
CAMBIOS PALEOAMBIENTALES DURANTE EL PLEISTOCENO TARDÍO - HOLOCENO DE LA CUENCA DEL RÍO PORTUGUESA, LLANOS CENTRO-OCCIDENTALES, VENEZUELA

ORLANDO GONZÁLEZ, MAXIMILIANO BEZADA,
ZULY MILLÁN y JUAN CARRERA

RESUMEN

Debido a los cambios climáticos del Pleistoceno Tardío - Holoceno, el río Portuguesa, Llanos Centro-Occidentales, Venezuela, experimentó cambios ambientales e hidrológicos. El presente estudio se basó en el análisis morfo-sedimentario y fue sustentado por 21 dataciones por luminiscencia ópticamente estimulada (LOE) de los depósitos fluviales y eólicos de la cuenca. Los sedimentos recientes están dominados por arenas medias y gruesas; los depósitos antiguos por limos gruesos a medios, ambos constituidos esencialmente por cuarzo y caolinita. El análisis de litofacies del tramo estudiado permite definir depósitos de canal o barras de meandros (AF1) y barras arenosas (AF2) asociados a pequeños deltas. La morfología de

los depósitos proximales indica el desarrollo de mega-abanicos y terrazas fluviales, y los sedimentos distales el desarrollo de depósitos de canal y planicie de inundación. La cronología de los depósitos fluviales (19000 ± 1570 y 15200 ± 2320 ka) sugiere que la construcción de mega-abanicos comenzó al menos durante el último máximo glacial (UMG); entre 10990 ± 2850 y 3850 ± 840 ka hay incisión y formación de paleomeandros y terrazas fluviales, durante el Holoceno Temprano a Tardío. La cronología de los depósitos eólicos (14720 ± 1800 y 4510 ± 860 ka), indican que las condiciones climáticas o paleoambientales durante el Tardiglacial y el Holoceno, toda vía eran semiáridas a sub-húmedas, o parecidas a las del presente.

La cuenca del río Portuguesa ocupa ~6,5% del territorio venezolano. Desde los Andes surorientales, el río se desplaza a través de bosques tropicales húmedos, sub-húmedos, secos y de sabana en los Llanos Centro-Occidentales venezolanos. Estas regiones climáticas han experimentado en las últimas décadas rápidos cambios ambientales asociados al incremento de la población, la actividad agrícola y la extracción minera en los cauces de los ríos. A pesar de esto, existen pocas investigaciones relacionadas con los cambios men-

cionados y con los cambios paleoclimáticos y paleoambientales ocurridos durante el Cuaternario Tardío en la cuenca. Según Schubert (1988), las principales evidencias de un clima diferente durante el UMG en la región del Caribe, Suramérica y América Central se relacionan con registros sedimentológicos, geomorfológicos, pedológicos y paleontológicos. En Venezuela, los mejores registros relacionados con estos cambios climáticos se asocian con la presencia de morfología glacial en los Andes centrales, variación en las condiciones hidrológicas en las tierras bajas tropicales de los ríos y la-

gos, terrazas aluviales, estudios de núcleos de sedimentos lacustrinos, cronología absoluta por ^{14}C , luminiscencia ópticamente estimulada y nuclidos cosmogénicos terrestres usando ^{10}Be , entre otros (Schubert, 1988; Stansell *et al.*, 2005; Wesnousky, 2012).

Este trabajo documenta parte de la historia fluvial del río Portuguesa y su relación con los procesos de fusión de los glaciares durante el Pleistoceno Tardío - Holoceno en base al estudio geomorfológico, sedimentológico, y cronológico de depósitos fluviales y eólicos del Pleistoceno

PALABRAS CLAVE / Cronología / Cuaternario Tardío / Paleoambiental / Río Portuguesa / Sedimentos / Venezuela /

Recibido: 27/11/2012. Modificado: 18/11/2013. Aceptado: 20/11/2013.

Orlando José González C. Profesor, Instituto Pedagógico de Caracas (IPC), Venezuela. Magister en Geografía, mención Geografía Física. Universidad Pedagógica Experimental Libertador (UPEL), Venezuela. Candidato a Doctor en Ciencias de la Ingeniería, Universidad Central de Venezuela (UCV). Profesor, UPEL-IPC, Venezuela. Dirección: Departamento de Ciencias de la Tierra, Instituto Pedagógico de Caracas. El Paraiso, Caracas 1020, Venezuela. e-mail: orlandojose57@yahoo.com.mx

Maximiliano Bezada. Profesor, IPC, Venezuela. Magister en Geografía, Ottawa University, Canadá. Ph.Sc. en Biología, Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC). Postdoctorado, York University, Canadá. Profesor, UPEL-IPC, Venezuela. e-mail: mbezada1919@gmail.com

Zuly Millán. Licenciada en Educación, Especialista en Análisis de Datos y Magister en Educación, UCV, Venezuela. Estudiante del Doctorado en Ciencias de la Educación, Universidad Nacional Experimental Simón Rodríguez, Venezuela. Profesora, UPEL-IPC, Venezuela. zumibo@gmail.com

Juan Manuel Carrera. Profesor UPEL-IPC, Venezuela. M.Sc. en Análisis Espacial y Gestión del Territorio, UCV, Venezuela. Inspector Ambiental Antártico, IVIC, Venezuela. e-mail: juanmanuelcarrera14@hotmail.com

Tardío - Holoceno. La reconstrucción de la historia fluvial de este río representa un paso importante para la interpretación paleohidrológica del mismo y para la cuenca del río Orinoco, que ha sido poco estudiada (Latrubesse, 2003).

Contexto Ambiental

La cuenca del río Portuguesa se localiza entre los 7°57' y 10°20'N, y los 67°21' y 70°33'O (Figura 1), tiene un área de ~59.500km² y se emplaza sobre un mosaico geológico que incluye rocas de edad Precámbrico hasta el Cenozoico. En las áreas de mayor elevación se observan depósitos cuaternarios glaciales, fluvio-glaciales y fluviales. En el piedemonte afloran rocas del Terciario y sedimentos fluviales del Cuaternario. La región de los Llanos medios y bajos está constituida por depósitos cuaternarios de origen fluvial y en menor grado por depósitos eólicos. El Sistema de Fallas de Boconó controla los ríos en la cuenca alta. En el piedemonte, los sedimentos terciarios y cuaternarios han sido fallados y basculados (Rondón, 1973). Otros rasgos asociados a la tectónica de la región son los ríos desviados, brechas de viento, terrazas escalonadas, abanicos desplazados y escarpes flexurales asociados a fallamiento inverso ciego (Audemard, 1999).

El río posee un caudal medio anual de 495m³·s⁻¹ y un promedio anual combinado de transporte de sedimentos de 527000m³/año; la longitud del río es de unos 600km hasta su desembocadura en el río Apure (MOP, 1969; MARNR, 2006). Actualmente, la cuenca se caracteriza por presentar un clima húmedo tropical con precipitaciones estacionales. Esta dinámica climática es controlada por la Zona de Convergencia Intertropical y otras perturbaciones tropicales tales como las ondas del este, ciclones tropicales y situaciones

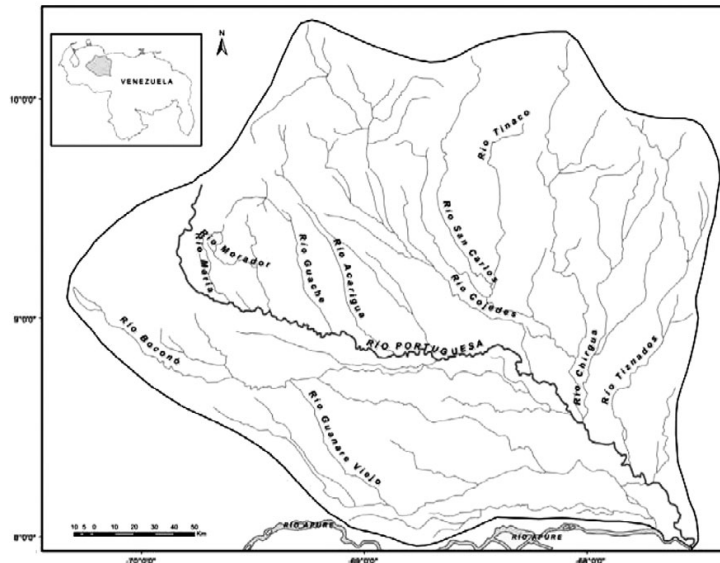


Figura 1. Cuenca del río Portuguesa.

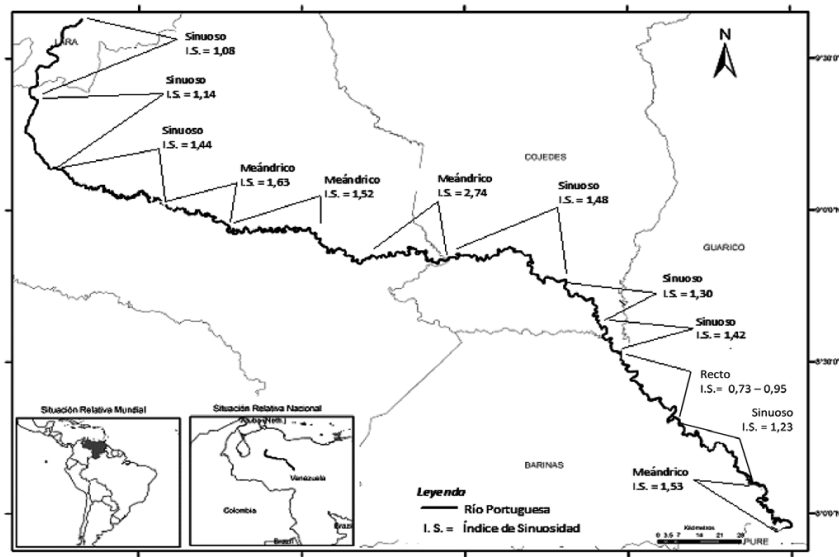


Figura 2. Modelos de canal y valores de sinuosidad del cauce actual del río Portuguesa.

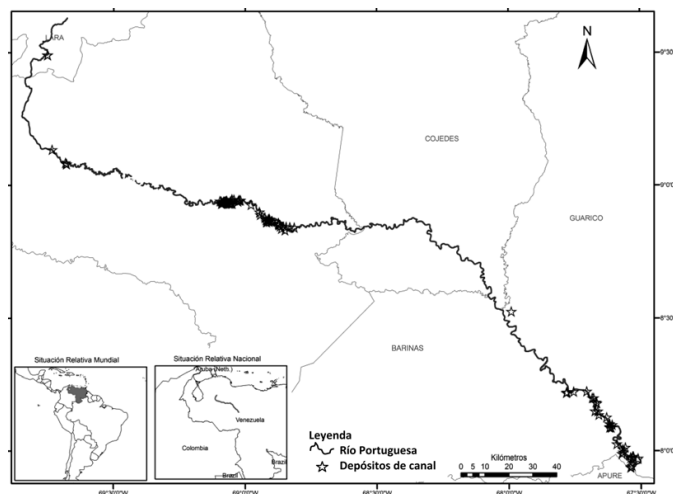


Figura 3. Localización de los sedimentos fluviales superficiales del cauce actual del río Portuguesa.

meteorológicas sinópticas extratropicales, asociadas a la actividad del frente polar (Foghin, 2002).

El río Portuguesa drena las provincias geomorfológicas Cordillera de los Andes y Llanos Centro-Occidentales. En la zona montañosa la pendiente promedio es de 34%, el cauce del río es angosto y presenta barras longitudinales de arenas, gravas y clastos de roca. En el piedemonte, el río corta rocas blandas del Terciario y depósitos cuaternarios. El gradiente promedio en este sector es de 6% y el lecho del río está constituido por barras laterales y pequeñas islas de gravas y arena que han sido estabilizadas por la vegetación.

El río exhibe un patrón de canal entrelazado con un índice de 0,59 y tiene una sinuosidad de 1,12. Luego, se convierte en un río de cauce único con tramos sinuosos y meándricos; las sinuosidades van en promedio de 1,2 a 2,9. Existen algunos tramos rectos con sinuosidades de 0,73 y 0,95 asociados probablemente a lineamientos o fallas inversas ciegas en el subsuelo (Figura 2). La morfología de la planicie aluvial es compleja y está constituida por vestigios de terrazas antiguas pleistocénicas y la yuxtaposición de sedimentos aluviales holocénicos (MARNR, 1982).

Otras unidades geomorfológicas se asocian con planicies de barras de meandros y de escurrimiento impedido. Asociados a esta morfología se presentan paleocanales, paleomeandros abandonados, áreas de pantano o cubetas y meandros abandonados formando lagunas.

Metodología

El muestreo de sedimentos superficiales modernos se llevó a cabo en el cauce principal del río Portuguesa (Figura 3), el de los sedimentos fluviales más antiguos se realizó mediante la toma de núcleos de perforación en la planicie de inundación y

los sedimentos eólicos fueron recolectadas en la base de las dunas disipadas o erosionadas (Figura 4). Los sitios de muestreo de sedimentos fueron georeferenciados mediante un GPS diferencial WAAS (error $\pm 80\text{cm}$). El análisis granulométrico de los sedimentos se llevó a cabo solamente en los depósitos fluviales (núcleos y sedimentos modernos) y se realizó en la fracción $< 2\text{mm}$; las técnicas utilizadas fueron el tamizado en seco para la fracción de las arenas y el método de Bouyoucos (1962) para la fracción limo-arcilla. Los parámetros granulométricos se determinaron según Folk y Ward (1957) y Folk (1968). Los núcleos fue-

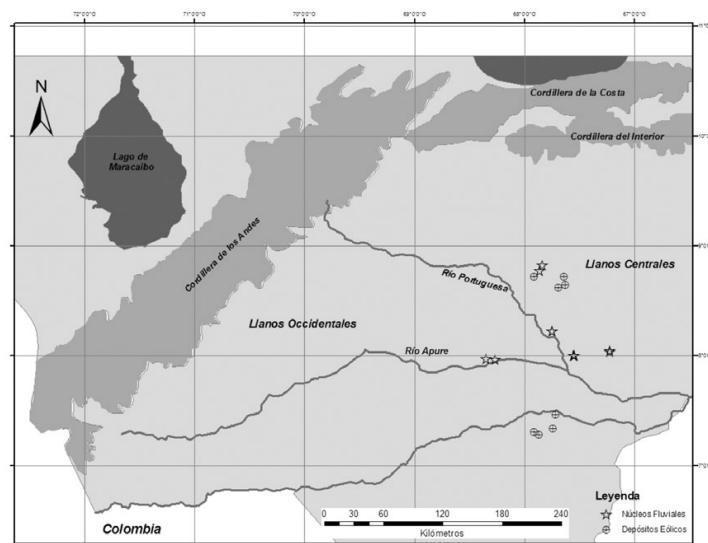


Figura 4. Localización de los núcleos de sedimentos fluviales y dunas del área de estudio.

sedimentos modernos, que el tamaño de la partícula en el tramo analizado, está controlado por el área fuente. Según McLaren (1981) el tamaño del grano característico de los sedimentos es controlado más por la naturaleza del área fuente que por los procesos de transporte o ambiente de depósito. En ese sentido, el área fuente de estos sedimentos está constituida por rocas molásicas del Terciario y por depósitos cuaternarios que afloran en el piedemonte y Llanos altos Centro-Occidentales. Estas rocas están constituidas fundamentalmente por areniscas macizas y blandas, conglomerados, lutitas arcillosas y limolitas (González

RESUMEN DE LOS PARÁMETROS ESTADÍSTICOS Y ESCALA VERBAL DE LOS SEDIMENTOS DE LA CUENCA ALTA, MEDIA Y BAJA DEL RÍO PORTUGUESA

Cuenca río Portuguesa	Tamaño de partícula	Selección	Asimetría	Curtosis
Alta	Arenas muy gruesas y gruesas (-0,18 y 0,46 ϕ)	Mal escogidas (1,01 y 1,20 ϕ)	Cercanamente simétricas a muy simétricas positivas (0,00 y 0,52 ϕ)	Mesocúrticas o muy leptocúrticas (1,09 y 1,14 ϕ)
Media	Arenas medias a gruesas (0,22 y 2,23 ϕ)	Muy bien escogidas a moderadamente escogidas (0,5 y 0,92 ϕ)	Cercanamente simétrica a fuertemente negativa (-0.01 y 0,36 ϕ)	Platicúrticas a Leptocúrticas (0,67 y 1,5 ϕ)
Baja	Arenas medias a gruesas (0,03 y 2,0 ϕ)	Bien escogidas a moderadamente bien escogidas (0,41 y 0,89 ϕ)	Asimetría positiva a fina muy negativa (-0,0 y 0,26 ϕ)	Platicúrtica a Mesocúrtica (0,74 y 1,52 ϕ)

ron dados por el método de la luminiscencia ópticamente estimulada (LOE), con un sistema automatizado TI/OSL, Modelo 1100 (Daybreak Nuclear, EEUU). El análisis de la dosis anual fue determinado en un equipo Inspector Portable Spectroscopy Worskstation (NaI-Tl; Canberra). El análisis mineralógico se realizó en el Instituto Nacional de Geología y Minería (INGEO-MIN), Venezuela. Se utilizó un equipo Xpert Pro (Phillips) con un goniómetro modelo 3050/60 y un detector modelo 3011/20. La mineralogía de las arenas y arcillas se realizó a través de la difracción de rayos X, utilizando radiación de cobalto con un intervalo de barrido entre 5 y 90°, con una resolución de 0,01 2 θ -s $^{-1}$, sin filtros, en condiciones operativas estándar de 40Kv y 20mA. Los sedimentos fluviales se describieron según Miall (1992) con algunas modificaciones.

Resultados y Discusión

Granulometría

Los resultados granulométricos de los sedimentos modernos del

tramo estudiado presentan en general un tamaño de grano predominantemente en el intervalo de las arenas medias, muy bien escogidas a moderadamente bien escogidas, cercanamente simétricas a simetría muy negativa y con distribución platicúrtica a mesocúrtica (Tabla I). Por su parte, los sedimentos más antiguos (núcleos) de la planicie de inundación se caracterizan por el predominio de limos gruesos a medios, muy pobremente seleccionados a pobremente seleccionados, con asimetría positiva a muy simétrica positiva y forma platicúrtica a mesocúrtica (Tabla II).

Estos resultados sugieren, en primera instancia, y para el caso de los

de Juana *et al.*, 1980). En segundo lugar, en la medida en que se incrementa la distancia de transporte de los sedimentos con respecto al área montañosa, las arenas experimentan un desgaste producto de los procesos de erosión, lo que conlleva a una disminución del tamaño de la partícula y a un marcado incremento en la madurez composicional del sedimento. Este es un fenómeno bien reconocido en los sistemas fluviales, donde se produce una disminución exponencial del tamaño del grano con la distancia aguas abajo producto del escogimiento hidráulico y los procesos de abrasión (Singh *et al.*, 2007). Aunado a estos procesos se podría agregar la influencia que ejerce la composi-

RESUMEN DE LOS PARÁMETROS ESTADÍSTICOS Y ESCALA VERBAL DE LOS PALEOMEANDROS Y PLANICIE ALUVIAL (CUENCA BAJA) DEL RÍO PORTUGUESA

Tamaño de la partícula	Selección	Asimetría	Curtosis
Limos medios a gruesos (4,5 y 6,8 ϕ) y arenas muy finas (2,3 y 3,8 ϕ)	Muy pobremente seleccionados (0,67 y 3,57 ϕ) a pobremente seleccionados (1 y 2 ϕ)	Asimétrica positiva a muy simétrica positiva (0,1 a 0,42 ϕ)	Platicúrtica y mesocúrtica 0,67 y 1,11 ϕ)

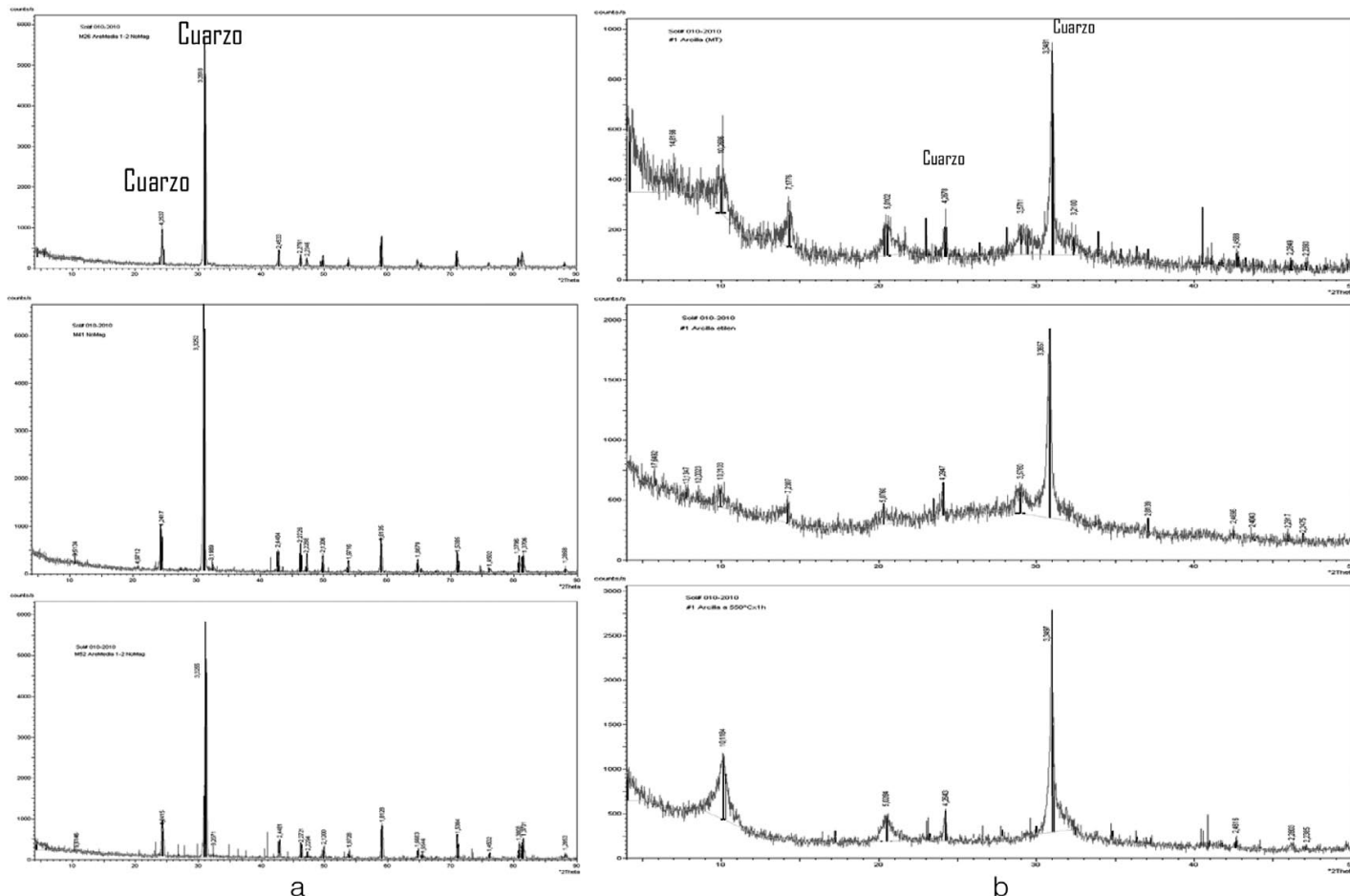


Figura 5. Difractogramas representativos de la mineralogía de los sedimentos estudiados. a: arenas fluviales, y b: arcillas minerales.

ción mineralógica de las arenas, las cuales están constituidas esencialmente por cuarzo, como se verá más adelante. Para el caso de los sedimentos antiguos en la planicie de inundación, el tamaño de partícula evidentemente se relaciona con depósitos de inundación y con las bajas condiciones hidrodinámicas que se presentan en la planicie aluvial. Singh *et al.* (2007) reportaron, en el caso del río Ganga, que la variación en el tamaño del grano aguas abajo se debía a las fluctuaciones en las condiciones de energía requerida para el transporte y el depósito de los sedimentos. Resultados similares han sido documentados en áreas cercanas a la región de estudio (Franzini y Potter, 1983; Johnsson *et al.*, 1991; Savage y Potter, 1991; Latrubesse y Franzinelli, 1998; Latrubesse, 2002; Latrubesse y Kalicki, 2002; Latrubesse y Stevaux, 2002.

Mineralogía

Los resultados del análisis mineralógico por difracción de Rayos X indica que las arenas modernas y antiguas del cauce actual del río Portuguesa y de la planicie de inundación están constituidos esencialmente por cuarzo y menores cantidades de clorita, muscovita y calcita, entre

otros minerales traza. Por su parte, la fracción arcillosa de los sedimentos de la planicie de inundación están compuestos principalmente por cuarzo y caolinita, esta última como la arcilla más abundante, y en menor proporción se observa la presencia de muscovita, illita, vermiculita, montmorillonita y clorita (Figura 5).

La composición mineralógica de las arenas, tanto de los sedimentos modernos como antiguos, parece relacionarse con las rocas molásicas y depósitos cuaternarios que constituyen al piedemonte y Llanos altos Centro-Occidentales y con los sedimentos que conforman la planicie de inundación de los Llanos bajos. Previamente, Johnsson *et al.* (1991) analizaron la composición mineralógica en la región de los Llanos Occidentales de Colombia y Venezuela, determinando que estas arenas están constituidas esencialmente por cuarzo; igualmente arenas de composición similar fueron reportadas por Savage y Potter (1991). Por su composición mineralógica y grado de madurez, las arenas estudiadas se aproximan al campo de las cuarzo-arenitas. Por otra parte, la persistencia del cuarzo en la fracción arcillosa se debe a que este mineral es un resistato y es de origen detrital, ya que proviene de la alteración físico-me-

cánica y erosión de las rocas que conforman el área fuente y del material retrabajado de los suelos y sedimentos acumulados en la planicie aluvial. En cuanto a la caolinita, ésta es una arcilla característica de suelos y sedimentos muy meteorizados de las regiones tropicales e igualmente su neoformación es favorecida por el hecho de que sólo requiere de Si y Al como constituyentes esenciales (Porta *et al.*, 1999). Su origen pudiese estar relacionado con la erosión lateral de los suelos y bancos desarrollados en la planicie de inundación (Johnsson, 1990; Johnsson y Meade, 1990; Guyot *et al.*, 2007), pero también pudiera ser heredada de los sedimentos que provienen de la alteración de las rocas del Terciario y depósitos cuaternarios del piedemonte andino-llanero que contienen a este mineral.

Estratigrafía

El tramo estudiado en el río Portuguesa es esencialmente meándrico, con buen desarrollo de canales, barras de punta y depósitos de planicie de inundación. El tamaño del grano en el cauce actual del río corresponde a arenas, poca arcilla y presencia esporádica de gravas, que son aportadas por algunos de los ríos tribu-

TABLA III
RESUMEN DE LITOFACIES EN ESTE ESTUDIO Y EXPLICACIÓN DE LOS SÍMBOLOS UTILIZADOS EN LAS SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS *

Código de facies	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Sm	Arenas medias, finas y muy finas	Se presentan de forma masiva	Barra de meandro, régimen de flujo medio a bajo
Sp	Arenas medias a finas	Estratificación cruzada planar	Ambiente de pequeños deltas, régimen de flujo medio a bajo
Smo	Arenas muy finas con restos de plantas	Se presentan de forma masiva	Barra de meandro
Sr	Arenas muy finas	Estratificación laminar a pequeña escala (óndulas)	Idem
Sh	Arenas finas	Estratificación horizontal	Barra de canal activo
Fm	Limos arcillosos y arenosos	Masiva y estratificación laminar aparente	Depósitos de cubierta o de inundación, régimen de flujo bajo
Fmo	Limos arcillosos y arenosos, restos de plantas	Masiva y estratificación laminar aparente	Idem

* Modificado de Miall (1992).

tarios que conforman su cuenca. Este tramo contiene siete litofacies (Tabla III), que se relacionan con un registro sedimentario que

define dos asociaciones de facies: la asociación AF1, que se corresponde con un sistema deposicional de barras de meandros

abandonados y depósitos de planicie de inundación caracterizados por la presencia de ciclos de afinamiento o grandecrecientes hacia arriba, sin presencia de estructuras sedimentarias, y por lo general están recubiertos por secuencias sedimentarias de grano fino (plugs; Figura 6a-j) y la asociación AF2, que se relaciona con depósitos asociados a pequeños deltas (Figura 6l). La asociación AF1 se presenta en la mayoría de los núcleos estudiados y está constituida predominantemente por capas de arenas masivas y secuencias limo-arcillosas, observándose ciclos grandecrecientes hacia arriba en todos los testigos estudiados. Esta asociación sedimentaria se presenta en paquetes de 1,0 y 2,40m de espesor, y algunos de los depósitos de AF1 contienen restos de madera, hojas y ramas (Figuras 6c y h).

Descripción e interpretación de la litofacies AF1

Las litofacies arenosas y limo-arcillosas de AF1, por lo general, son masivas y no presentan estructuras sedimentarias aparentes a excepción de la litofacies Sr. La litofacies Sm está formada por

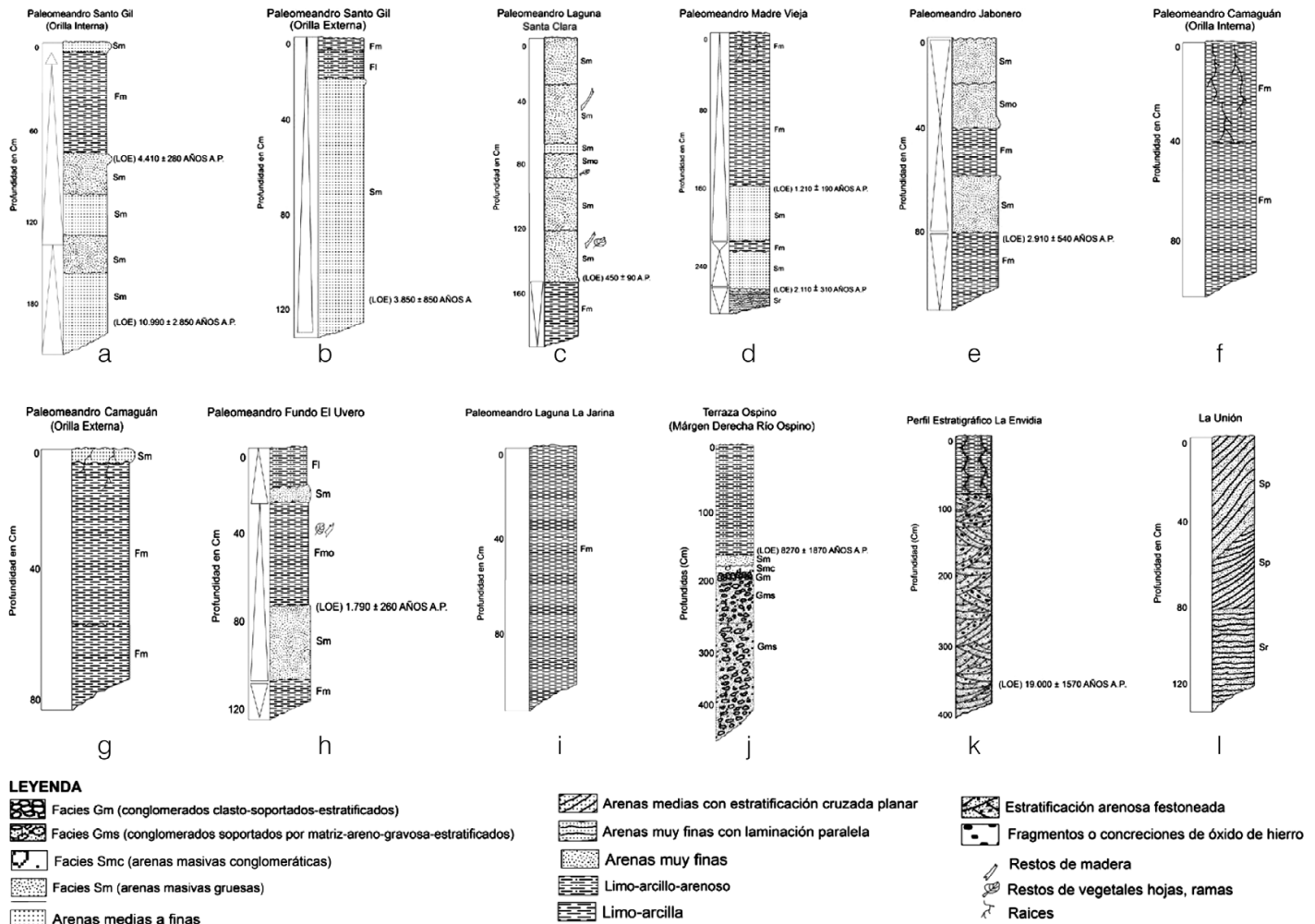


Figura 6. Litofacies sedimentarias que incluyen las dataciones por LOE de la planicie de inundación cuenca media y baja del río Portuguesa.

arenas medias a muy finas y se presentan en paquetes de 0,10 a 1m de espesor (Figura 6a-h). Los sedimentos son de color gris claro (2.5Y 7/2) y marrón-amarillento ligero (2.5Y 6/3) y están constituidas por cuarzo meteorizado y mica muscovita de ~1mm. La litofacies Smo se presenta en paquetes de 0,20 y 0,40m de espesor y está constituida por arenas muy finas de colores gris claro (2.5Y 7/2) y amarillo claro (2.5Y 8/3). Su composición es de cuarzo y se observan restos de hojas, ramas y madera (Figura 6e). La litofacies Sr se presenta en pequeños paquetes de 0,10 a 0,20m y se caracteriza por la presencia de arenas muy finas con laminación paralela, siendo de color gris-amarillento (2.5Y 7/2); esta litofacies se alterna con delgadas láminas de material limo-arenoso gris-oscuro (10YR 4/1), cuya composición mineralógica es de cuarzo y muscovita de 1mm. La litofacies Fm se localiza en el tope de la sección estratigráfica o de forma interestratificada con las arenas en paquetes de 0,20 a 1,0m. Su color varía entre marrón-amarillento (2.5Y 6/3) y gris-azulado (10YR 7/1); está constituida por limos gruesos a medios y bajo contenido de arena y arcilla (Figuras 6a-j). La litofacies Fl es similar a la anterior y las diferencia que esta litofacies está constituida por arenas muy finas. La litofacies Fmo se presenta de forma alterna con la litofacies arenosa en un sólo testigo y se caracteriza por la presencia de abundantes moteados rojizos (10R 5/6) y gris-verdoso (5Y 5/2) además de contener hojas, ramas y restos de madera (Figura 6h).

La asociación AF1 fue depositada en canales activos del río y en la mayoría de estos depósitos se observan secuencias granodecrecientes hacia arriba, lo cual sugiere que los canales fueron parte de un rápido proceso de agradación y acreción vertical, relacionado con la formación de barras de meandro y migración de barras de punta en planicies de inundación (Farabaugh y Rigsby, 2005; Rigsby *et al.*, 2009). La litofacies Sm puede ser interpretada como resultado del transporte de sedimentos en láminas planares bajo condiciones de alta energía o alta carga estacional (Singh y Bhardwaj, 1991); estos rasgos sedimentarios sugieren que la deposición se produjo en un ambiente de barras de meandros, mediante mecanismos de transporte por tracción y suspensión. La litofacies Smo es similar a la anterior pero el contenido de restos vegetales sugiere una pérdida de energía que permite la decantación de los materiales orgánicos transportados por el flujo. La presencia de arenas masivas en ambas litofacies se relaciona probablemente con modificaciones post-depositacionales, producidas por procesos de bioturbación (Singh y Bhardwaj, 1991; Bayer, 2010). Miall (2006) señala además que las litofa-

cias Sm pueden ser afectadas por la meteorización y mostrar o revelar una laminación borrosa o irregular, y pueden resultar del colapso de los bancos asociados a flujos gravitacionales que originan facies caóticas. Las litofacies Fl y Fm se forman por acreción vertical y se relacionan con sectores de escasa energía alejados del canal principal, que permiten la decantación de las fracciones finas transportadas por suspensión (Miall, 1992); la litofacies Fmo tiene origen similar, pero se asocia con el desarrollo de una cobertura vegetal.

Descripción e interpretación de la litofacies AF2

Los sedimentos de AF2 se caracterizan por la presencia de litofacies arenosas con estratificación cruzada planar, laminación paralela y óndulas (figura 6l). En la litofacies Sp se observa la presencia de estratificación cruzada planar que se presenta en paquetes de 0,40 a 0,80m; está conformada por arenas de granulometría media a fina y mineralógicamente está compuesta por cuarzo y muscovita. La litofacies Sr está formada por arenas finas laminares paralelas y óndulas a pequeña escala, son de color gris claro (5Y 7/1) y amarillento (5Y 8/6); esta litofacies se alterna con delgadas láminas de material limo-arcilloso gris-oscuro (10YR 4/1), y su composición mineralógica es similar a la litofacies anterior y se presenta en la base de la secuencia sedimentaria como láminas delgadas paralelas y óndulas.

La litofacies Sp se forma por la migración aguas abajo del frente de avance de dunas de arenas, que superan el ángulo de reposo, lo que sugiere la migración de los sedimentos sobre la superficie de la barra y depositación en la cara de avalancha (Miall, 1985). La litofacies Sr se interpreta como resultado de flujos laminares y abundante carga de sedimentos en suspensión (Miall, 1977). La abundancia de mica muscovita en estos sedimentos se ha interpretado como una evidencia de la existencia de transporte por suspensión y la laminación compuesta por arenas finas y mica libre, que son el producto de la alta velocidad de la corriente y la baja profundidad (Singh y Bhardwaj, 1991). Finalmente, estas litofacies se asocian con barras de arenas activas, en un ambiente de pequeños deltas bajo un régimen de alta a baja energía. Depósitos similares han sido descritos en los Llanos Centro-Occidentales (MAR- NR, 1982).

Cronología de la evolución paleoambiental

Investigaciones recientes en depósitos fluviales y eólicos, paleontología de vertebrados y registros palinológicos,

junto con amplios estudios geomorfológicos, han demostrado que las tierras bajas tropicales de Suramérica experimentaron drásticos cambios climáticos y paleoambientales durante el Cuaternario Tardío, específicamente durante el último máximo glacial (UGM) y en menor grado en el Holoceno (Latrubesse *et al.*, 2012). En ese sentido, los cambios paleoambientales y muy especialmente los sedimentológicos que experimentó la cuenca del río Portuguesa en el lapso de tiempo señalado, se relacionan con los cambios climáticos que afectaron a los Andes, así como a la fase final del levantamiento, la orogénesis finiterciaria que igualmente afectó a la Cordillera del Caribe. Las altitudes originadas por esta orogénesis contribuyeron con las modificaciones inducidas, básicamente por las relaciones océano-atmósfera durante este período, las que condujeron a una modificación hacia condiciones climáticas más frías y secas que se alternaban con épocas más húmedas y cálidas, durante el Cuaternario Tardío. Estos cambios permitieron que en las áreas de máxima altitud de los Andes venezolanos durante el Pleistoceno Tardío se instalaran capas de hielo glacial, desde donde se desarrollaban glaciares de valles que durante el UMG descendieron hasta los 3000msnm. Durante ese tiempo las condiciones de aridez prevaletentes en el Pleistoceno Tardío indujeron que se activara la dinámica morfogenética en las vertientes montañosas y ésta ejerció una gran influencia sobre el ciclo sedimentario continental, favoreciendo los procesos de denudación de suelos debido a la baja cobertura vegetal. La precipitación fue menor pero concentrada en tormentas torrenciales, lo cual aumentó la erosión y el acarreo de sedimentos en momentos catastróficos que formaron extensos abanicos y terrazas aluviales (González de Juana *et al.*, 1980; Liu y Colinvaux, 1985; Räsänen *et al.*, 1992; Latrubesse y Franzinelli, 1998; Latrubesse y Rancy, 1998; Van der Hammen y Hooghiemstra, 2000; Latrubesse y Kalicki, 2002; Rigsby *et al.*, 2009; Latrubesse *et al.*, 2012).

En este marco se desarrolló la historia fluvial del río Portuguesa, la cual ha sido interpretada con base en los resultados geomorfológicos, sedimentológicos y cronológicos obtenidos en algunos depósitos aluviales y eólicos de la cuenca (Tabla IV). Las edades más antiguas (Figura 6 K), se obtuvieron en los mega-abanicos del río Apure (18700 ±2200 y 19000 ±1570ka A.P.) y Barinas (15200 ±2320 y 16260 ±3290ka). Esta cronología representa las primeras edades absolutas obtenidas para depósitos fluviales del piedemonte andino-llanero venezolano y se asocian con procesos de agradación e incisión fluvial; representando la fase final de los procesos

CRONOLOGÍA POR LUMINISCENCIA ÓPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE) DE LOS DEPÓSITOS CUATERNARIOS, DE LA CUENCA DEL RÍO PORTUGUESA

Muestra	Dosis anual (μGy/año)	Dosis acumulada	Edades LOE (a A.P.)	Coordenadas UTM	Tipo de depósito
Paleomeandro Fundo El Uvero	893 ±84	1,6	1790 ±260	N888796 E196602	Aluvial
Paleomeandro Santo Gil 1 (base)	1379 ±232	5,3	3850 ±840	N884783 E659786	Aluvial
Paleomeandro Santo Gil 2 (base)	919 ±192	10,1	10990 ±2.850	N884635 E659786	Aluvial
Paleomeandro Santo Gil 3 (tope)	658 ±9	2,9	4410 ±280	N884635 E659786	Aluvial
Madre Vieja I	1467 ±139	3,1	2110 ±310	N909147 E638712	Aluvial
Madre Vieja II	2389 ±251	2,9	1210 ±190	N909147 E638712	Aluvial
Paleocanal Jabonero	618 ±83	1,8	2910 ±540	N884887 E661069	Aluvial
Laguna Santa Clara	670 ±244	0,3	450 ±190	N889900 E196561	Aluvial
Mega-abanico Barinas	1900 ±290	30,9	16260 ±3.290	N976484 E351168	Aluvial
Mega-abanico Barinas	2053 ±210	31,2	15200 ±2.320	N978594 E354170	Aluvial
Mega-abanico Apure	572 ±39	10,7	18700 ±2.220	N880505 E581588	Aluvial
Mega-abanico Apure	642 ±21	12,2	19000 ±1.570	N881380 E572432	Aluvial
Terraza Ospino	968 ±163	8,0	8270 ±1.870	N1040676 E430010	Aluvial
Planicie Camaguán	426 ±77	2,8	6580 ±1.510	N956311 E651167	Duna
Capanaparo 5	405 ±91	0,4	990 ±270	N811258 E639353	Duna
Capanaparo 6	591 ±43	8,7	14720 ±1.800	N804955 E625784	Duna
Capanaparo 7	1530 ±227	1,9	1240 ±250	N825273 E642257	Duna
Capanaparo 8	540 ±21	0,3	560 ±50	N807737 E620442	Duna
La Porfia 1 (tope)	355 ±50	1,6	4510 ±860	N964661 E649822	Duna
La Porfia 2 (base)	647 ±90	6,8	10520 ±2.000	N964564 E620025	Duna
La Porfia 3	985 ±103	6,4	6500 ±1.000	N953399 E644330	Duna

de sedimentación y construcción de estos mega-abanicos, donde se pueden relacionar tentativamente con dos fases de fusión de los glaciares ocurridas durante el UMG en los Andes venezolanos. La primera se inicia entre 18700 ±2200 y 19000 ± 1570ka (Figura 6k) y se correlaciona con las edades determinadas para depósitos fluvio-glaciales de la Mesa del Caballo, en la región de Mucubají por Schubert y Rinaldi (1987). Las edades de 15200 ±2320 y 16260 ±3.290ka se interpretan como la segunda fase de sedimentación en el piedemonte andino-llanero, correlacionándose con la fusión de los glaciares al final del UMG y con las dataciones obtenidas más recientemente mediante isótopos cosmogénicos (16.4 ±0.4ka en la Laguna Negra; 15.6 ±1.4ka en quebrada Los Zerpa y 14.3-15.0ka en Pico El Águila), que sugieren que los glaciares en esa región pudieron haber alcanzado su máxima extensión y el inicio de los procesos de fusión, alrededor de 14.3 y 16.4ka A.P. (Weswnousky *et al.*, 2012).

Esta fase de deglaciación también se relaciona con los procesos de fusión de los glaciares que existían en la cuenca alta del río Portuguesa y las condiciones paleohidrológicas que se desarrollaban aguas abajo de la cuenca. En la Tabla IV se presenta la data de algunos paleomeandros que sustentan esta hipótesis. Las edades obtenidas para el paleomeandro Santo Gil (10990 ±2850, 4410 ±280 y 3850 ±840ka) sugieren que este paleomeandro se originó durante el Tardiglacial y continuó en el Holoceno Temprano a Tardío, asociado a los procesos de fusión de los glaciares

y un incremento en las precipitaciones. Igualmente, su origen estuvo relacionado con la sedimentación de las litofacies Sm y Smo, cuando el río Portuguesa poseía un caudal mayor o similar al actual; esta etapa culminó entre 4410 ±280 y 3850 ±840ka. Durante ese tiempo se inicia el proceso de sedimentación de las litofacies Fm, Fmo y Fl, que suprayacen la secuencia anterior e indican una menor capacidad de transporte del río para ese momento (Figuras 6a y b). Por otro lado, el ancho de este paleomeandro y de otros que se observan en la cuenca es por lo menos 2 a 4 veces mayor al ancho del canal actual, lo que implicaría un mayor caudal y sustentaría una relación genética entre los procesos de fusión glacial y la paleohidrología de este río. Una datación previa en el área, en el paleomeandro de la Laguna El Cogollal arrojó una edad de 14000ka A.P. (Edgardo Latrubesse, comunicación personal, 2011), lo cual tentativamente se podría correlacionar con el inicio de la fusión de los glaciares en los Andes venezolanos, durante el período Bølling.

En la Tabla IV se presentan otras edades relacionadas con la actividad fluvial del río Portuguesa. La edad más notable se relaciona con el nivel de terraza N₁ de la planicie aluvial del río Ospino (Figura 6j). Esta edad (8270 ±1810ka) corresponde al Holoceno Temprano a Medio y se correlaciona con algunos estudios que se han realizado en varias localidades venezolanas donde predominaba una fase árida (Bradbury *et al.*, 1981; Leyden, 1985; Vaz y García-Miragaya, 1992; Curtis *et al.*, 1999; Montoya *et al.*, 2009; Rull *et al.*, 2011). Ello

la hace coincidir consistentemente con la fase árida ampliamente documentada a nivel global conocida como el Hyspitermal o el Máximo Térmico del Holoceno (Latrubesse, 2003; Rull *et al.*, 2011).

La cronología de los otros depósitos fluviales (Tabla IV) probablemente se relaciona con la variabilidad climática del Holoceno Tardío. Leyden (1985) señaló que el registro polínico de los sedimentos del Lago de Valencia durante el Holoceno Tardío indicaba modelos modernos de variación climática. En ese sentido, las edades obtenidas para los núcleos Madre Vieja, Jabonero y Fundo El Uvero, (2110 ± 310, 1210 ± 190, 2910 ± 540 y 1790 ± 260ka) sugieren que los procesos de sedimentación asociados a litofacies Sm ocurrieron bajo condiciones de clima relativamente húmedo o similar al actual (Figuras 6d, e, h). La edad del núcleo Laguna Santa Clara

(450 ±190ka; Figura 6c) se asocia con la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Este evento fue reportado inicialmente en los Andes centrales venezolanos por Rull y Schubert (1989), mientras que más recientemente Polissar *et al.*, (2006) indican que las precipitaciones durante la PEH se incrementaron un 20% en esa región, lo que sugiere que el río Portuguesa poseía el caudal necesario para transportar sedimentos arenosos.

En cuanto a los depósitos eólicos del área, la edad más antigua (14.720 ±1800ka) se encontró en la duna Capanaparo 6, que es de color marrón-amarillento (10YR 6/6; Tabla IV). Esta edad soporta la presencia de un clima semiárido a sub-húmedo al inicio del Tardiglacial en los Llanos bajos de Apure. De tal manera, que a pesar de que posiblemente se estaba entrando en un período de mayor temperatura y humedad, todavía durante ese tiempo existían condiciones propicias para los procesos eólicos. En la duna la Porfia 1 y 2, de color amarillo-rojizo (7YR 6/8) en su base y de color marrón-amarillento (7YR 6/6) en el tope, se obtuvieron edades de 10520 ±2000 y 4510 ±860ka, respectivamente; estas dunas parecen correlacionarse con las fases áridas del Holoceno Temprano a Medio, reportadas en la región en otros estudios (Roa, 1979; Salgado-Laboriau, 1980; Bradbury *et al.*, 1981; Vaz y García-Miragaya, 1989; Curtis *et al.*, 1999). Otras edades (6580 ±1510, 6500 ±1000 y 4510 ±860ka A.P) se correlacionan con la fase árida del Holoceno Temprano a Medio conocida como el Máximo Térmico del Holoceno y las edades de las otras dunas (1240

±250, 990 ±270 y 550 ±50ka) se correlacionan con la variabilidad climática del Holoceno Tardío y la PEH, respectivamente.

Conclusiones

Las arenas modernas del río Portuguesa y de la planicie aluvial se caracterizan por presentar partículas que varían entre las arenas medias a gruesas y limos gruesos a medios, respectivamente, transportados en condiciones de alta, media y baja energía. El análisis mineralógico de ambos ambientes reveló la presencia del cuarzo y caolinita como componentes principales de estos sedimentos. El análisis sedimentológico y estratigráfico, indicó la presencia de siete litofacies que se agrupan en dos asociaciones de facies, AF1 y AF2, que se asocian con depósitos de barras de meandro y depósitos de canal relacionados con la presencia de pequeños deltas. La variación del tamaño del grano y las características sedimentológicas sugieren que varios cambios ocurrieron en el régimen paleohidrológico, probablemente asociados a la variabilidad paleoambiental del Pleistoceno Tardío y el Holoceno. Esto se sustenta en la cronología absoluta de los depósitos aluviales y eólicos, la cual sugiere que la evolución paleoambiental del río Portuguesa se relaciona con las condiciones de aridez del UMG y con los procesos de agradación e incisión de grandes abanicos y terrazas aluviales, en el piedemonte y Llanos altos Centro-Occidentales, al igual que la formación de campos de dunas en los Llanos medios y bajos de Guárico y Apure. Igualmente, durante el Tardiglacial y el Holoceno la actividad fluvial estuvo estrechamente ligada a los procesos de fusión de los glaciares en la cuenca alta del río, que condujo a la formación de grandes paleomeandros en la cuenca media y baja del río Portuguesa.

Durante el Holoceno, esta región experimentó los cambios paleoambientales que caracterizaron al Holoceno Temprano a Tardío, relacionados con condiciones de aridez (máximo térmico del Holoceno) y con la variabilidad climática de la precipitación y la temperatura que caracteriza al Holoceno Tardío y que generaron anomalías climáticas cálidas y frías, tales como el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo. Finalmente, los resultados obtenidos en este estudio son consistentes con la historia paleoambiental de la región, pero se requieren estudios geoquímicos detallados y más dataciones absolutas que permitan precisar los procesos geomorfológicos y sedimentológicos que caracterizaron a esta cuenca, dentro de un marco cronológico completo de los eventos paleoambientales definidos para el Pleistoceno Tardío-Holoceno en el norte de Suramérica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Edgardo Latrubesse y José Stevaux, del Grupo Grandes Ríos, Brasil, por su apoyo y contribuir con el set de dataciones absolutas, y al Vicerrectorado de Investigación y Postgrado de la Universidad Pedagógica Experimental Libertador (UPEL), Venezuela, por el financiamiento de este proyecto.

REFERENCIAS

- Audemard FA (1999) Morpho-structural expression of active thrust fault systems in the humid tropical foothills of Colombia and Venezuela. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 118: 227-244.
- Bayer M (2010) Dinamica do transporte, composição e estratigrafia dos sedimentos da planície aluvial do rio Araguaia. Tesis. Universidade Federal de Goiás. Brasil. 59 pp.
- Bouyoucos GJ (1962) Hydrometer method improved for making particle size analyses of soils. *J. Agron.* 54: 464-465.
- Bradbury JP, Leyden B, Salgado-Laboriau M, Lewis WM Jr., Schubert C, Benford MW, Frey DG, Whitehead DR, Weibezahn FH (1981) Late quaternary environmental history of Lake Valencia, Venezuela. *Science* 214: 1299-1305.
- Curtis JH, Brenner M, Hodell DA (1999) Climate change in the Lake Valencia Basin, Venezuela, ~12600 yr BP to present. *Holocene* 9: 609-619.
- Farabaugh RL, Rigsby C (2005) Climatic influence on sedimentology and geomorphology of the río Ramis valley, Peru. *J. Sedim. Res.* 75: 12-28.
- Franzinelli E, Potter PE (1983) Petrology, chemistry, and texture of Modern River sands Amazon River system. *J. Geol.* 91: 23-39.
- Foghin PS (2002) *Tiempo y Clima en Venezuela. Aproximación a una Geografía Climática del Territorio Venezolano.* Colección Clase Magistral N° 1. Universidad Pedagógica Experimental Libertador. Instituto Pedagógico de Miranda. Venezuela. 159 pp.
- Folk RL (1968) *Petrology of Sedimentary Rocks.* Hemphill's. Austin, TX, EEUU. 170 pp.
- Folk RL, Ward WC (1957) Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *J. Sedim. Petrol.* 27: 3-27.
- González de Juana C, Iturralde de Arocena JM, Picard CX (1980) Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Tomos I y II. Ediciones Foninves. Caracas, Venezuela.
- Guyot JL, Jouanneau, JM, Soares L, Boaventura GR, Maillet N, Lagane C (2007) Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena* 71: 340-356.
- Johnsson MJ (1990) Tectonic versus chemical-weathering controls on the composition of fluvial sands in tropical environments. *Sedimentology* 37: 713-726.
- Johnsson MJ, Meade RH (1990) Chemical weathering of fluvial sediments during alluvial storage: The Macuapanim Island point bar, Solimoes River, Brasil. *J. Sedim. Geol.* 60: 827-842.
- Johnsson MJ, Stallar RF, Lundberg N (1991) Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103: 1622-1647.

- Latrubesse EM (2002) Evidence of Quaternary paleohydrological changes in middle Amazonia: the Aripuanã-Roosevelt and Jipará "fans". *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* 129: 61-72.
- Latrubesse EM (2003) The Late-Quaternary Paleohydrology of large Sout American fluvial systems. En Gregory KJ, Benito G (Eds.) *Paleohydrology: Understanding Global Change.* Wiley. Hoboken, NJ, EEUU. pp. 193-212-
- Latrubesse EM, Franzinelli E (1998) Late Quaternary alluvial sedimentation in the Upper Rio Negro Basin, Amazonia, Brasil: Palaeohydrological implications. En Gregory KJ, Benito G (Eds.) *Paleohydrology: Understanding Global Change.* Wiley. Hoboken, NJ, EEUU. pp. 259-271.
- Latrubesse EM, Kalicki T (2002) Late Quaternary paleohydrological changes in the upper Purus basin, southwestern Amazonia, Brasil. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 129: 41-59.
- Latrubesse EM, Rancy A (1998) The Late Quaternary of the upper Jura River. Amazonia, Brasil. *Quat. South Am. Antart. Penn.* 11: 27-46.
- Latrubesse EM, Stevaux JC (2002) *Geomorphology and environmental aspect of the Araguaia fluvial basin, Brazil.* *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* 129: 109-127.
- Latrubesse EM, Stevaux JC, Cremon EH, May JH, Tatumi SH, Hurtado MA, Bezada M, Argollo BJ (2012) Late Quaternary megafans, fans and fluvio-aeolian interactions in the Bolivian Chaco, Tropical South America. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Paleocol.* 356-357: 75-88.
- Leyden BW (1985) Late Quaternary aridity and Holocene moisture fluctuations in the lake Valencia basin, Venezuela. *Ecology* 66: 1279-1295.
- Liu KB, Colinvaux PA (1985) Forest changes in the Amazonian basin during the last glacial maximum. *Nature* 318: 556-557.
- MacLaren P (1981) An interpretation of trends in grain-size measures. *J. Sedim. Petrol.* 51: 611-624.
- MARNR (1982) *Principales Aspectos Morfogenéticos y Cronológicos de los Llanos Occidentales.* División de Información e Investigación del Ambiente. Ministerio del Ambiente y los Recursos Renovables. Maracay, Venezuela.
- MARNR (2006) *Sistema Nacional de Información Hidrológica y Meteorológica.* Dirección de Hidrología y Meteorología. Ministerio del Ambiente y los Recursos Renovables. Caracas, Venezuela.
- Miall AD (1977) A Review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Rev.* 13: 1-62.
- Miall AD (1985) Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* 22: 261-308.
- Miall AD (1992) Alluvial deposits. En Walker RG, James NP (Eds.) *Facies Models. Response to sea level change.* Geological Association of Canada. St John's, Canadá. pp. 119-142.
- Miall AD (2006) Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 42: 379-383.
- Montoya E, Rull V, Nogué S, Díaz W A (2009) Paleocología del Holoceno en la Gran Sabana, SE Venezuela: Análisis preliminar de polen y microcarbones en la Laguna Encantada. *Collect. Bot.* 28: 65-79.
- MOP (1969) *Cuenca del río Portuguesa. Estudio Preliminar para el Aprovechamiento Integral de los Recursos Hidráulicos.* División de Pla-

- neamiento. Ministerio de Obras Públicas. Caracas, Venezuela.
- Polissar PJ, Abbott MB, Wolfe AP, Bezada M, Rull V, Bradley RS (2006) Solar modulation of Little Ice Age climate in tropical Andes. *PNAS* 103: 8937-8942.
- Porta J, López-Acevedo M, Roquero C (1999) *Edafología para la Agricultura y el Medio Ambiente*. 2ª ed. Mundi-Prensa. Madrid, España. 849 pp.
- Räsänen M, Neller R, Salo J, Jungner H (1992) Recent and ancient fluvial deposition Systems in the Amazonian foreland basin, Peru. *Geol. Mag.* 129: 293-306.
- Roa MP (1979) Estudio de los médanos de los Llanos centrales de Venezuela: evidencias de un clima desértico. *Acta Biol. Venez.* 10: 19-49.
- Rondón F (1973) Geología de la región de Guanare, estado Portuguesa. Mem. 2º Congr. Latinoamericano de Geología. Tomo III. pp. 1681-1685.
- Rigsby CA, Hemric EM, Baker PA (2009) Late Quaternary Paleohydrology of the Madre de Dios River, southwestern Amazon Basin, Peru. *Geomorphology* 113: 158-172.
- Rull V, Schubert C (1989) The Little Age in the tropical Venezuelan Andes. *Acta Cient. Venez.* 40: 71-73.
- Rull V, Montoya E, Nogué S, Huber O (2011) Preliminary palynological analysis of a Holocene peat bog from Apakará-tepui (Chimantá Massif, Venezuelan Guayana). *Collect. Bot.* 30: 79-88.
- Salgado-Laboriau ML (1980) A pollen diagram of the Pleistocene-Holocene boundary of Lake Valencia, Venezuela. *Rev. Paleobot. Palynol.* 30: 297-312.
- Savage KM, Potter PE (1991) Petrology of modern sands of the ríos Guaviare and Inirida, southern Colombia: tropical climate and sand composition. *J. Sedim. Petrol.* 99: 289-298.
- Singh A, Bhardwaj BD (1991) Fluvial facies model of the Ganga River sediments, India. *Sedim. Geol.* 72: 135-146.
- Singh M, Singh IB, Müller G (2007) Sediments characteristics and transportation dynamics of the Ganga river. *Geomorphology* 86: 144-175.
- Schubert C (1988) Climatic change during the last glacial and the Caribbean: a Review. *Interciencia* 13: 128-137.
- Schubert C, Rinaldi M (1987) Nuevos datos sobre la cronología del Estadio Tardío de la Glaciación Mérida, Andes Venezolanos. *Acta Cient. Venez.* 38: 135-136.
- Stansell ND, Abbott MB, Polissar PJ, Wolfe AP, Bezada M, Rull V (2005) Late Quaternary deglacial history of the Mérida Andes, Venezuela. *J. Quat. Sci.* 20: 801-812.
- Van der Hammen T, Hooghiemstra H (2000) Neogene and Quaternary history of vegetation, climate, and plant diversity in Amazonia. *Quat. Sci. Rev.* 19: 725-742.
- Vaz JE, García-Miragaya J (1989) Thermoluminescence dating of fossil sand dunes in Apure, Venezuela. *Acta Cient. Venez.* 40: 1.
- Vaz JE, García-Miragaya J (1992) Thermoluminescence dating and chemistry of Quaternary So-dic Alluvial soils in the Venezuelan Savanna. *Catena* 19: 209-220.
- Wesnousky SG, Aranguren R, Rengifo M, Owen AO, Caffee MW, Krishna MM, Pérez OJ (2012) Toward quantifying geomorphic rates of crustal displacement, landscape development, and the age of glaciation in the Venezuelan Andes. *Geomorphology* 141-142: 99-113.

PALEO-ENVIRONMENTAL CHANGES DURING THE LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE IN THE PORTUGUESA RIVER WATERSHED, CENTRAL WEST PLAINS, VENEZUELA

Orlando González, Maximiliano Bezada, Zuly Millán and Juan Carrera

SUMMARY

During late Pleistocene - Holocene climatic changes, the Portuguesa river watershed, Central West Plains, Venezuela, experienced environmental and hydrologic changes. The present study research is based in a morpho-sedimentary analysis and is sustained by 21 optically stimulated luminescence (OSL) datings of fluvial and eolic deposits. Recent sediments are dominated by medium and coarse sands, while the oldest deposits are dominated by medium to coarse silt. The dominant mineralogy for both deposits is quartz and kaolinite. The studied lithofacies reveal channel deposits or meander bars (AF1) and sand bars (AF2) associated with small deltas. The proximal morphological deposits indicate the development of mega-

fans and fluvial terraces and the distal sediments developed channel and inundation plain deposits. The ages of the fluvial deposits are between 19000 ± 1570 and 15200 ± 2300 ka, suggesting that the construction of the megafans started at least during the last glacial maximum (LGM), followed by cutting, paleomeander and terrace formation during the early and late Holocene (10990 ± 2850 to 3850 ± 840 ka). The ages of the eolic deposits (14720 ± 1800 y 4510 ± 860 ka) indicate that climate conditions during the Late Glacial and the Middle Holocene still were semiarid to sub humid, or close to present climatic conditions.

MUDANÇAS PALEOAMBIENTAIS DURANTE O FINAL DO PLEISTOCENO - HOLOCENO DA BACIA DO RIO PORTUGUESA, PLANÍCIES CENTRO-OCCIDENTAIS, VENEZUELA

Orlando González, Maximiliano Bezada, Zuly Millán e Juan Carrera

RESUMO

Pelas mudanças climáticas do Pleistoceno Tardio - Holoceno, o rio Portuguesa, planícies centro-ocidentais, Venezuela, experimentou alterações ambientais e hidrológicas. O presente estudo foi baseado na análise morfo-sedimentar e foi sustentado por 21 datações através da luminescência opticamente estimulada (LOE) dos depósitos fluviais e eólicos da bacia. Os sedimentos recentes são dominados por areias grossas e médias; os depósitos antigos por limos grossos a meios, ambos constituídos essencialmente de quartzo e caulinite. A análise de litofácies do lote estudado permite definir depósitos de canal ou barras de meandros (AF1) e barras de areia (AF2) associados com pequenos deltas. A morfologia

dos depósitos proximais indica o desenvolvimento de mega-leques e terraços fluviais, e os sedimentos distais com o desenvolvimento de depósitos de canal e da planície de inundação. A cronologia dos depósitos fluviais 19000 ± 1570 e 15200 ± 2320 ka, sugere que a construção de mega-leques começou pelo menos durante o último máximo glacial (LGM); entre 10990 ± 2850 e 3850 ± 840 ka, há incisão e formação de paleomeandros e terraços fluviais, durante Holoceno Meio ao Tardio. A cronologia dos depósitos eólicos (14720 ± 1.800 e 4510 ± 860 ka) indicam que as condições climáticas ou paleoambientais durante o Glacial Tardio e o Holoceno, elas ainda eram semi-árido a sub-húmidas, ou semelhantes as do presente.