 2011; Comunicación personal con G. Ibarra). Para llevar a cabo la interpretación de las clases texturales se ha realizado una correlación entre horizontes similares pertenecientes a la misma paleosuperficie, a fin de encontrar tendencias en el desarrollo de los suelos y la estabilidad del paisaje.

4.2.1 Paleosuperficie San Rafael

La paleosuperficie San Rafael tiene como denominador común la presencia de los horizontes Bw y Bk o BCK. En los perfiles con PSR decapitado, los horizontes Bw suelen presentar las proporciones más altas de arena con valores que oscilan entre el 30% y el 40%, exceptuando el horizonte Bw2 del perfil Z1 en donde alcanza concentraciones de hasta el 75%; aparte del alto porcentaje de arena, también se observa una considerable cantidad de arcilla en un rango de entre 19% y casi el 30%, siendo la excepción nuevamente Z1 con un porcentaje del 17%. En los horizontes subyacentes Bk (para los perfiles Z1 y Z3) y BCK (para Hrns1 y CSR) se aprecia el cambio hacia un mayor contenido de la fracción limo con proporciones que oscilan alrededor del 60%; de manera general las arenas disminuyen en tanto que las arcillas se mantienen relativamente constantes respecto a la arcilla de los horizontes Bw, exceptuando dos casos: 1) el de Hrns1 donde sucede lo contrario, las arenas permanecen constantes y las arcillas disminuyen por debajo del 10%; y 2) el de Mrvlls2 en donde Bw y Bk son muy similares, pero éste último es ligeramente más arenoso que el primero y es en C donde se registra la disminución de arenas y el aumento de limo.

En los perfiles donde se conservan los horizontes orgánicos del PSR, se pueden distinguir dos casos dependiendo de su posición en el abanico:

- a) En la parte media proximal (perfil Mrvlls) el desarrollo de una secuencia policíclica con horizontes que evidencian procesos de corta duración.
- b) Hacia la parte media, la presencia de dos horizontes Ah consecutivos (perfil Z1).

La secuencia del perfil Mrvlls está integrada por los horizontes 4AC/4C/5C, son suelos de textura limosa, con un contenido de arenas inferior al 20% y una proporción de arcillas variable que alcanza su mayor concentración en los horizontes 4AC y 4C con valores cercanos al 30%, mientras que en 5C ronda el 20%. El horizonte 6BC presenta una alta proporción de arenas con valores cercanos al 50%, el contenido de arcillas es poco más del 15% y el resto es limo. Respecto al horizonte AB, este tiene un alto contenido de arena (40%) y arcilla (30%).

Hacia la parte media del abanico, en el perfil Z1, los horizontes Ah1 y Ah2 tienen valores cercanos al 60% de limo, poca arcilla (menos del 15%) y una concentración importante de arena (cercana al 30%).

En algunas ocasiones, subyaciendo a los horizontes Bw y Bk/Bck se encuentran horizontes con rasgos reductomórficos que se observan en Hrns1 y Mrvlls2. El suelo del primer caso se compone de los horizontes 3Bgk/3BCg/3C, son predominantemente limosos (aproximadamente 60% de su composición) y poseen un contenido equilibrado de arenas y limos (alrededor del 20% para cada uno). El segundo caso se compone de los horizontes 2AB/2Bk/2BC/2C en donde se observa una relación inversa entre las arenas y la fracción limo-arcilla, con un aumento de la primera a medida que se desciende en el perfil y viceversa, aumento de la fracción más fina hacia la parte superior. (Ver **Figura 9** y **Figura 10**).

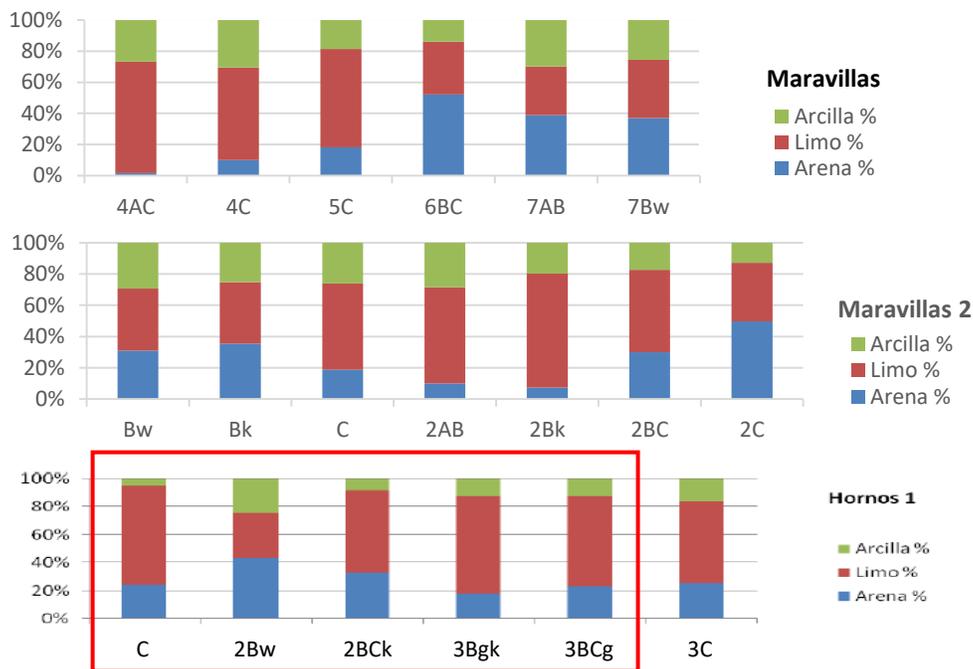


Figura 9. Texturas del PSR en los perfiles Mrvlls, Mrvlls 2 y Hrns1. En la gráfica de Hrns1 se incluye la textura del horizonte C superficial, compuesto de material sedimentario correspondiente a una etapa posterior al desarrollo del PSR. El rectángulo rojo indica los horizontes de interés para el análisis de esta sección. Fuentes: Comunicación personal con G. Ibarra; Cruz-y-Cruz, 2011.

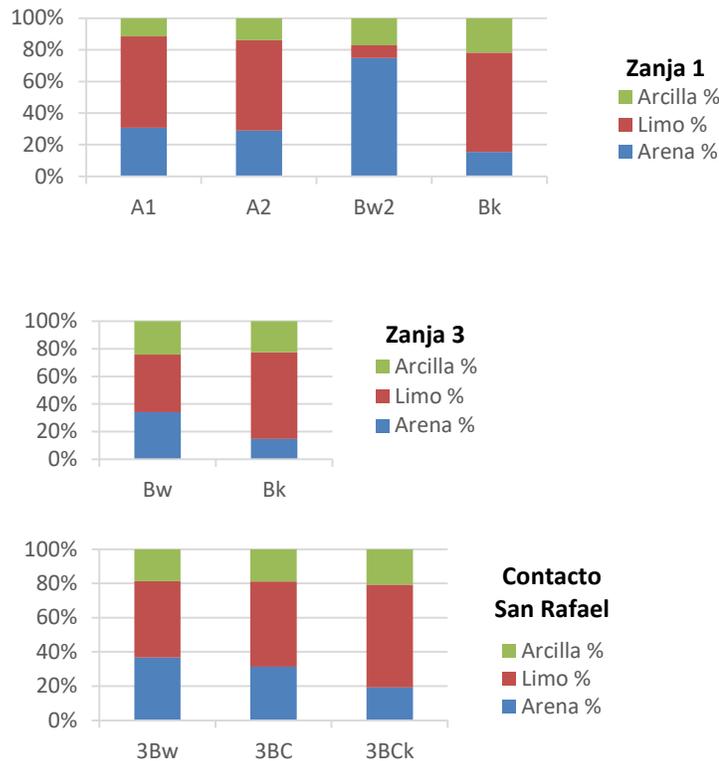


Figura 10. Texturas del PSR en los perfiles Z1, Z3 y CSR.

4.2.2 Paleosuperficie Sedimentaria

La paleosuperficie sedimentaria corresponde a los aluviones, pedosedimentos y horizontes C ubicados entre las superficies compuestas por el PSR y el PBO. De manera general se presentan dos casos, el de aquellos perfiles con sedimentos predominantemente limosos y el de los sedimentos arenosos.

Los sedimentos arenosos (**Figura 11**) corresponden a aquellos perfiles ubicados cerca del ápice (Cnl2) o de ríos antiguos (Mrvlls y CSR3). Particularmente, en el perfil Mrvlls el contenido de arena es variable en cada una de las facies sedimentarias, en este sentido (y excluyendo la facie de planicie de inundación inferior, predominantemente limosa), es posible observar porcentajes que oscilan entre el 40% y el 90%, siendo las barras de arena y central las que tienen el mayor contenido de ésta fracción, seguidas de las facies de canal y por último la facie correspondiente a la planicie de inundación superior. En lo referente al contenido de limo, este es casi inexistente en las barras de arena, mientras que en las facies de canal logra alcanzar un 10%, su contenido se vuelve más importante en la planicie de inundación con cerca del 40%. Semejante al limo, las

arcillas alcanzan su mayor proporción en las facies que no son barras de arena, en todo caso, su contenido es mínimo y sólo en la planicie de inundación superior alcanza poco más del 15%. Las facies muestreadas en el perfil CSR3 corresponden a facies de canal compuestas principalmente por grava. La prueba de textura a la fracción fina de esta facies muestra un alto contenido de arena de hasta el 74%, la porción restante se distribuye de manera más o menos equitativa entre el limo y la arcilla (alrededor del 13% para cada uno).

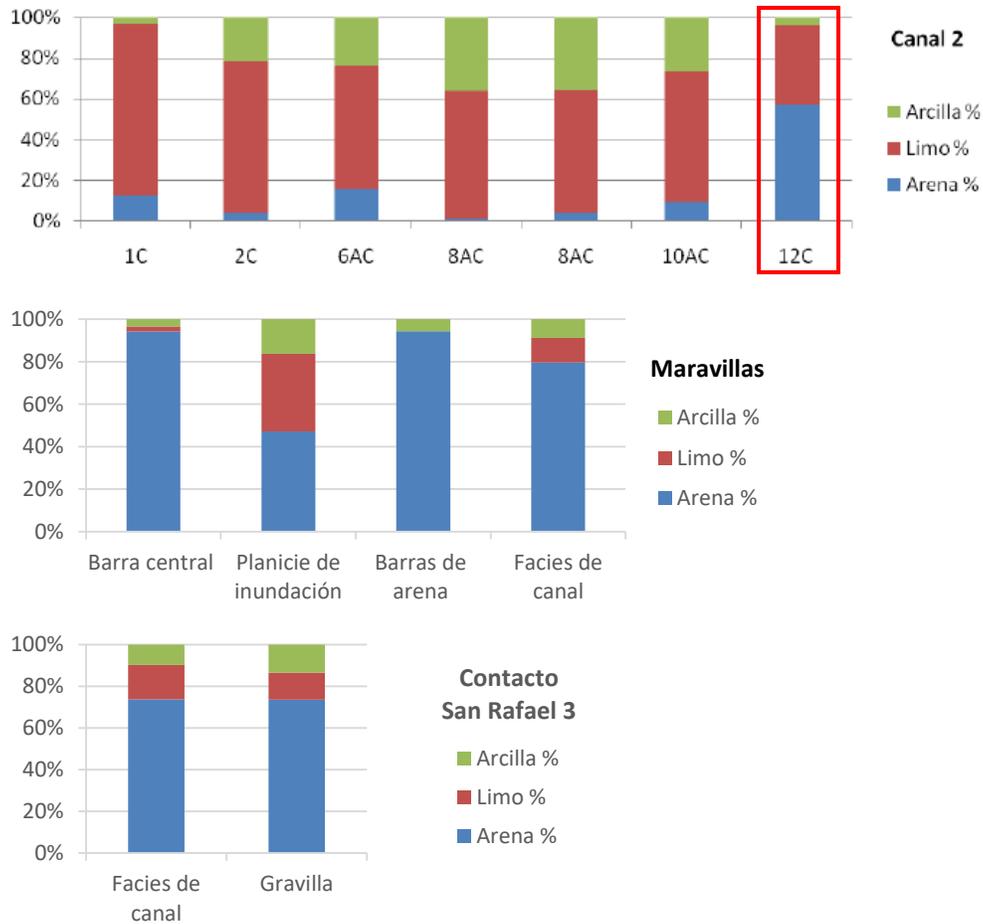


Figura 11. Texturas de la superficie sedimentaria en los perfiles Cnl2, Mrvlls y CSR3. En ellos se observó predominio de la fracción arena. El rectángulo rojo indica el horizonte de interés para esta sección del análisis.

Las texturas predominantemente limosas se encuentran en las proximidades de ríos antiguos (pero no en el ápice) y se describen a continuación:

- a) Pedosedimento. Ubicado en la parte intermedia de CSR y en la parte superior de Hrns1 y Z1, muestra proporciones de limo entre 70 y 80%, le sigue en importancia la arena (25%) y la arcilla con el 5-10% aproximadamente.
- b) La planicie de inundación inferior del perfil Mrvlls ubicada entre el PSR y las facies de canal, presenta un arreglo en láminas delgadas horizontales y se compone de hasta el 75% de limo, aproximadamente 20% de arena y 5% de limo.
- c) La facies “eólica” se ubica en el paquete sedimentario superior del perfil Z3, con laminación cruzada ondulosa, tiene entre 79% y 92% de limo, 7% de arcilla en promedio y arena entre 13% y el 1%.
- d) El horizontes C inferior del PBO en los perfiles Hrns2, Mrvlls y CSR contiene entre el 50% y 60% de limo, el máximo de arcillas llega al 20% y las arenas rondan en torno al 30%.

Las gráficas con los horizontes y sedimentos predominantemente limosos se muestran en la **Figura 12** y la **Figura 13**.

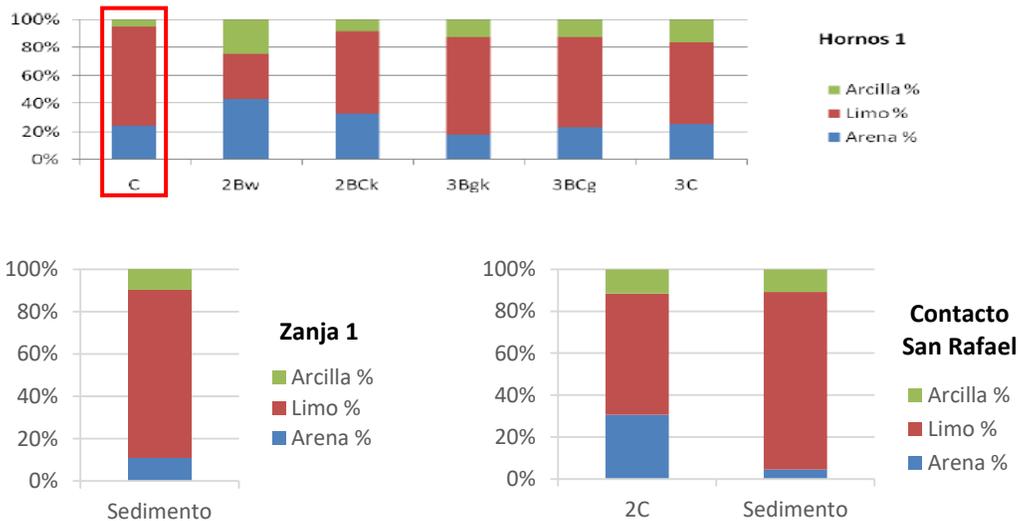


Figura 12. Texturas de la superficie sedimentaria correspondientes a los perfiles Hrns1, Z1 y CSR. En donde se observó predominio de la fracción limo. El rectángulo rojo indica el horizonte de interés para esta sección del análisis.

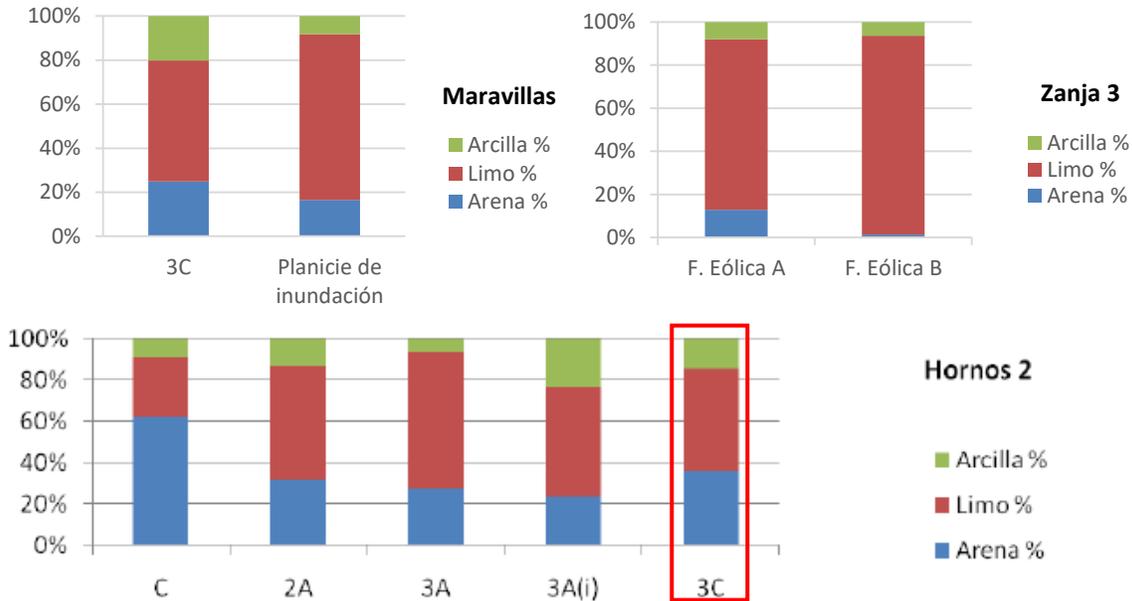


Figura 13. Texturas de la superficie sedimentaria correspondientes a los perfiles Mrvlls, Hrns2 y Z3. En donde se observó predominio de la fracción limo. El rectángulo rojo indica el horizonte de interés para esta sección del análisis.

La paleosuperficie Boquillas se compone de sedimento (presente en la parte superior de algunos perfiles) y PBO. Dentro de éste último es posible distinguir dos clases de desarrollo marcadas por su posición en el paisaje:

- Cerca del ápice los ciclos pedogenéticos son numerosos (hasta ocho en el en perfil Cnl2) y se componen de 60% a 75% de limo, del 20% al 35% de arcilla y cantidades muy bajas de arena (sólo en un horizonte llega a ser aproximadamente del 15%).
- En la parte media distal los perfiles se componen de dos ciclos pedogenéticos integrados por secuencias de horizontes A y AC; son suelos predominantemente limosos (con excepción del horizonte AC de Z3). A pesar de ello, los horizontes A de los perfiles Mrvlls y CSR tienen alto contenido de arcilla, en una proporción de entre 25% y 30%, y la fracción arena es menor al 20%. Avanzando abanico abajo, en los horizontes 2A y 3A de Hrns2, AC y 2AC de CSR y el A de CSR3 el limo se mantiene con valores relativamente semejantes a los de Mrvll, pero se registra un cambio hacia un mayor contenido de arenas.
- En la zona más distal se encuentran horizontes menos intemperizados que corresponden a los horizontes 2BC de CSR y AC de Z3, y se caracterizan por un alto contenido de arena

de entre el 44% y el 53%, seguidos de limo con valores de entre 34% al 42% y arcilla en un porcentaje de hasta el 14%.

La capa superficial que cubre al PBO, prácticamente en todo el abanico, se compone de horizontes C o pedosedimentos. Estos horizontes son limosos. En Hrns2 y CSR2, las texturas son predominantemente arenosas, alrededor del 60%, seguidas de limo con cerca del 30% y arcillas con el 10%.

Las texturas del PBO se muestran en la **Figura 14** y la **Figura 15**.

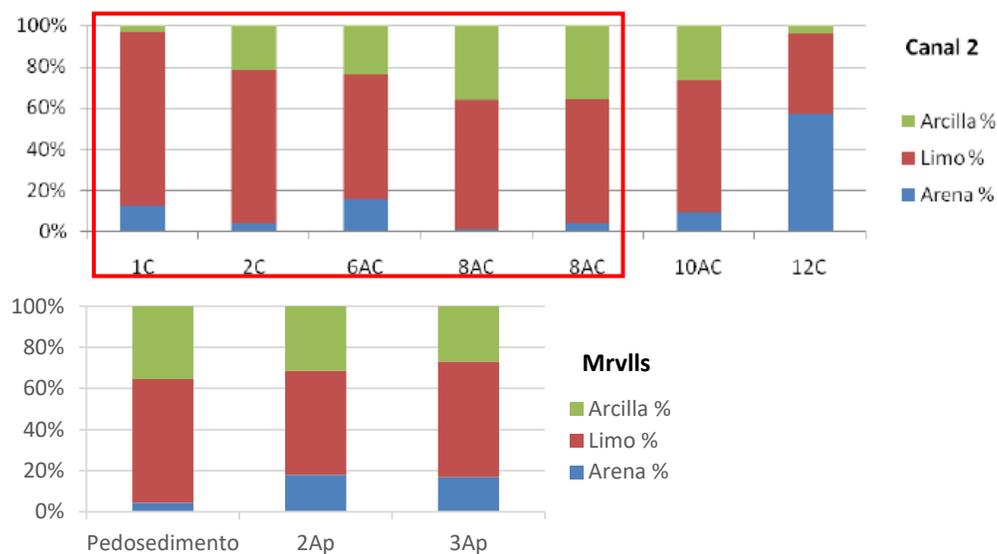


Figura 14. Texturas del PBO en los perfiles Cnl2 y Mrvlls. El rectángulo rojo señala los horizontes considerados en esta sección del análisis.

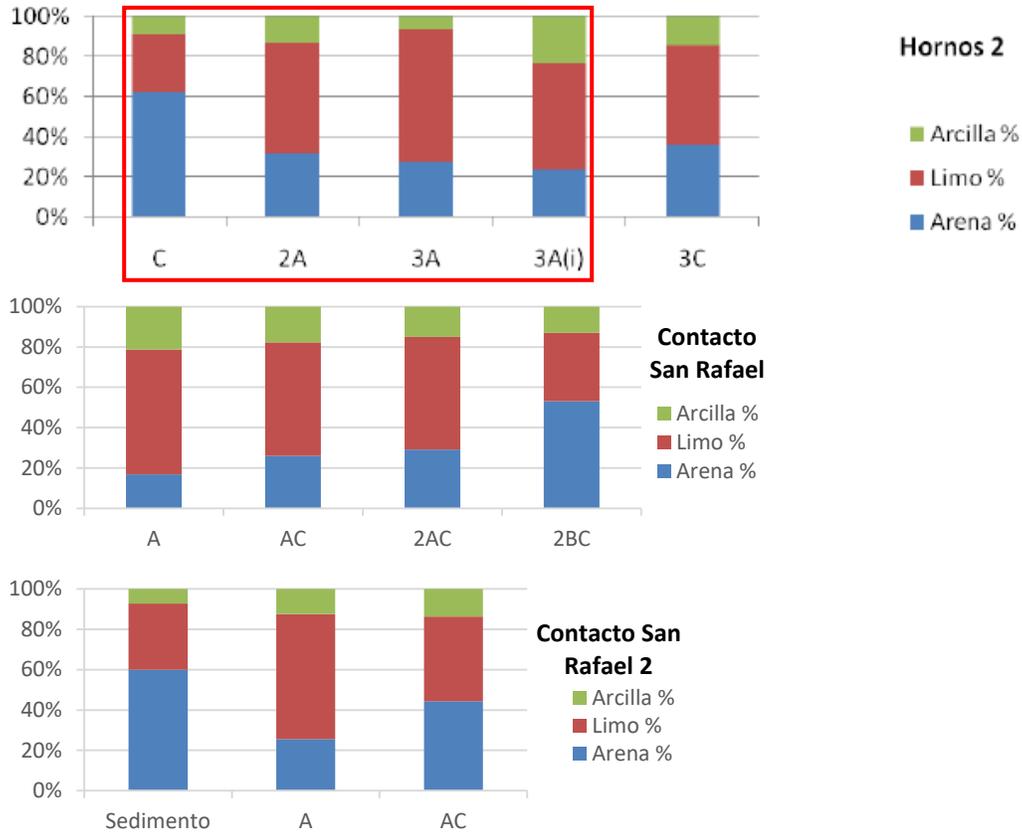


Figura 15. Texturas del PBO en los perfiles Hrns2, CSR y CSR2. El rectángulo rojo indica los horizontes de interés para esta sección del análisis.

4.3 Micromorfología

4.3.1 Paleosuelo San Rafael

De manera general se aprecia un material mezclado (**Figura 16a**), con diferentes tamaños de partícula, e intemperismo moderado reflejado en minerales como la biotita y la moscovita que muestran poca alteración.

En los horizontes Bk y Bck se observa una gran cantidad de carbonatos de calcio micríticos formando zonas oscuras de alta concentración; hay rasgos reductomórficos en formas de drusas de manganeso y nódulos de óxido de hierro (**Figura 16b** y **Figura 16c**).

El horizonte Bw se caracteriza por presentar mayor estructura en bloques subangulares, arcillas iluviadas (**Figura 16d**) en los poros o revistiendo partículas de arena, también cuenta con

carbonatos primarios y secundarios; en las partes distales los cutanes aparecen con rasgos de redepositación.

Donde se conserva el horizonte A se aprecia una coloración más oscura debida al contenido de materia orgánica. Se observan agregados coprogénicos forman una estructura granular, y junto con los canales y la bioturbación debidos a la actividad de los organismos dan lugar a un horizonte muy poroso.

El resto de los horizontes que sobreyacen al horizonte Bw pueden poseer rasgos como los anteriormente mencionados o bien aparecer como una mezcla de material edáfico que conserva parte de sus características originales (como la estructura o los cutanes de iluviación), con material sedimentario que contiene laminaciones y/o fragmentos de costras de desecación.

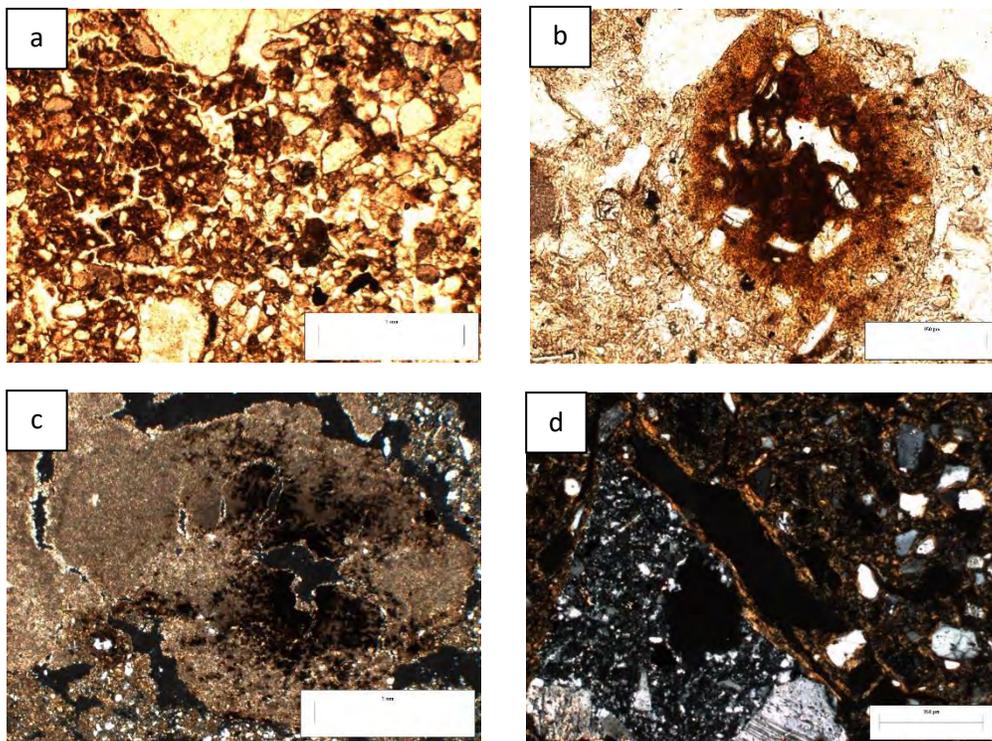


Figura 16. Microfotografías del PSR: **a)** Materiales mezclados; **b)** Nódulo de óxido de hierro; **c)** Drusa de manganeso; **d)** Cutan de arcilla.

4.3.2 Sedimentos

Entre los materiales sedimentarios analizados se pueden apreciar dos clases de depósitos, aquellos con rasgos fluviales y aquellos que no poseen una estructura claramente definida.

Dentro del primer grupo se han podido distinguir facies de canal, barras de arena y sedimentos de planicies de inundación; son materiales bien clasificados, algunos dispuestos en láminas horizontales y otras cruzadas. Mientras que las planicies de inundación se componen de

partículas finas tamaño limo, las restantes facies son más arenosas. El segundo grupo puede tratarse de pedosedimentos o arenas compactas sin laminación y con incorporación de materiales finos.

En general se pueden apreciar actividad orgánica en forma de coprolitos, bioturbación y restos vegetales (**Figura 17a**); hay presencia de granos de mica orientados (**Figura 17b**); presencia de carbonatos de calcio alrededor de los poros y rasgos reductomórficos en forma de láminas de óxido de hierro (**Figura 17c**) y manganeso; en ocasiones suelen presentarse capas subhorizontales (hardground) oscuras probablemente con contenido de materia orgánica, arcilla y óxidos de hierro, son producto procesos superficiales (**Figura 17d**).

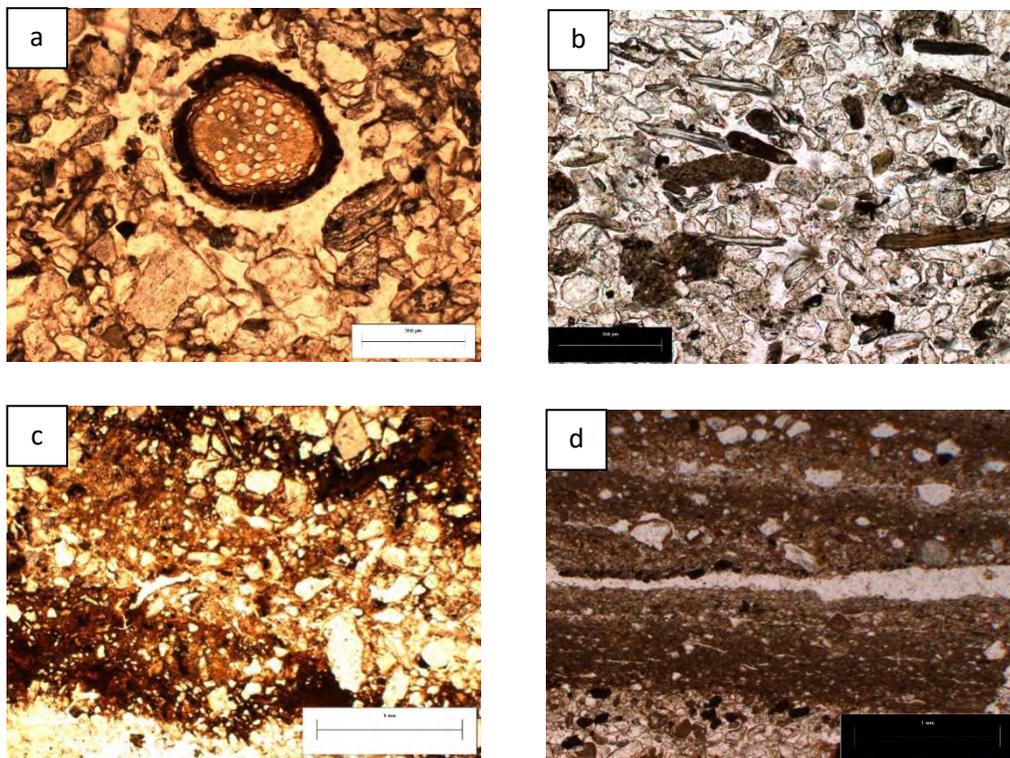


Figura 17. Microfotografías de los sedimentos: **a)** Resto de raíz; **b)** Micas orientadas (Fuente: Comunicación personal con G. Ibarra); **c)** Láminas de óxido de hierro; **d)** Hardground

4.3.3 Paleosuelo Boquillas

Integrado por horizontes A y AC, se compone de materiales finos mal clasificados, posee una coloración oscura debido al contenido de materia orgánica que junto con los restos de coprolitos favorece la formación de una estructura granular muy incipiente (**Figura 18a**), la actividad de los organismos también se refleja en la presencia de canales con “relieve ondulado” que muestra su tránsito a través del suelo; rasgos como la precipitación de carbonatos de calcio y óxidos de hierro

y manganeso también son incipientes; este suelo también puede tener vestigios de material reabajado ya sean sedimentos en forma de inclusiones laminares (**Figura 18b**), costras de desecación o agregados de suelo con contenido de arcillas o hierro. Sobre esta superficie se da la mayor ocupación humana que queda registrada en agrocutanes (**Figura 18c**) y restos de huesos (**Figura 18d**).

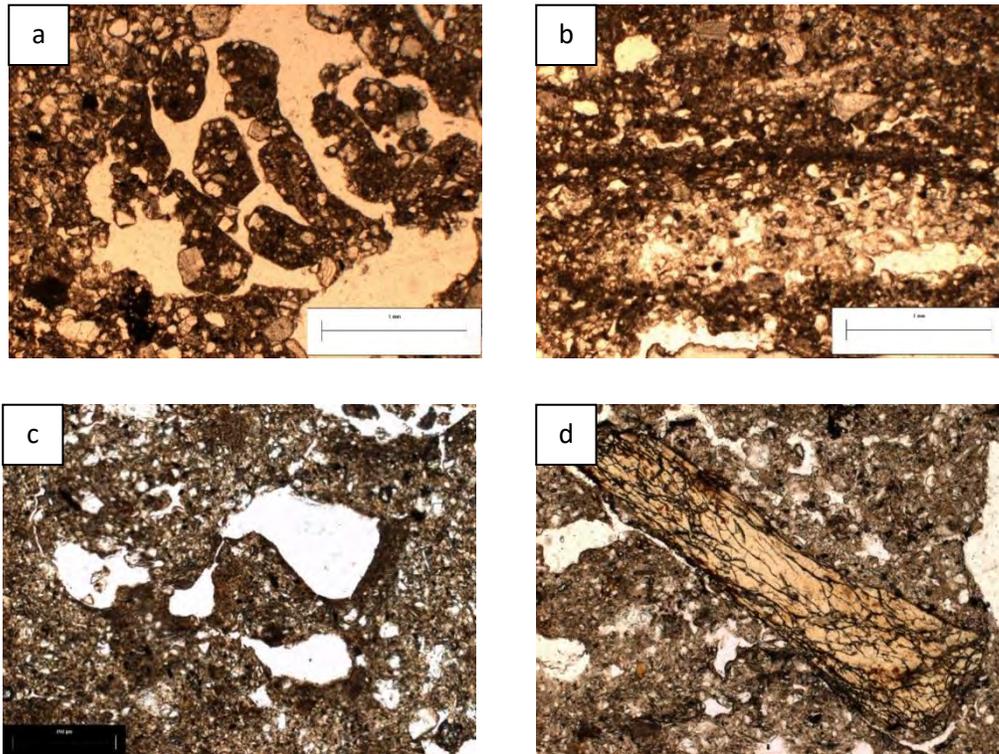


Figura 18. Microfotografías del PBO. **a)** Estructura granular; **b)** Material laminado incorporado; **c)** Agrocutan (Fuente: Comunicación personal con G. Ibarra); **d)** Fragmento de hueso (Fuente: Comunicación personal con G. Ibarra).

4.4 Fechamientos

Los fechamientos obtenidos en el perfil Z1 muestran una edad en los carbonatos del horizonte BCK de 6,936 – 6,659 años Cal. AP, mientras que para la materia orgánica del horizonte Ah se estima entre 4,729 – 4,526 años Cal. AP. Esta última fecha indica el momento del sepultamiento, coincidiendo con la llegada del material aluvial que da origen a la superficie sedimentaria; así pues el desarrollo pedogenético del perfil Z1 se circunscribe en el contexto del PSR, una superficie con edades en el horizonte carbonatado de 14,910 – 14,230 años Cal. AP en Hrn1 y 12,985 – 12,715 años Cal. AP en Mrvlls2, y en la parte superior de 4,729 – 4,420 años Cal. AP en Mrvlls1 (comunicación personal con G. Ibarra). Con base a estas fechas se estima un espesor aproximado de 287 cm para el PSR hacia la parte media proximal del abanico que va disminuyendo abanico abajo, alcanzando un espesor de 95 cm en Z1.

El fragmento de carbón obtenido en la base de un aluvión de más de cinco metros de espesor (punto Gran Cañón) en el ápice del abanico se dató entre 3,925 – 3,631 años Cal. AP, y corresponde a un momento de sedimentación posterior a la fase pedogenética del PBO datada entre 4,090 – 3,880 años Cal. AP (Cruz-y-Cruz, 2011) que encuentra sus análogos en los horizontes C superiores de los perfiles Cnl2 y Hrns2, observándose una disminución en su espesor desde el ápice hacia la parte media con una profundidad de hasta 24 cm en Mrvlls 1.

Entre la fase final del PSR y la del PBO se da un intervalo de 380 años aproximadamente en el que ocurren la agradación del abanico debido a la acumulación de aluviones que alcanzan espesores de entre 40 y 85 cm, conformando así a la unidad sedimentaria. Por encima de los aluviones se da el suelo policíclico Boquillas a partir procesos sedimentarios cada vez más espontáneos, formando una superficie con espesores que alcanzan los 265 cm en Cnl2 hacia la parte del ápice y que disminuyen hacia la porción media en Mrvlls1 donde alcanza los 106 cm.

Los fechamientos empleados se condensan en la **Tabla 21**.

Muestra	Perfil	Material	Edad convencional	Edad calibrada (2 sigma)
BCK	Zanja 1	Concreciones de carbonato de calcio	5,950±60	6,936 – 6,659 Cal. AP
Ah	Zanja 1	Materia orgánica	4,120±40	4,729 – 4,526 años Cal. AP
Aluvión	Gran Cañón	Carbón	3,500±60	3,925 – 3,631 años Cal. AP
4AC	Maravillas 1	Materia orgánica	4,070±70	4,729 – 4,420 Cal. AP
2Bk	Maravillas 2	Concreciones de carbonato de calcio	10,960±60	12,985 – 12,715 Cal. AP
2C	Canal 2	Carbonatos de calcio	2,395±25	2,475 – 2,368 Cal. AP
2A*	Hornos 1	Materia orgánica	3,930±40	4,440 – 4,250 Cal. AP
3Bgk*	Hornos 1	Concreciones de carbonato de calcio	12,490±60	14,910 – 14,230 Cal. AP
3A*	Hornos 2	Materia orgánica	3,660±40	4,090 – 3,880 Cal. AP

Tabla 21. Edades obtenidas por radiocarbono. Fuente: *Cruz-y-Cruz et al., 2014.

4.5 Morfometría de la cuenca

Los resultados de los parámetros e indicadores empleados se muestran en la **Tabla 22**.

Categoría	Parámetro / Indicador	Resultado
Forma y tamaño de la cuenca	Área (A)	1,035 km ²
	Perímetro (P)	229 km
	Longitud de la cuenca (Lc)	75 km
	Coefficiente de compacidad (Kc)	2
Relieve	Altura máxima (H)	1,743 msnm
	Altura mínima (h)	515 msnm
	Desnivel absoluto (D)	1,228 m
	Pendientes de la cuenca	Ver Figura 8
	Pendiente del cauce principal	0.58°
	Razón de relieve (Rr)	0.02
	Tiempo de concentración (Tc)	8,590.14 minutos
Topología y longitud de los cauces	Orden de la cuenca	5
	Número de cauces de orden u	Ver tabla 3
	Longitud del curso principal (L)	73 km
	Razón de bifurcación (Rb)	Ver tabla 3
Intensidad fluvial	Densidad de drenaje (Dd)	0.663
	Coefficiente de torrencialidad (Ct)	0.093

Tabla 22. Resultados del análisis morfométrico.

De acuerdo con la clasificación del relieve de la República Mexicana escala 1:250,000, propuesta por Priego et al. (2008), la cuenca de alimentación del abanico aluvial se encuentra inmersa en un paisaje dominado por lomeríos y montañas en la parte nororiental, y planicies en su porción suroccidental (**Figura 19**). La cuenca consiste de una forma alargada, observable en la cartografía y verificada numéricamente por el Kc igual a 2, que se extiende a lo largo de 75 km en dirección noreste-sureste sobre un área de 1,035 km², entrando dentro del rango de las cuencas de gran tamaño de acuerdo a los parámetros propuestos por Fuentes-Junco (2004).

El punto más alto de la cuenca se encuentra a 1,743 msnm y el más bajo a 515 msnm, dando como resultado un desnivel de 1,228 m (**Tabla 22**). En este sentido, la relación entre la longitud de la cuenca y su desnivel resulta en una Rr igual a 0.02, valor muy bajo que implica escasa capacidad erosiva.

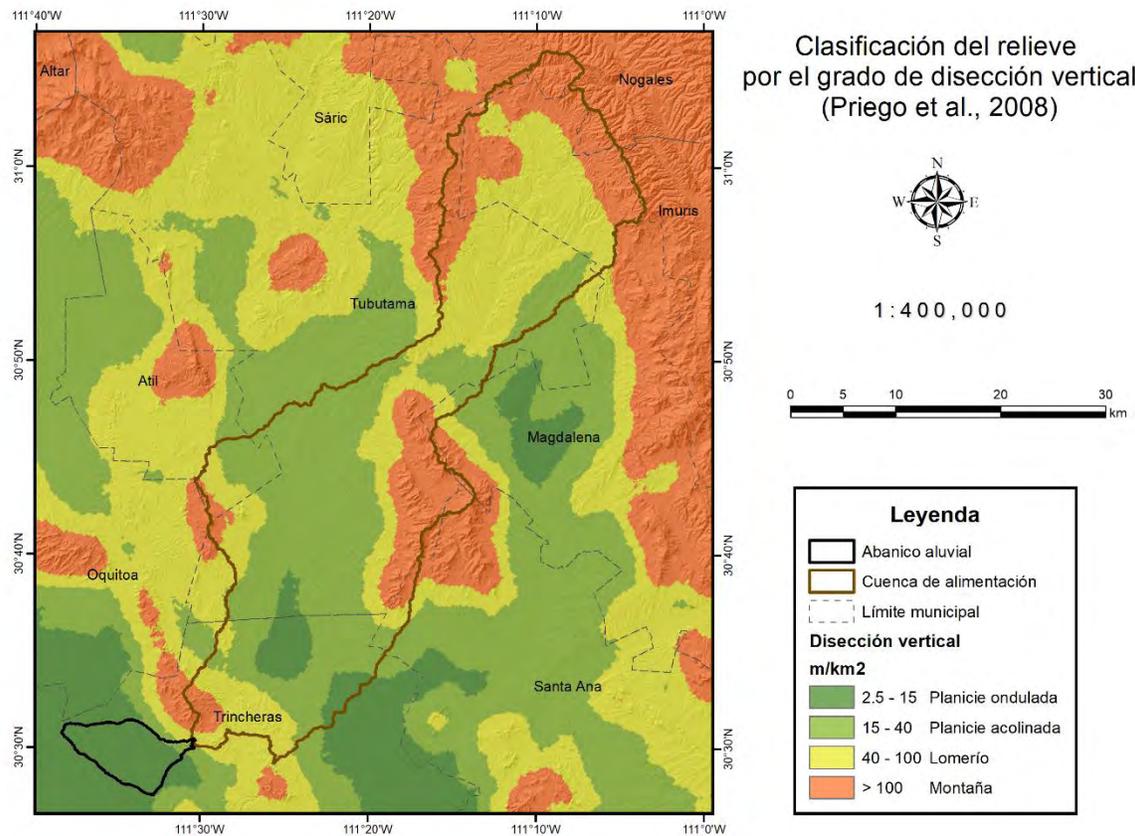


Figura 19. Clasificación del terreno de acuerdo el grado de disección vertical.

Continuando con la clasificación de Priego et al. (2008) para el territorio nacional escala 1:250,000 pero considerando la inclinación del terreno (**Figura 20**) es posible observar un predominio de laderas fuertemente inclinadas, entre los 10° y 30° , en la zona correspondiente a los lomeríos y montañas, mientras que en el sector de las planicies acolinadas y onduladas la pendiente es casi siempre muy ligeramente inclinada, es decir, menor a 3° ; por lo tanto se puede suponer que, de manera general, debido a las bajas pendientes cabe esperar que el desplazamiento del agua a través de la cuenca suceda de manera lenta, especialmente en las partes baja donde la diferencia de altitudes es menor.

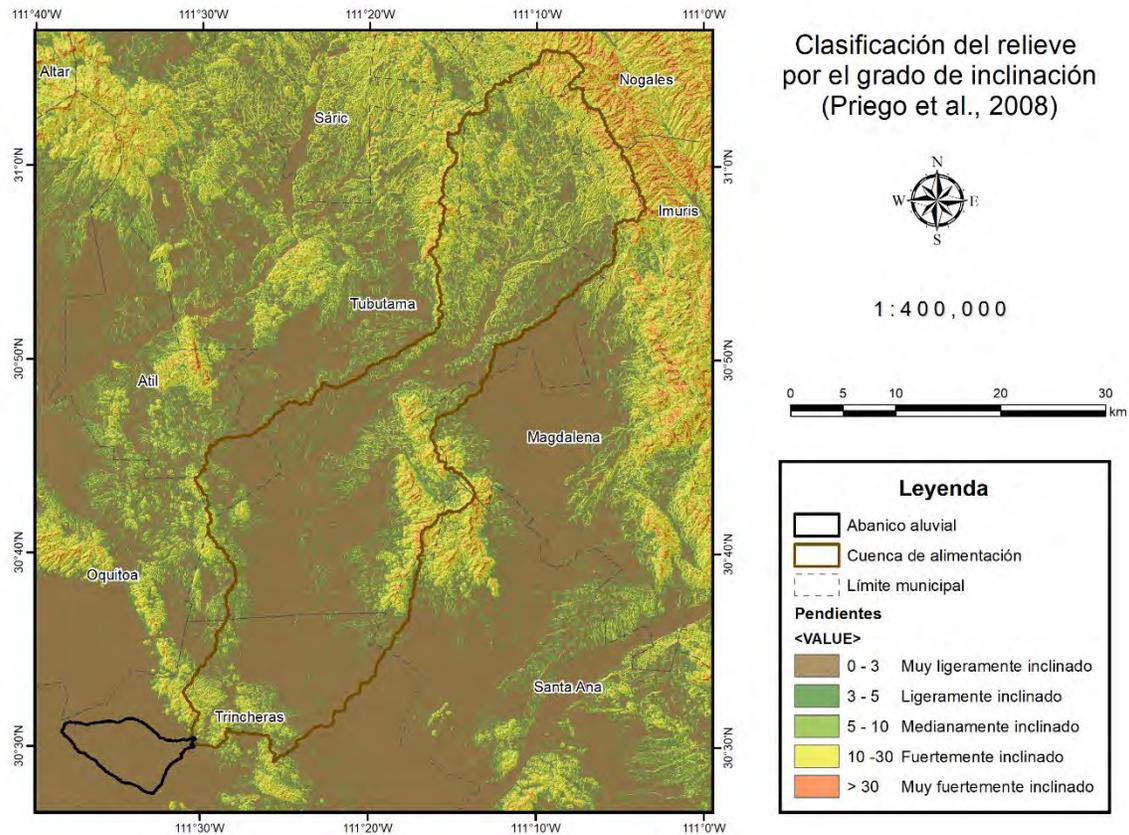


Figura 20. Clasificación del terreno por el grado de inclinación.

El cauce principal nace en el extremo nororiental de la cuenca a una altitud de 1,264 msnm, fluye en dirección noreste-suroeste a lo largo de 73 km (sin considerar sus sinuosidades) hasta alcanzar el ápice del abanico aluvial a una altitud de 515 msnm, dando como resultado un desnivel de 749 m y consecuentemente una pendiente suave de 0.6° ; el efecto que produce sobre el caudal son bajos niveles de energía y de capacidad de erosión. El perfil topográfico del río se muestra en la **Figura 21**.

Perfil topográfico del Río Boquillas

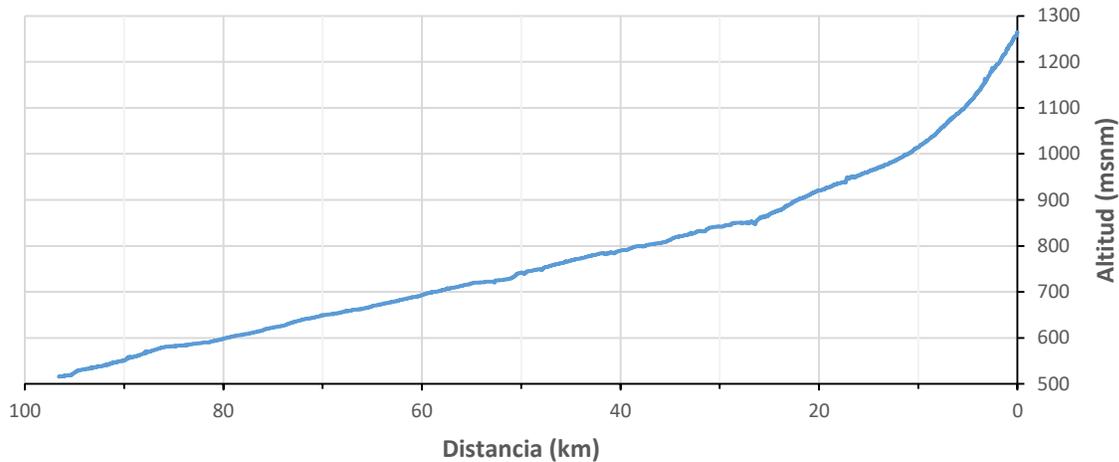


Figura 21. Perfil topográfico del Río Boquillas en la cuenca de alimentación del abanico aluvial. Nótese que la distancia alcanza hasta casi lo 100 km debido a que para la construcción del perfil no se tomó en consideración la distancia en línea recta desde el inicio hasta el ápice, sino que también se incluyeron los meandros del río, incrementando su longitud más de 20 km.

Para el caso de la presente cuenca se observa un área de gran tamaño que en combinación con su forma alargada y la baja pendiente, dificultan la formación de un flujo continuo. En este sentido el T_c es igual a 8,590 minutos, es decir, que para obtener un caudal alimentado por los escurrimientos de toda la cuenca se requiere un lapso de casi 6 días.

La cuenca cuenta con un orden de drenaje de 5 (**Figura 22**), que de acuerdo con Fuentes-Junco (2004) corresponde a un orden de drenaje alto, esto quiere decir que se trata de una cuenca muy ramificada con un tiempo de transferencia de los sedimentos hacia el abanico lento. A la escala manejada se determinó la presencia de 193 corrientes cuyo orden y R_b se muestra en la tabla 23.

Orden	Cantidad	R_b
1	145	3.92
2	37	4.63
3	8	4
4	2	2
5	1	
Total / R_b media	193	4.03

Tabla 23. Número de órdenes de drenaje y su razón de bifurcación.

La Rb media de la cuenca es igual a 4.03, implicando que la forma del drenaje se encuentra poco afectada por la estructura geológica y que su composición litológica es homogénea. Por su parte, la Rb entre los cauces de orden 1, 2, 3 y 4 tiene valores entre 3 y 5 señalando su posición en el paisaje situada en la montaña y el piedemonte, mientras que la Rb de los cauces con orden 4 y 5 los ubica en una zona plana con poco relieve.

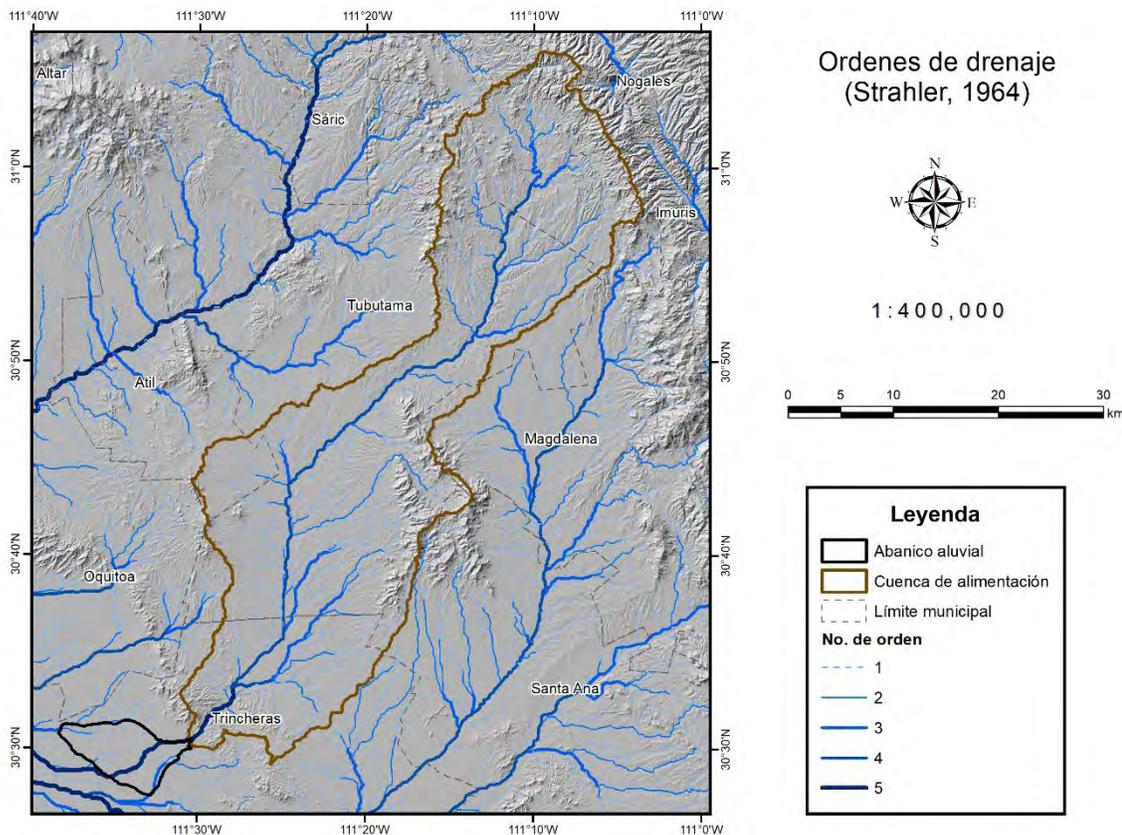


Figura 22. Ordenes de drenaje en la cuenca del Río Boquillas.

La Dd es de 0.67 km/km^2 lo cual implica longitudes de corriente bajas por unidad de área, reflejando las condiciones de un sustrato permeable que favorece la infiltración sobre el escurrimiento. Pese a ello, a nivel más detallado en el mapa de Dd (**Figura 23**) se pueden apreciar ligeras variaciones que permiten observar zonas de mayor intensidad localizadas principalmente en la planicie, en donde se puede suponer un incremento en el potencial de erosión, mientras que hacia las zonas de lomeríos y montañas la intensidad es menor.

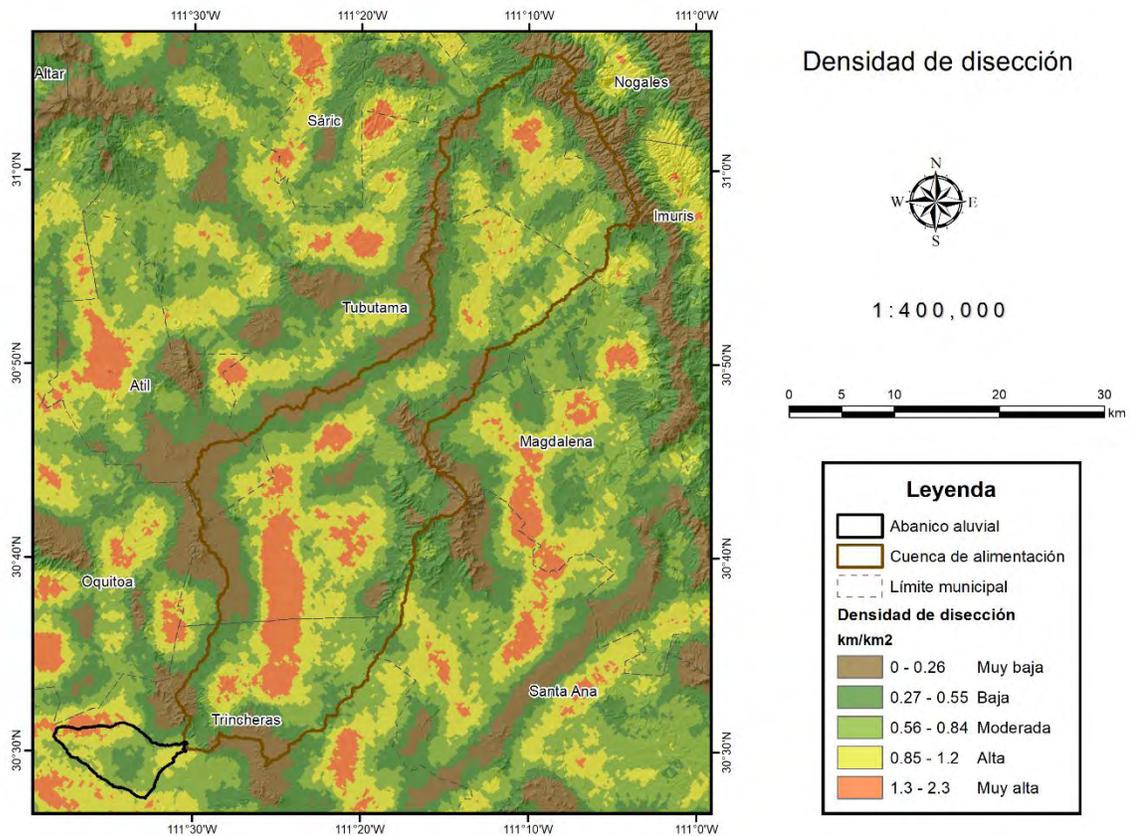


Figura 23. Densidad de disección.

Finalmente, la estimación de la formación de crecidas medida a través del Ct obtuvo un valor muy bajo, de 0.09, mostrando que el número de cauces de primer orden para el área tan extensa son insuficientes para promover flujos de alta energía de manera frecuente.

4.6 Morfología del abanico aluvial

A partir de las imágenes satelitales, se ha observado que el área de estudio, La Playa, forma parte de un sistema de bajada localizado en el piedemonte suroeste de la Sierra Boquillas, con su origen en el punto donde el Río Boquillas abandona la cuenca de alimentación a través de un corte que divide en dos porciones a la Sierra, y desde donde corre a través de una planicie descendente con suave pendiente, la cual ha sido formada a partir de los sedimentos transportados por el mismo río y cuya deposición en forma radial ha configurado una forma semicónica vista desde planta. Dentro de esta geoforma semejante a un abanico se delimitaron unidades morfológicas que, aunque pertenecen a la misma estructura, poseen rasgos particulares producto de ambientes de formación diferentes; las unidades morfológicas delimitadas se describen a continuación (**Figura 24**):

- a) **Protoabanico.** Es un lóbulo ubicado en el sector norte del abanico, altitudinalmente se encuentra en una posición más baja que el resto de la superficie de la geoforma; está constituido por un material rojizo y fino, probablemente PSR redepositado, intercalado con capas de grava y cantos dispuestos de forma laminar. Debido a su alto grado de disección se puede suponer que constituye la porción más antigua del abanico pleistocénico.
- b) **Superficie de PSR.** Aflora principalmente en la porción media y distal del abanico, se compone de PSR de edad pleistocénica. Debido a la acción de la erosión, el PBO y los horizontes del PSR han sido removidos, dejando expuesto el horizonte Bw más estructurado y resistente, debido a ello el relieve en esta zona es más plano. A diferencia del protoabanico el grado de disección es menor y se da especialmente hacia la parte distal donde se forman algunos riachuelos.
- c) **Superficie de PBO.** Planicie compuesta por sedimentos, principalmente limos y arenas a menudo dispuestos en capas con estructura laminar bien clasificados, sobreyacidos por PBO de edad holocénica; se distribuye especialmente en la porción media proximal y oriental del abanico; destaca la presencia de pedestales o montículos, originados por el alto grado de erosión en forma de cárcavas coalescentes, y cuyas paredes fueron empleadas como cortes naturales para describir los perfiles analizados en el presente trabajo.
- d) **Coluvión.** Ubicado en el ápice del abanico, constituye la porción más alta y de mayor espesor de la geoforma; aunque se compone de sedimentos y PBO al igual que la superficie de PBO, se trata de un ambiente diferente debido a que el tamaño de los depósitos es más grande y los ciclos pedogenéticos del PBO son más numerosos.
- e) **Canal de alimentación.** El Río Boquillas es el actual suministrador de sedimentos, se ubica al norte del abanico entre el protoabanico y las superficies de PSR y PBO, fluye en dirección noreste-suroeste creando depósitos de arena y grava en sus márgenes laterales.
- f) **1^{er} y 2^o lóbulos activos.** Son depósitos localizados en la llanura de inundación del Río Magdalena, creados por cambios sucesivos en el punto de intersección en su desplazamiento hacia porciones cada vez más lejanas
- g) **Material retrabajado.** Es un depósito alargado con frente cuasi radial ubicado al pie del abanico aluvial sobre la llanura de inundación, es una mezcla de paleosuelos y sedimentos provenientes del cuerpo del abanico.

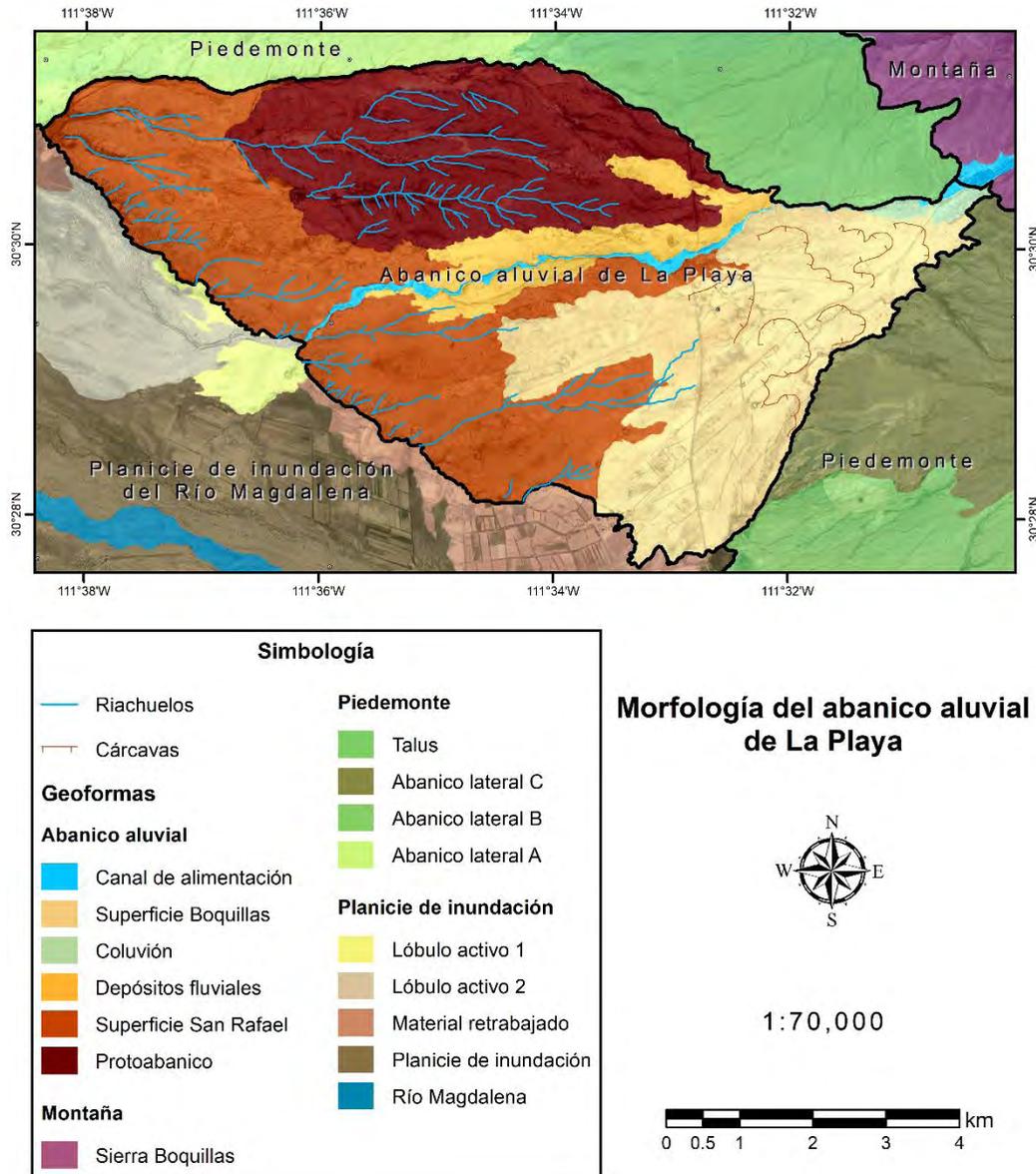


Figura 24. Geomorfos del abanico aluvial de La Playa.

5. Discusión

5.1 Las superficies paleopedológicas: cronología y distribución

5.1.1 Superficie de Paleosuelo San Rafael

El PSR conforma una superficie rojiza que aflora hacia la parte media distal del abanico aluvial, que en la cabecera se encuentra sobreyacida por una secuencia de sedimentos aluviales y paleosuelo Boquillas (PBO). El PSR es un suelo policíclico y poligenético que se caracteriza por la presencia de un horizonte Bw subyacido por horizontes de tipo Bk o BCK, cuyo horizonte orgánico se ha perdido en la mayor parte de la superficie del abanico, conservándose de manera puntual en algunos sitios como en el perfil Z1. Este paleosuelo ha sido clasificado como un Cambisol crómico por Cruz-y-Cruz (2014), quien además estimó un intervalo de formación entre los 18,000 años hasta 4,300 años cal. AP, situando su desarrollo entre la fase final del Pleistoceno y el Holoceno Medio. De acuerdo con esta temporalidad, el PSR se correlacionaría con las unidades estratigráficas A, B₀ y la parte inferior de B₁/B₂ de la geocronología establecida por Copeland et al. (2012). Sin embargo, a pesar de las edades, el PSR corresponde exclusivamente a la porción superior de la unidad A, que los autores describen como un paleosuelo rojo, espeso y con abundantes nódulos de carbonato, resultado de un largo periodo estabilidad de más de 30,000 años según fechamientos por radiocarbono; los sedimentos de esta unidad habrían sido depositados en un ambiente mixto aluvial y de humedal.

Los restantes horizontes de diagnóstico que pueden encontrarse en este paleosuelo son producto de la influencia del relieve y su posición dentro del abanico, por lo tanto carecen de continuidad espacial y reflejan únicamente las condiciones locales en las cuales se formaron. Así pues, abanico arriba se registran múltiples ciclos pedogenéticos de duración variable, los más largos se encuentran en el perfil Mrvlls2 que constituye la base del PSR en la porción media proximal del abanico aluvial, se compone de los horizontes Bw/Bk/C/2AB/2Bk/2BC/2C y su duración puede asociarse a diferentes momentos de acreción del abanico; por su parte, ciclos de corta duración se observan en Mrvlls1, la porción superior del PSR en la parte media proximal del abanico, formando una secuencia de horizontes 3A/3C/4A/4C/5BC/5C/6AB/6Bw. Esta secuencia con horizontes de poco desarrollo indican un breve lapso de pedogénesis, relacionado con depósitos de desbordamiento por cauces antiguos. Abanico abajo, en la porción media, el número de horizontes disminuye y sólo afloran los horizontes característicos Bw y Bk/BCK que evidencian un periodo más prolongado de pedogénesis.

Como consecuencia del relieve, en la base del perfil Hrns1 se observa el desarrollo de un suelo policíclico con rasgos reductomórficos en su porción superior, los horizontes que los componen son 3Bgk/3BCg/3C/4C/5C/6C, se considera que corresponde a una zona deprimida de la antigua superficie fácilmente afectada por encharcamientos y cambios en el nivel del manto freático.

De manera general los procesos paleopedológicos y sedimentarios que componen esta superficie pueden agruparse sucesivamente, desde la base hacia la parte superior del PSR, de la siguiente manera:

- 1) Fase de aluviamiento temprana. Compuesta por sedimentos aluviales, limos y arenas con algunas inclusiones de gravas redondeadas, poseen una débil laminación y se considera que tienen un origen coluvio-aluvial, que conforman el material parental del PSR, el cual desarrolla características reductomórficas en el perfil Hrns1, su edad es superior a los 14,910-14,230 años cal. AP que es la edad de los carbonatos pedogenéticos en los horizontes superiores; el análisis micromorfológico mostró afectación por intemperismo en los minerales y formación de concreciones de hierro y manganeso, ambos de manera incipiente (Cruz-y-Cruz, 2011; Cruz-y-Cruz et al., 2014).
- 2) 1ª Fase de estabilidad. Desarrollo de suelo con rasgos reductomórficos en las depresiones de la antigua superficie, incluye los horizontes 3Bgk/3BCg del perfil Hrns1, su tiempo de formación se da alrededor de los 14,910-14,230 años cal. AP fechado en los carbonatos de calcio del horizonte 3Bgk. Esta fase finaliza con un periodo de inestabilidad en donde se pierde el horizonte orgánico y se depositan nuevos sedimentos sobre los que se desarrolla el suelo rojo característico de esta superficie. La interpretación se basa en las diferencias texturales entre los horizontes orgánico Ah y Ah2 respecto al horizonte de intemperismo Bw del perfil Zanja1.
- 3) 2ª Fase de estabilidad. Los eventos de aluviamiento al final de la fase previa suceden con intensidades y frecuencias variables en diferentes sectores del abanico, siendo más numerosos hacia la parte media proximal que hacia la zona media. Los suelos que se desarrollan sobre estos materiales dan lugar a una diversidad de horizontes que no siempre tienen continuidad espacial y entre los cuales se pueden encontrar horizontes orgánicos y horizontes con acumulación de carbonatos. Particularmente, la edad de estos carbonatos, en el perfil Zanja 1, es de 6,936-6,659 años cal. AP, y de la materia orgánica en Z1 y en Hrns1, de 4,729 y 4,250 años cal. AP. Estos suelos se encuentran conformados por una mezcla de materiales con ligeras variaciones texturales producto de la intensidad de los depósitos que les dieron origen, en general son suelos francos con predominio de

la fracción limo y en algunas ocasiones de arena; presentan una coloración rojiza indicativa de la formación de óxidos de hierro, más oscura en aquellos sitios donde se conserva el horizonte A y con abundantes manchones blancos de carbonato de calcio hacia la parte inferior. En los horizontes B los materiales se encuentran mayormente intemperizados y se aprecian arcillas recubriendo partículas arena y en forma de cutanes de iluviación, favoreciendo así la creación de una buena estructura en bloques subangulares. Esta fase finaliza con un momento erosivo en el cual el horizonte A de gran parte del abanico se pierde, en tanto que en algunos sectores cercanos a los cauces fluviales la intensidad es tal que llega a perderse por completo el PSR o deja solamente los horizontes carbonatados.

5.1.2 Superficie sedimentaria

Esta superficie compuesta por la unidad sedimentaria, se distingue por presentar una coloración parda clara que se extiende sobre la cabecera y el sector suroriental del abanico aluvial; debido a la intensidad de la erosión actual se ha perdido de manera casi total en el restante cuerpo del abanico. Tras el periodo de erosión que marca el final del ciclo pedogenético del PSR sucede una nueva fase de aluviamiento que da lugar a la capa sedimentaria presente entre la superficie de PSR y el PBO, si bien es de destacarse que en varios de los perfiles más distales (Boq, CSR2, CSR3 y RP) esta capa sustituye por completo a ambos paleosuelos. La capa sedimentaria se compone por paquetes de limo con inclusiones de arena y gravas subredondeadas, en ocasiones bien clasificados y dispuestos en estructuras laminares, y en otras ocasiones sin estructura definida. De manera relativa su temporalidad se sitúa en el momento de inestabilidad ubicado entre el desarrollo del horizonte A del PSR, cuyas edades oscilan entre 4,729 y 4,250 años cal. AP, y el inicio del PBO, entre 4,090 y 3,880 años cal. AP en el perfil Hrns2; este periodo se correlaciona con el tiempo de duración de las unidades B₀, B₁/B₂ y B₃ del esquema estratigráfico de Copeland *et al.* (2012), y de las unidades B_{0?} y B₁.B₃ de Schott (2017), en donde los sedimentos más tempranos se encuentran fechados en 4,690 años cal. AP y los más tardíos en 3,110 años cal. AP (Copeland *et al.*, 2012). Las texturas en las unidades B₀ y B₁/B₂ son principalmente limosas mientras que en B₃ son más bien arenosas, a pesar de ello se reconoce que las variaciones texturales son pequeñas y en general constituyen materiales muy uniformes originados por múltiples y frecuentes episodios de sedimentación que incrementan gradualmente en energía. Mediante el análisis micromorfológico de los depósitos laminados se lograron reconocer facies de canal, de planicies de inundación y de barras de arena demostrando con ello un origen fluvial probablemente vinculado a la presencia de antiguos cauces trenzados; son materiales grano soportados, con minerales orientados y dispuestos en láminas delgadas

horizontales o cruzadas; los depósitos no laminados son arenas que al carecer de estructura no se pueden asociar con precisión a algún tipo de facie, sin embargo, se piensa que podrían pertenecer a barras de arena; en general son materiales frescos poco afectados por el intemperismo, carecen de materia orgánica aunque, al estar expuestos a la superficie, muestran rasgos recientes de bioturbación, restos de raíces y coprolitos, algunos de ellos pueden presentar carbonatos de calcio en los poros y óxidos de hierro y manganeso en forma de laminaciones o concreciones. De acuerdo con Copeland et al. (2012), la formación de B₀ y B₁/B₂ habría sido en un ambiente carente de cuerpos de agua permanente pero con el nivel freático cerca de la superficie, lo suficiente para mantener condiciones de humedad óptimas para el hábitat de caracoles cuyas conchas se emplearon para datar estas superficies; en B₃, las condiciones cambian y los cuerpos de agua se vuelven permanentes, los autores sugieren un probable origen antrópico debido a la desviación de agua proveniente del Río Boquillas.

5.1.3 Superficie de Paleosuelo Boquillas

Conforme el ritmo de sedimentación va disminuyendo se dan breves momentos de estabilidad en donde es posible el avance de la pedogénesis entre un evento de acreción y otro. El resultado es el PBO, un suelo policíclico conformado por múltiples horizontes sinsedimentarios A y AC, finalmente sepultados tras una última capa de aluviones. El PBO sobreyace a la superficie de la unidad sedimentaria, preservándose de manera aislada en algunos pedestales, ocasionando que la verdadera extensión de esta superficie sea difícil de determinar.

Este paleosuelo destaca por la acumulación de materia orgánica que lo dota de una coloración ligeramente más oscura que los sedimentos a partir de los cuales se forma. El PBO ha sido clasificado como un Fluvisol cuyo tiempo de desarrollo sucedió entre los 4,090 (Hrns2) y 2,368 (Cnl2) años cal. AP (Cruz-y-Cruz *et al.*, 2014). Estratigráficamente el PBO se correlaciona con la unidad B₄ de la geocronología de Copeland *et al.* (2012), descrita como un paquete de materiales limosos sobre los cuales se desarrolla un paleosuelo pardo oscuro y cuyas edades en la base sitúan su comienzo entre 3,140-3,080 años cal. AP; a este respecto, se ha comentado que la disparidad en las edades de inicio de la pedogénesis de este paleosuelo correlacionado con el PBO puede obedecer a una señal heredada en el humus del horizonte 3A de Hrns2, cuyo material parental contendría humus redepositado más antiguo; respecto a la fecha de finalización, el modelo estratigráfico la determina en 2,330 años cal. AP, edad plenamente concordante con la señalada por Cruz-y-Cruz *et al.* (2014). De acuerdo con Copeland et al. (2012) la unidad B₄ se habría formado en un ambiente con cuerpos de agua permanente, tal como lo demuestran los restos de conchas de caracoles de las familias Planorbidae y Succineidae. Por último, los

sedimentos superiores del PBO, clasificados como horizontes C y pedosedimentos, se correlacionan con la unidades B₅ y C del esquema estratigráfico; la unidad B₅ (2,330-1,580 años cal. AP) es una capa discontinua con una gran cantidad de restos culturales como carbón, cerámica, conchas marinas, líticos, rocas fracturadas por fuego y un sistema de canales, al igual que B₄ se piensa que su ambiente corresponde a un humedal antropogénico; la unidad C (1,010-400 años cal. AP) se encuentra en todo el sitio sobreyaciendo a B₄ o B₅, consta de arenas y limos retrabajados provenientes de las unidades inferiores, la ausencia de caracoles sugiere que los depósitos se formaron en ausencia de cuerpos de agua permanente.

De manera similar al PSR, tanto el espesor como el número de ciclos pedogenéticos presentes en los perfiles de PBO dependen de su posición dentro del abanico, en este sentido el PBO desarrollado en la parte proximal del abanico posee mayor espesor y número de horizontes respecto a aquel desarrollado abanico abajo en la sección media proximal. El primer caso se encuentra representado por el perfil Cnl2 que comienza con una serie depósitos sedimentarios en la base, seguido de una secuencia policíclica compuesta por nueve horizontes AC y culmina con una capa de sedimentos. Al encontrarse ubicado al pie de la Sierra Boquillas y en combinación con su cercanía al Río Boquillas, la posibilidad de recibir material sedimentario incrementa dada la existencia de dos vías de depósito ya sea por procesos fluviales o de remoción en masa. Por otra parte, en los perfiles de la zona media proximal (Mrvlls, Hrns2 y CSR), el PBO reduce tanto su espesor como el número de horizontes, hasta cinco en CSR, indicando con ello mayor grado de estabilidad dada su posición en la planicie y su distanciamiento con la Sierra Boquillas. A pesar de estas diferencias morfológicas, tanto en la zona apical como en la media, los procesos pedogenéticos predominantes son similares en ambas posiciones del abanico, siendo los rasgos principales la acumulación de humus, la bioturbación y la formación de una estructura granular, además de la neoformación de carbonatos de calcio y su iluviación a escala microscópica (Cruz-y-Cruz *et al.*, 2014). En los horizontes C inferiores se observa precipitación de carbonatos de calcio y la formación de algunas concreciones de hierro y manganeso, por su parte, en los sedimentos superiores los contenidos mínimos de carbonato y materia orgánica indican nula pedogénesis.

5.2 Caracterización geomorfológica del área de estudio

A partir de la clasificación del relieve por su grado de disección vertical, se observa que el área de estudio se emplaza sobre tres formas del relieve que condicionan procesos sedimentarios diferentes: el ápice, situado en la porción más alta del abanico, se ubica en la zona de lomerío; la parte proximal se extiende principalmente sobre la planicie acolinada; la parte media y distal corresponden a la planicie ondulada. En este sentido la zona de estudio se caracteriza por ser una planicie con pendientes menores a 3° que desciende suavemente desde el pie de la Sierra Boquillas hacia la llanura de inundación del Río Magdalena. Debido su ubicación en el frente de montaña y su disposición radial vista en planta el área de estudio ha sido considerada como un abanico aluvial, sin embargo, en un estudio reciente (Schott, 2017) se plantea que, dadas la características granulométricas y la ausencia de una red fluvial distributiva, los procesos geomorfológicos que inciden en su formación se ajustan mejor a los que suceden en una planicie de inundación. A este respecto, el análisis morfológico elaborado a una escala de observación más amplia aunado a la caracterización de los paleosuelos y sedimentos, muestra que los rasgos superficiales del área de estudio son concordantes con los procesos modeladores observados en un abanico aluvial.

Partiendo de la definición dada para los abanicos aluviales, se observa que el área de estudio está compuesta por un cuerpo semicónico visto en planta, cuyo punto de origen se sitúa donde el Río Boquillas abandona el valle estrecho sobre el que discurre en la zona montañosa y entra en un piedemonte amplio que se extiende entre el frente de montaña de la Sierra Boquillas y la planicie de inundación del Río Magdalena. Al llegar a este nuevo terreno el río adquiere mayor movilidad lateral haciendo posible, o bien, la formación de una red de drenaje distributiva con canales ramificados provenientes del curso principal, o, cambios de dirección en el flujo de la corriente de manera semejante al movimiento oscilatorio de un péndulo, promoviendo con ello una disposición radial de los sedimentos que adquiere la forma de un triángulo irregular, estrecho en su parte proximal y que se amplía abruptamente hacia la porción media y distal, especialmente en el margen norte.

Esta irregularidad en la geometría del abanico obedece a la presencia de estructuras geomorfológicas adyacentes que lo confinan en diferentes grados, en primer lugar, sobre el margen suroriental se encuentran dos sistemas de abanicos aluviales compuestos por material coluvial erodado de la Sierra Boquillas y parcialmente redepositado en un contexto fluvial, ambas geoformas son cortadas por los sedimentos del Río Boquillas formando un límite recto con orientación noreste-suroeste, que debido a su regularidad permite suponer una composición

litológica bastante similar entre ambos abanicos adyacentes; en segundo lugar, sobre el margen lateral norte se haya un talud con conos de derrubio retrabajados fluvialmente, cuya base intersecta a la zona de estudio describiendo una curva que inicia en el ápice y gira hacia el noroeste hasta topar con un canal que escurre en dirección noreste-suroeste, este canal supone un límite natural entre el abanico aluvial en cuestión y la parte distal de un tercer abanico aluvial compuesto por depósitos fluviales provenientes de una cuenca de alimentación diferente a la del Río Boquillas. En su conjunto, toda esta serie de abanicos aluviales coalescentes, incluido el del área de estudio, conforman el sistema de bajada del piedemonte de la Sierra Boquillas. Por último, sobre el margen suroccidental, constituido por la transición entre la porción distal del abanico aluvial y la llanura de inundación del Río Magdalena, se tiene un borde recto en lugar de la forma semicircular típica de los abanicos aluviales, ello debido posiblemente tanto a la remoción de los sedimentos provocada por el Río Magdalena como, en menor medida, el establecimiento de campos de cultivo.

Desde el punto de vista morfométrico la relación entre la superficie de la cuenca de alimentación y la de su abanico aluvial guarda estrecha relación con las características topográficas y litológicas de la cuenca, así como con el estilo predominante de los procesos primarios, ya sean gravitacionales o fluviales. Las observaciones de Lecce (1991) en las Montañas Blancas de California y Nevada, muestran que las cuencas conformadas por rocas resistentes generan abanicos más grandes en comparación con aquellas compuestas por rocas de menor resistencia, ya que estas últimas al favorecer la ampliación de la cuenca generan espacios propicios para el almacenamiento de los sedimentos y aunado a que frecuentemente tienen pendientes suaves que dificultan su transporte, el resultado es en un volumen de transferencia muy bajo. Kostaschuck et al. (1986) reporta que en este mismo tipo de cuencas, grandes y con pendientes poco pronunciadas, los abanicos aluviales que se forman suelen tener un claro dominio fluvial dado que, por una parte, las condiciones del relieve impiden la generación de movimientos en masa y, por la otra, la cantidad de agua que puede llegar a acumular la cuenca es capaz de transportar los sedimentos a través del abanico en lugar de depositarlos sobre su superficie, favoreciendo así su extensión en combinación con gradientes de inclinación muy bajos. Por último, aparte del estilo sedimentario dominante y la capacidad de descarga de la cuenca, la pendiente del abanico también se relaciona tanto con el tamaño de los sedimentos como con su grado de concentración en el flujo que los transporta (Hooke & Rohrer, 1979): en el primer caso se ha observado que sedimentos gruesos incrementan el grado de inclinación de la pendiente mientras que con partículas más finas sus valores disminuyen; Blair & McPherson (1994) han reportado que los sedimentos de tamaño limo y arcilla se generan especialmente en cuencas con rocas de grano

fino entre las que mencionan se encuentran rocas volcánicas intemperizadas, metamórficas pelíticas y sedimentarias como la lutita y la lodolita; el segundo caso, la pendiente incrementa cuanto mayor sea la cantidad de materiales que transporta el canal y viceversa, disminuye cuando hay un menor grado de concentración de sedimentos.

En este contexto se observa que el área de estudio es proporcionalmente pequeña en comparación con el tamaño de su cuenca de alimentación, así pues, se puede inferir que el sustrato geológico de la cuenca se encuentra compuesto en gran medida por materiales suaves fácilmente erosionables que han permitido su ampliación y la formación de zonas de depósito, especialmente en aquellas correspondientes a los cauces de orden 4 y 5 como puede comprobarse por su composición litológica correspondiente a aluviones del Cuaternario. Aunado a ello las características hidráulicas de la cueca impiden en gran medida su transferencia hacia el abanico pues, como se ha podido constatar tras el análisis morfométrico de la cuenca, la forma alargada retrasa la concentración de los escurrimientos tardando varios días para generar un caudal continuo que, sin embargo, una vez formado, carecerá de la suficiente energía para remover los materiales acumulados dada la escasa pendiente del terreno. A ello se suma una densidad de drenaje baja que prioriza la infiltración sobre el escurrimiento y un escaso número de corrientes de primer orden que promuevan la formación de torrentes de manera frecuente. Si bien, la energía producida por la cuenca es baja, por otra parte, dadas sus dimensiones puede almacenar grandes volúmenes de agua, ocasionando que el Río Boquillas diseccione completamente el cuerpo del abanico, trasladando el punto de intersección, y con ello la zona de depositación, más allá del piedemonte de la Sierra Boquillas, circunstancia que resulta en la progradación del abanico y una superficie con pendientes inferiores a 3°.

Siguiendo con lo anterior, el relieve plano del área de estudio refleja tres circunstancias: 1) una baja concentración de sedimentos en la corriente, guardando correspondencia con lo anteriormente señalado de que gran parte de los materiales erosionados se almacenan en el lecho de los ríos de 4° y 5° orden de la cuenca; 2) un predominio de materiales finos como arena, arcilla y especialmente limo, según lo demuestran las pruebas textura; estos tamaños de partícula, con excepción de la arcilla cuyo origen es en gran medida pedogenético, puede atribuirse a la denudación de las rocas de la ladera nororiente de la Sierra Boquillas, ubicadas en la zona con mayor concentración de corriente fluviales de acuerdo con el mapa de densidad de disección, y que constan de intercalaciones de areniscas y lutitas, las primeras aportando granos subredondeados de cuarzo y feldespato, y las segundas granos alargados de mica, cuarzo y feldespato, según lo observado en el análisis micromorfológico, y; 3) la predominancia de

procesos primarios de tipo fluvial, pues ante la falta de pendientes pronunciadas en la cuenca no se crean movimientos en masa que aporten suficiente material para producir flujos de escombros. Por otra parte, la estructura laminar de los depósitos presentes en el cuerpo del abanico aunado a las facies descritas en ellos, barras de arena, planicies de inundación y canales, así lo sugieren.

Uno de los puntos controvertidos respecto a la clasificación de esta geofoma se refiere a la ausencia de una red distributiva con canales ramificados y en cuyo lugar sólo se cuenta con un canal alimentador, el Río Boquillas. A este respecto, los estudios de Price (1974) han demostrado mediante el empleo de un modelo numérico conocido como “recorrido aleatorio”, en el que se describe la trayectoria de un conjunto de partículas que se dispersan independientemente y en cualquier dirección a partir de un punto en común, que en los abanicos aluviales confinados la energía de disipación o la capacidad de distribución de la descarga es cinco veces menor comparada con la observada en abanicos abiertos; ello repercute en un menor grado de ramificación del canal principal así como en la disminución del número de cambios de facies (Nemec & Steel, 1988). Aunado a ello, los trabajos en campo de Blair & McPerson (1994) llegan a la conclusión de que los patrones de drenaje distributivos son rasgos superficiales someros formados durante la fase de descenso de una inundación o bien corresponden a cortes producidos por procesos secundarios; en cualquier caso, no siempre se encuentran presentes en la superficie de los abanicos. Debido a la intensidad de la erosión que afecta al área de estudio es difícil determinar el grado de ramificación del río del Río Boquillas si alguna vez lo tuvo, sin embargo, dados los tipos de facies que se han preservado en la superficie sedimentaria, su lejanía respecto a la posición actual del canal principal y sus cambios en distancias cortas, se ha inferido la presencia de una red de drenaje distributiva con canales trenzados durante el periodo de acreción posterior al PSR y cuya ubicación comprendería por lo menos hasta la porción media proximal del abanico. La presencia de un solo canal alimentador en la actualidad podría asociarse a una disminución en la producción de sedimentos en la cuenca de captación, en cuyo caso, la corriente tendería a ser más bien erosiva debido a la falta de material transportado, favoreciendo de esta manera el encajamiento del canal más que su acreción y con ello su ramificación.

5.3 Historia evolutiva del abanico aluvial de La Playa

El marco temporal que cubre el análisis evolutivo del abanico aluvial de La Playa se encuentra dado por los materiales fechados en este trabajo además de aquellos publicados en Cruz-y-Cruz et al. (2014) y Copeland et al. (2011). Así pues, las edades conocidas sitúan el desarrollo de la superficie del abanico desde hace más de 14,000 años hasta la actualidad, periodo que comprende la fase final del Pleistoceno, caracterizada por la transición hacia un clima más cálido tras el Último Máximo Glacial (hacia los 19,000 años antes del presente), incluidos sus momentos de variabilidad extrema conocidos como eventos Heinrich, que marcan el final de las fases de enfriamiento, y eventos Dansgaard-Oeschger que corresponden a fuertes ascensos de la temperatura en cortos espacios de tiempo, y por otra parte el periodo interglacial del Holoceno (Uriarte, 2010).

Estos cambios en la temperatura del planeta trajeron consigo modificaciones en el patrón de distribución del agua. De esta manera, a nivel global se reconoce un aumento de la aridez durante las etapas más frías, ya que el descenso de las temperaturas favorecía la extensión de los grandes mantos de hielo en el norte de los continentes, ocasionando una disminución en la cantidad de agua disponible y el descenso del nivel del mar a causa de su acumulación en los glaciares. En cambio, durante las etapas más cálidas la tendencia era inversa, es decir, la aridez disminuye, los mantos de hielo retroceden y el nivel del mar aumenta. En un contexto local, concretamente en el área de estudio, la reconstrucción paleoambiental basada en las características pedogenéticas del PSR y el PBO, parece sugerir que los cambios ambientales en esta porción del desierto de Sonora son controlados por la disminución o aumento de humedad.

Al tener mayor disponibilidad de humedad durante la etapa final del Pleistoceno e inclusive hasta el Holoceno Medio fue posible el desarrollo de suelos con un grado de intemperismo moderado e iluviación de carbonatos de calcio, incluyendo algunos casos con rasgos reductomórficos que se observan en horizontes con patrones de coloración gléyca y la presencia de nódulos de hierro y manganeso (PSR). Estos rasgos interrumpieron su desarrollo debido a un periodo de acreción del abanico a mitad del Holoceno, cuyos aportes recurrentes conforman el material parental de un suelo poco desarrollado (PBO) debido, por una parte, al escaso tiempo de estabilidad entre los múltiples eventos sedimentarios, y por otra, a la aridización que dificulta el avance de la pedogénesis.

Desde el punto de vista geomorfológico, el abanico aluvial muestra un dominio de procesos secundarios en su superficie tal como lo refleja la presencia de paleosuelos y el alto grado de erosión hídrica en forma de cárcavas y riachuelos. Así pues, teniendo en consideración que el

desarrollo de estas características ha sucedido en la transición de una etapa fría hacia una más cálida al final del Pleistoceno y durante el interglacial del Holoceno, se puede observar una correspondencia con el modelo planteado por Weissman y Fogg (2002) para el abanico aluvial de Kings River, California, en el cual se propone que el patrón de distribución de los espacios de sedimentación y de formación suelo/erosión, varían en función de los ciclos glaciares. En este sentido, los autores explican que es en la transición a las etapas glaciares y durante el pico más bajo de las temperaturas cuando aumentan los espacios de sedimentación en el cuerpo del abanico, en cambio, durante la transición hacia periodos interglaciares y durante su pico más alto la sedimentación disminuye y tiene auge la producción de características secundarias como la formación de suelos y/o la erosión, situación que coincide con la observada en La Playa.

En este contexto ambiental, la historia de la superficie actual del abanico aluvial de La Playa comienza hace más 14,000 años AP, momento durante el cual la actividad sedimentaria se encuentra restringida el protoabanico, ocasionando con ello que la porción correspondiente a la superficie de PSR, al encontrarse alejada de la influencia del canal alimentador, fuese más estable y favorable para el desarrollo de suelo rojizo. Si bien este paleosuelo se encuentra presente en ambas estructuras, en el protoabanico está redepositado y yace dispuesto en capas intercaladas con gravas y rocas redondeadas de gran tamaño correspondientes a la carga de fondo del canal alimentador, situación que deja entrever que la posición del Río Boquillas se encontraba ligeramente más al norte de su sitio actual y con una dirección de flujo este-oeste más que noreste-suroeste.

Entre tanto, en la superficie de PSR las discontinuidades litológicas detectadas mediante las pruebas de textura así como la variación en la cantidad de horizontes entre los distintos perfiles con PSR son indicativos de que esta geoforma no era del todo ajena a la actividad sedimentaria, ya fuera debido a la llegada de nuevos materiales por su cercanía con cauces antiguos o por el retrabajo del propio PSR como se deduce de la presencia de materiales mezclados y cutanes de arcillas alterados observados en láminas delgadas. Más aún, la variedad de rasgos pedológicos da cuenta de una superficie que, aunque estable, es heterogénea temporal y espacialmente, de esta manera en la parte más profunda y, por lo tanto, más antigua de los perfiles con PSR se observan rasgos gléycos, en unos más desarrollados que en otros a causa de su posición altitudinal, que reflejan la existencia de cuerpos de agua formados en las depresiones del terreno.

Posterior a esta etapa tienen lugar nuevos episodios de erosión y sedimentación, principalmente de partículas de arena y limo vinculadas con el desbordamiento de pequeños riachuelos provenientes del río Boquillas, a los que les seguiría un periodo de estabilidad prolongado hasta mediados del Holoceno, 4,250 años AP, durante el cual se desarrollaron los horizontes Bw y Bk/Bck. Dado que la iluviación de carbonatos requiere de condiciones estacionales muy marcadas para hacer posible su disolución y posterior precipitación, se infiere un aumento en el grado de aridez que continua hasta la actualidad, ya que el contraste térmico entre los meses de verano e invierno es mucho más amplio en ambientes con escasa humedad atmosférica pues favorecen el escape de la irradiación terrestre.

De acuerdo con las observaciones de Miller et al. (2010) en el desierto de Mojave, tanto las características de los suelos como los episodios de sedimentación en los abanicos climáticamente controlados son consecuencia de las variaciones atmosféricas que sucedan en un momento dado. En este sentido, las diferencias encontradas al interior de la superficie de PSR podrían suponer una respuesta del paisaje a los cambios climáticos extremos ocurridos tras el Último Máximo Glacial y durante el Holoceno. En línea con esta propuesta se observa que los episodios de acreción durante y al final del desarrollo del PSR van de la mano con el aumento de las temperaturas, tal como sucede tras la primera fase de estabilidad del PSR, explicada al inicio de este capítulo, que coincide con el periodo cálido Boilled-Allerod ocurrido entre los 14,700 y 13,000 años AP, y también como sucede con la superficie sedimentaria cuya formación tiene lugar al final del periodo Altitermal alrededor de los 4,500 años AP.

A comienzos del Holoceno el Río Boquillas cambia de curso a su posición actual (Schott, 2017). La causa para su avulsión parece ser el relleno del antiguo canal alimentador en su tramo de la porción media proximal del abanico aluvial. Este reajuste transfirió el punto de intersección y con ello la zona de deposición cerca del ápice del abanico, contribuyendo así a preparar las condiciones adecuadas para la formación de la capa sedimentaria al rellenar progresivamente los riachuelos previamente existentes, tal como se observa al final de la segunda fase estabilidad del PSR.

Conforme el aumento de las temperaturas llegaba a su pico más alto durante el periodo Altitermal (7,500-4,500 años AP), la aridez ocasionaba la disminución de la cubierta vegetal volviendo más propensa a la superficie PSR a la erosión. Cuando se produce el enfriamiento del ambiente hacia el 4,500 AP la evaporación se reduce y la saturación de agua del suelo se torna más fácil, favoreciendo la formación de intensas inundaciones que remueven los horizontes superiores del suelo rojo. Después de esto, sucede un periodo de tormentas de gran magnitud capaz de

transferir los sedimentos acumulados en la cuenca durante todo el Altitermal, dando lugar a una fase de acreción en la mayor parte de la superficie del abanico. Debido a la alta recurrencia inicial de estos fuertes temporales y a la gran cantidad de material, los nuevos depósitos no son capaces de integrarse a la superficie de PSR por lo tanto suponen una superficie totalmente diferente compuesta por limos, arenas y ocasionalmente gravas con estructura en láminas horizontales y cruzadas, identificadas como facies de canal, barras de arena y planicies de inundación, correspondientes con la unidad sedimentaria ubicada entre el PSR y el PBO.

De manera semejante al abanico del Pleistoceno Terminal, el abanico del Holoceno Medio cuenta con un lóbulo activo cuyos remanentes son los depósitos fluviales de gran tamaño localizados en las márgenes laterales del curso actual del Río Boquillas, además de una superficie relativamente estable alimentada por canales ramificados con materiales más finos de limo y arena correspondientes a la superficie de PBO.

6. Conclusiones

El sitio arqueológico de La Playa sobreyace a una superficie altamente degradada debido a un intenso estado de erosión, especialmente promovido por la aridización ambiental desde inicios del Holoceno (particularmente durante el Altitermal) hasta la actualidad. Las características pedológicas observadas en los paleosuelos muestran la transición de un paisaje con mayor humedad después del Último Máximo Glacial (evidenciado por condiciones gléycas en la base de los perfiles del PSR) a otro con mayor aridez.

El PSR demuestra estabilidad en el paisaje gracias a su grado de desarrollo, pese a ello, las discontinuidades litológicas en un mismo perfil así como las diferencias en la cantidad y tipo de horizontes, indican que las superficies paleopedológicas no se encontraron exentas de episodios de acreción, mismos que se encontrarían sujetos a la ocurrencia de fuertes tormentas de magnitud y frecuencia variable. En un contexto temporal, estos momentos coinciden con cambios climáticos abruptos relacionados al aumento de las temperaturas como el que dio fin al desarrollo de PSR en el Holoceno Medio. Particularmente, en este periodo, la actividad de la geoforma se incrementa de manera que se establece una facies sedimentaria que interrumpe el desarrollo del paleosuelo rojo.

Las variaciones en las características de los paleosuelos también están vinculadas con su posición en el paisaje. Esta situación se puede distinguir entre los perfiles que se encuentran en zonas geomorfológicamente más activas de los que se encuentran en zonas más estables, ya que en función de su cercanía a cauces antiguos o del frente de montaña cuentan con mayor espesor y número de horizontes. Por otra parte, las diferencias altitudinales también juegan un papel importante, especialmente relacionadas con el desarrollo de propiedades gleyicas.

Las superficies paleopedológicas y sedimentaria forman parte de un conjunto de geoformas que integran el cuerpo de un abanico aluvial cuyo desarrollo obedece a las propiedades morfométricas de su cuenca de alimentación. En este sentido, características como la forma alargada, su gran tamaño, pendientes muy bajas, entre otras, contribuyen a la formación de flujos con baja carga sedimentaria que promueven la incisión del abanico y transfieren la zona de deposición a la parte más distal del abanico, ocasionando de esta manera que la mayor parte de su área se encuentre sujeta al desarrollo de procesos secundarios como la pedogénesis y la erosión.

La dinámica geomorfológica del abanico aluvial parece encontrarse estrechamente vinculada con un control climático, ya que la amplia extensión de los suelos y zonas de erosión así como su marco cronológico de formación las sitúan en correspondencia con el desarrollo de las características esperadas al final de los periodos glaciares y durante los interglaciares, momento en el que los espacios de acumulación son mínimos. Dentro de esta tendencia general, factores como la incidencia de fuertes tormentas y las variaciones en la intensidad de la evapotranspiración serían los responsables de cambios paisajísticos en escalas de tiempo menores. Sin embargo, no es posible descartar un control tectónico, pero no se tienen datos al respecto.

Las diferencias en los estilos erosivos se encuentran dadas por las propiedades de los paleosuelos, ya que, como puede observarse, mientras en la superficie de PBO predomina la formación de cárcavas debido a su estructura pobremente desarrollada, en la superficie de PSR el mayor grado de agregación de las partículas promueve un estilo en forma de riachuelos.

Bibliografía

- Blair, T. C. & McPherson, J. G. (1994). Alluvial fan processes and forms. *Geomorphology of desert environments*. Abrahams, A.D. & Parsons, A. J. (Eds.). Chapman & Hall. London, England. pp. 354-402.
- Cabadas-Báez, H. V., Landa-Arreguín, J. F., Sedov, S. y Solleiro-Rebolledo, E. (2016). Carbonatos secundarios en las calcretas del noreste de la península de Yucatán: formas, procesos e implicaciones en la pedogénesis de geosistemas cársticos. *GEOS*. 36 (2). Unión Geofísica Mexicana. Ensenada, Baja California. pp. 291-307.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R. y Lugo-Zazueta, R. (2011). Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico. *Panorama de la geología de Sonora, México*. Calmus, T. (Ed.). Boletín 118. Instituto de Geología, UNAM. México. pp. 227-266.
- Camou, E. (1998). *De rancheros, poquiteros, orejanos y criollos: Los productores ganaderos de Sonora y el mercado internacional*. El Colegio de Michoac. n. Zamora, Michoacán. pp. 55-57.
- Campos-Aranda, D. F. (1992). *Procesos del ciclo hidrológico*. 2ª ed. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. San Luis Potosí, México.
- Carpenter, J. y Sánchez, G. (2013). Los cambios ambientales del Holoceno Medio/Holoceno Tardío en el desierto de Sonora y sus implicaciones en la diversificación del yutoazteca y la difusión del maíz. *Diálogo Andino*. 41. Departamento de Ciencias Históricas y Geográficas de la Universidad de Tarapacá. Arica, Chile. pp. 199-210.
- Castro-Escárcega, J. J., Morales-Morales, H. y Salazar-Velásquez, R. (2000). *Nogales H12-2, Sonora*. Servicio Geológico Mexicano. Carta Geológico-Minera. 1:250,000. Pachuca, Hidalgo.
- Castro-Noriega, P. (2011). *Estudio de evaluación hidrogeológica del acuífero Cuitaca, en el norte del estado de Sonora*. Tesis. Universidad de Sonora. México.
- Copeland, A., Quade, J, Watson, J. T., McLaurin, B. & Villalpando, E. (2012). Stratigraphy and geochronology of La Playa archaeological site, Sonora, Mexico. *Journal of Archaeological Science*. 39. Elsevier Ltd. London, England. pp. 2934-2944.

- Cooke, R., Warren, A. & Goudie, A. (1993). *Desert Geomorphology*. UCL Press. London, England. pp. 2-67.
- Cruz-y-Cruz, T. (2011). *Paleoambientes del Cuaternario Tardío en Sonora a partir del registro paleopedológico*. Tesis. Instituto de Geología, UNAM. México.
- Cruz-y-Cruz, T., Sedov, S., Sánchez, G. Pi-Puig, T., Pustovoytov, K., Barceinas-Cruz, H., Ortega-Guerrero, B. & Solleiro-Rebolledo, E. (2014). Late Pleistocene-Holocene paleosols in the north of Sonora, Mexico: chronostratigraphy, pedogenesis and implications for environmental history. *European Journal of Soil Science*. 65 (4). British Society of Soil Science. Bedfordshire, England. pp. 455-4469.
- Cruz-y-Cruz, T., Sánchez, G., Sedov, S., Terrazas-Mata, A., Solleiro-Rebolledo, E., Tovar-Liceaga, R. E. & Carpenter, J. (2015). Spatial variability of Late Pleistocene-Early Holocene soil formation and its relation to early human paleoecology in Northwest Mexico. *Quaternary International*. 365. Elsevier Ltd and INQUA. London, England. pp. 135-149.
- Cruz-y-Cruz, T., Pérez-Crespo, V. A., Pustovoytov, K., Sedov, S., Morales-Puente, P., Tovar-Liceaga, R.E., Arroyo-Cabrales, J., Terrazas-Mata, A. & Sánchez-Miranda, G. (2016). Paleosol (organic matter and pedogenic carbonates) paleontological $\delta^{13}\text{C}$ records applied to the paleoecology of late Pleistocene-Holocene in Mexico. *Quaternary International*. 418. Elsevier Ltd and INQUA. London, England. pp. 147-164.
- Díaz-Delgado, C., Mamadou-Bâ, K., Iturbe-Posadas, A., Esteller-Alberich, M. V. y Reyna-Saenz. F. (1999). Estimación de las características fisiográficas de una cuenca con la ayuda de SIG y MEDT: caso del curso alto del río Lerma, Estado de México. *CIENCIA Ergo Sum*. 6 (2). Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, Estado de México. pp. 124-134.
- Dorn, R. I. (2009). The role of climatic change in alluvial fan development. *Geomorphology of desert environments*. Abrahams, A.D. & Parsons, A. J. (Eds.) 2nd ed. Springer. pp. 723-742.
- FAO. (2007). Las tierras áridas del mundo. *Secuestro de carbono en tierras áridas*. Informe sobre recursos mundiales de suelos 102. Organización de las Naciones Unidad para la Agricultura y la Alimentación. Roma, Italia. pp. 9-20.
- FAO. (2015). *World reference base for soil resources 2014. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. Update 2015*. World soil resources report 106. Food and Agriculture Organization of the United Nations. Rome, Italy.

- Félix-Salas, F. B. (2009). *Análisis del escurrimiento de la cuenca del Río San Miguel, Sonora, México, durante el 2004*. Tesis. Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- Flores-Delgadillo, L. y Alcalá-Martínez, J. R. (2010). *Manual de procedimientos analíticos*. Laboratorio de Física de Suelos, Instituto de Geología, UNAM. México. pp. 11-21.
- Fuentes-Junco, J. (2004). *Análisis morfométrico de cuencas: caso de estudio del Parque Nacional Pico de Tancítaro*. Dirección General de Investigación de Ordenamiento Ecológico y Conservación de Ecosistemas, Instituto Nacional de Ecología. México.
- García, E. (2004). *Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen*. 5ª ed. Instituto de Geografía, UNAM. México.
- García-Codrón, J. C. (2011). Las zonas áridas. *Biogeografía*. Recuperado el 06 de junio de 2016, de Open Course Ware, Universidad de Cantabria, <https://ocw.unican.es/mod/page/view.php?id=957>
- García-Oliva, F. Camou, A. y Maass, J. M. (2002). El clima de la región central de la costa del Pacífico Mexicano. *Historia Natural de Chamela*. Noguera, F. A., Vega-Rivera, J. H., García-Aldrete, A. N. y Quesada-Avedaño, M. (Eds.). Instituto de Biología, UNAM. México. pp. 3-10.
- Gómez-Villar, A. (1996). Abanicos aluviales: Aportación teórica a sus aspectos más significativos. *Cuaternario y Geomorfología*. 10 (3-4). Asociación Española para el Estudio del Cuaternario. España. pp. 77-124.
- Gravelius, H. (1914). *Flusskunde*. Goschen'sche Verlagshandlung. Berlín, Alemania.
- Gutiérrez-Elorza, M. (1998). *Geomorfología y cambio climático en zonas áridas*. Academia de ciencias exactas, físicas, químicas y naturales, Universidad de Zaragoza. Zaragoza, España.
- Harvey, A. M., Mather A. E. & Stockes, M. (2005). Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics – introduction. A review of alluvial-fan research. *Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics*. Harvey, A. M., Mather A. E. & Stockes, M. (Eds.). Special Publications, 251. Geological Society. London, England. pp. 1-7.

- Hooke, R. L. B. & Rohrer, W. L. (1979). Geometry of alluvial fans: Effect of discharge and sediment size. *Earth Surface Processes and Landforms*. 4 (2). British Society for Geomorphology. London, England. pp. 147-166.
- Horton, R. E. (1932). Drainage basin characteristics. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*. 13 (1). American Geophysical Union. Washington, DC. pp. 350-361.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*. 56 (3). The Geological Society of America. Colorado, USA. pp. 275-370.
- INEGI. (1998). Diccionario de datos edafológicos escala 1:250,000 (Vectorial). *Base de datos geográficos*. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI. (2004). Guía para la interpretación de cartografía: Edafología. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- Jasso, C., Sedov, S., Solleiro, E. y Gama, J. (2002). El desarrollo de los paleosuelos como índice de la estabilidad del paisaje. Un ejemplo del centro de México. *Investigaciones Geográficas*. 47. Instituto de Geografía, UNAM. México. pp. 20-35.
- Jungerius, P. D. (1985). Soils and geomorphology. *Soils and geomorphology*. Jungerius, P. D. (Ed.). Catena Supplement 6. Catena-Verlag. Cremlingen, Germany. pp. 1-18.
- Kostaschuck, R. A., MacDonald, G. M. & Putnam, P. E. (1986). Depositional process and alluvial fan-drainage basin morphometric relationships near Banff, Alberta, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms*. 11 (5). British Society for Geomorphology. London, England. pp. 471-484.
- Lecce, S. A. (1991). Influence of lithologic erodibility on alluvial fan area, Western White Mountain, California and Nevada. *Earth Surface Processes and Landforms*. 16 (1). British Society for Geomorphology. London, England. pp. 11-18.
- Libby, W. F., Anderson, E. C. & Arnold, J. R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*. 109 (2827). American Association for the Advancement of Science. Washington, DC. pp. 227-228.
- Martínez-Yrizar, A., Felger, R. S. y Búrquez, A. (2009). Los ecosistemas terrestres de Sonora: un diverso capital natural. *Diversidad biológica de Sonora*. Molina-Freaner, F. y Van-Devender, T. (Eds.). UNAM-CONABIO. México. pp. 129-156.

- Miller, D. M., Schmidt, K. M., Mahan, S. A., McGeehin, J. P., Owen, L. A., Barron, J. A., Lehmkuhl, K. & Löhner, R. (2010). Holocene landscape response to seasonality of storms in the Mojave Desert. *Quaternary International*. 215 (1-2). Elsevier Ltd and INQUA. London, England. pp. 45-61.
- Molina-Garza, R. S. e Iriondo, A. (2005). La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México. 1. Tomo LVII. Instituto de Geología, UNAM. Mexico. pp. 87-98.
- Monreal, R., Cano-Corona, I., Grijalva-Noriega, F. J., Montijo-González, A. y Almazán-Vázquez, E. (2011). Caracterización del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior) en el área al sur de la Sierra Basómari, Noreste de Sonora, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 63 (2). Instituto de Geología, UNAM. México. pp. 365-378.
- Morales-Montaño, M. (1984). Bosquejo geológico del cuadrángulo "Estación Llano-Imuris". *Boletín del Departamento de Geología*. Departamento de Geología, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora. pp. 25-49.
- Nemec, W. & Steel, R. J. (1998). What is a fan delta and how to recognize it? *Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings*. Nemec, W. & Steel, R. J. (Eds). Blackie. pp. 3-15.
- Ochoa-D'Aynés, S. (2005). *La industria lítica de bifaciales y puntas de proyectil en el sitio La Playa, Sonora*. Tesis. Universidad de la Américas Puebla. Cholula, Puebla.
- Ornelas-Macías, A. (2009). *Caracterización geológica, estructural y de mineralización en el Área Karina, municipio de Caborca, Sonora, México*. Tesis. División de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Sonora. Hermosillo, Sonora.
- Pérez, R. G. (1985). Geografía de Sonora. *Historia general de Sonora*. Hopkins, A. (Ed.). Tomo I: Periodo prehistórico y prehispánico. Gobierno del Estado de Sonora. Hermosillo, Sonora. pp. 111-172.
- Price, W. E. (1974). Simulation of alluvial fan deposition by a random walk model. *Water Resources Research*. 10 (2). American Geophysical Union. Washington, DC. pp. 263-274.
- Priego, A. Bocco, G. Mendoza, M. y Garrido, A. (2008). *Propuesta para la generación automatizada de unidades de paisaje: Fundamentos y métodos*. SEMARNAT, INE, CIGA-UNAM. México.

- Quijano-Cossio, J. E. (2014). *Parámetros morfométricos, geomorfológicos y correlación estructural en cinco cuencas hidrográficas de la cuenca Amagá*. Tesis. Departamento de Geología, Universidad EAFIT. Medellín, Colombia.
- Quiroga, D., Gil, V. y Coronato, A. (2014). Morfometría de la cuenca del río Avilés, Tierra del Fuego Argentina. Aportes al conocimiento de las condiciones de escurrimiento en territorios semiáridos. *Cuaternario y Geomorfología*. 28 (1-2). Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza, España. pp. 63-80.
- Reyes, S. Douglas, M. W. y Maddox, R A. (1994). El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*. 7 (2). Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM. México. pp. 117-137.
- Romero-Díaz, M. A. y López-Bermúdez, F. (1987). Morfometría de redes fluviales: revisión crítica de los parámetros más utilizados y aplicación al alto Guadalquivir. *Papeles de Geografía*. (12). Departamento de Geografía, Universidad de Murcia. Murcia, España. pp. 47-62.
- Salas-Aguilar, V. M., Pinedo-Álvarez, C., Viramontes-Olivas. O. A., Báez-González, A. D. y Quintana-Martínez, R. M. (2011). Morfometría de la cuenca del río Nazas-Rodeo en Durango, México, aplicando tecnología geoespacial. *Tecnociencia Chihuahua*. 5 (1). Dirección de Investigación y Posgrado, Universidad Autónoma de Chihuahua. Chihuahua, Chihuahua. pp. 34-42.
- Schott, A. M. (2017). Site formation processes and depositional environment of a fine-grained alluvial floodplain at La Playa archaeology site, Sonora, Mexico. *Geoarchaeology: An International Journal*. 32 (2). Wiley Periodicals. New Jersey, USA. pp. 283-301.
- Schumm, S. A. (1956). The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*. 67. pp. 597-646.
- Strahler, A. N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. *Handbook of Applied Hydrology*. Chow, V. T. (Ed.) McGraw-Hill. New York, USA. pp. 439-476.
- Targulian, V. O. & Goryachkin, S. V. (2004). Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 21 (1). Centro de Geociencias, UNAM. Querétaro, Querétaro. Págs. 1-8.

- Uriarte, A. (2010). Historia del clima de la Tierra. Recuperado el 07 de junio de 2016, de Géminis Papeles de Salud, de http://www.herbogeminis.com/IMG/pdf/historia_del_clima_de_la_tierra_anton_uriarte.pdf
- Weissmann, G. S., Mount, J. F. & Fogg, G. E. (2002). Glacially driven cycles in accumulation space a sequence stratigraphy of a stream-dominated alluvial fan, San Joaquin Valley, California, USA. *Journal of sedimentary research*. 72 (2). SEPM Society for Sedimentary Geology. Oklahoma, USA. pp. 240-251.
- Wright, V. P. & Alonso-Zarza, A. M. (1990). Pedostratigraphic models for alluvial fan deposits: a tool for interpreting ancient sequences. *Journal of the Geological Society*. 147. Geological Society. London, England. pp. 8-10.
- Zinck, J. A. (2012). *Geopedología: Elementos de geomorfología para estudios de suelos y de riesgos naturales*. ITC Special Lecture Notes Series. Enschede, The Netherlands. pp. 3-13.