

ARQUITECTURA Y PALEOAMBIENTES DE LOS DEPÓSITOS FLUVIALES GRAVOSOS DE LA FORMACIÓN LAS CUMBRES (NEÓGENO), EN VILLA MERVIL, LA RIOJA, ARGENTINA

G.E. BOSSI ^{1,2}, S.M. GEORGIEFF ^{1,2} y M.E. VIDES ³

¹IESGLO, Universidad Nacional de Tucumán. Miguel Lillo 205, 4000 - Tucumán, Argentina
gbossi@csnat.unt.edu.ar

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, CONICET. Argentina

³Fundación Miguel Lillo. Miguel Lillo 251, 4000 - Tucumán, Argentina

Resumen: Un corte de la ruta nacional 60, 500 m al oeste de Villa Mervil (Sierras de Mazán, La Rioja) muestra el contacto entre las Formaciones Salicas y Las Cumbres, con excelente exposición de la arquitectura fluvial que pudo ser extendida en tres dimensiones y por más de 700 m en sentido N-S, a ambos lados de la ruta. El corte muestra el contacto entre las Formaciones Salicas (Plioceno) y Las Cumbres (Plio-Pleistoceno). Pueden ser reconocidos cinco estadios de sedimentación: A-S, el inferior, constituido por areniscas friables fluviales y eólicas; F, de capas tabulares consistentes en limos de barreal y areniscas de planicie de distributarios (escorrenteras y barras efímeras) con abundantes calcretos y rizoconcreciones; B, el mejor preservado y que ha permitido el análisis 3D, de conglomerados arenosos, que corta profundamente los dos estadios inferiores. El Estadio B está organizado en una serie de mesoformas de canal, con barrancas izquierdas (al Oeste) bien definidas. En su etapa final de abandono (Estadio L), fue rellenado por capas tabulares de arenas finas limos pardos, que contienen una arcilita verde y una capa de micrita blanca, que pueden asignarse a un depósito lacustre somero. Finalmente yace sobre todo el conjunto anterior, el Estadio C, de conglomerados finos arenosos que forman un extenso sistema de canales y planicie aluvial pero mal representado en estos afloramientos. Las particularidades de estos depósitos pueden ser comparadas con expresiones locales del ambiente actual: el río Pituil (al oeste de la Sierra de Velasco) la llanura arenosa del Bolsón de Pipanaco y el barreal del Señor de la Peña, donde impera un clima árido con una escasas lluvias estivales, indicado condiciones climáticas similares.

EXTENDED ABSTRACT

Architecture and paleoenvironment of the fluvial gravel deposits of Las Cumbres formation (neogene), Mervil Village, La Rioja, nw-Argentina

A cut along the National Road 60, 400 m west of the Mervil Village, a small town located at the southern end of the "Bolsón de Pipanaco" (Pampean Ranges of NW-Argentina) unveils a 3-D fluvial and eolian architecture in beds that belong to the stratigraphic passage between the Salicas (Pliocene) and Las Cumbres (Plio-Pleistocene) Formations (Fig. 1 and 2). Fossil mammals

found in the Salicas Formation belong to the Huayquerian fauna that could be dated in the Pliocene (Bossi *et al.*, 1996). A four-fold classification of contacts hierarchy (Allen, 1983) was used to define individual sedimentary bodies and their associations: *order 0*, are the contacts between laminas within a laminaset; *order 1* are the contacts between laminasets (represented by parallel or crossbedded cogenetic packages); *order 2* contacts, cut order 1 contacts and embrace bedded packages or storeys, limited themselves by order 1 contacts, that show a similar genetic emplacement (similar features in outcrops); finally the *order 3* contacts, cut and embrace sedimentary bodies limited by order

2 contacts, defining major groups or stages. Five distinct stages were recognized (Fig. 3): a lower A-S stage, covered by an extended floodplain F stage, cut deeply by the gravelly stage B, partially filled by L stage, and covered by the fluvial gravelly C stage at top (Fig. 4 and 5). The sandy A-S stage consists of channel and sandflat deposits formed by alternating fluvial (A) and eolian (S) storeys. Facies assemblage "A" is an association of 9 storeys (Fig. 3) composed of moderate sorted massive or cross-bedded sandstones, with few subrounded pebbles (schists and granites) in or near their concave bases. Most of the A storeys bottoms, are covered by a 1-5 cm thick silty shale drapes slightly disturbed or forming clay galls partially curled and/or removed (Fig. 4b and c). The facies assemblage S, is an association of 6 storeys (painted white in Fig. 5b and c) formed by well-sorted fine to medium size sandstones with occasional mud intraclasts (pebble sizes, not eolian materials probably incorporated by gravity collapse or sudden water sheets). The meter thick silty "F1" storey (Fig. 4 b and e) is composed of 10 to 11 tabular decimeter slightly endurated beds, interpreted as playa lake ("barreal") deposits by comparison with very similar sediments that fill the nearby barreal "El Señor de la Peña" a typical endorheic depression. This "F1" horizon is the source of most irregular blocks found at the foot of the left margin bank cuts of the B stage. The F2 storey (Figs. 3 and 4b) is composed of 0.90 m tabular to lenticular coarse sandstone horizon crowded of calcretes and rhizoconcretions defining a paleosol horizon. The F3 storey is also composed of massive to crossbedded ill-sorted pebble coarse sandstones. Both F2 and F3 storeys were deposited by sudden floodings not connected to visible channel locations. The F3 storey is not related with the F2 storey calcretization. There are six irregular and lenticular storeys in the "B" stage, defined by concave and convex stratification designs. These storeys could be considered mesoforms in the sense of Bridge (1985, 1993) of the macroform "B". A close correlation of the contacts shown in the two walls of the road cut associated with contact orientation measurements and paleocurrents, allowed to built models of the 3D situation in several evolution steps starting with storey B2 ending up in storey B6 (Figs. 6 a-c). The B channel stage is deeply incised on the F and A-S stages indicating a change of the equilibrium profile. The B stage itself, represented by storeys B5 and B6, were mapped beyond the road cut for an extension of 700 m (in N-S sense) yielding a map that shows a NE-trending low

sinuosity river with cut banks, lateral bar deposits, overbank deposits with variable width. The last block (Fig. 6d) shows the abandon "L" stage of lacustrine fillings (see Fig. 3 for stratigraphy relations and Fig. 4 for details), composed of at least four storeys, three of them (L1, L2 and L3) are fillings of the central part of the pond and a fourth (L4) a cliniform, is a lateral deposit. The stage C outcrops at the top of the wall cuts covering though a third order contact, the stages F, L and B. It is composed of fine to medium size fluvial gravels without visible bank cuts. The very limited lateral and vertical exposures preclude it, from a further discussion.

Most paleocurrent measurements were taken in the axis of concave structures (crossbeddings) and the points where the order 2 contacts merge into the basal order 3 contact. The point of merging of the order 2 and 3 contacts in convex stratified bodies, indicates the position of the bar structure, the paleocurrents at their bases show the local direction of the bar slope in this particular stage of growing (Fig. 7). Converging or diverging paleocurrent patterns at the outcrop face combined with vertical textural variations, unveil the position of the outcrop cut in relation to the hidden 3D structure. Most of the mapped architectural features yielded also paleocurrents measurements on cross-bedding and pebble imbrications that were integrated with the textural and structural evidences (Fig. 9). The scheme of Fig. 7 was used in the model of Fig. 9 to position the bar designs on the plan. The model of Fig. 9b, is a cartoon of a slightly undulate landscape crossed from SSW to NNE by the B stage river channel. Fig. 8 shown the successive bank cuts created by the B stage channel during its migration to west. Calcretes and rhizoconcretions over convex or tabular gravels storeys, mapped as inside features of channel "B", indicate an ephemeral regime with riparian vegetation (Fig. 9). The Pituil River (Fig. 10) draining the northwest end of the Velasco Range and the sandy plains located north of the Mazán Range and near the center of the "Bolsón de Pipanaco" were used as modern analogs of the ancient Mervil channel system (stages B and A-S respectively). The structural details shown by the Salicas Formation at the Mervil area around the road cut, are also present in the modern analogs, indicating a similar arid climate.

Palabras clave: Sedimentación fluvial, Sierras Pampeñas, arquitectura aluvial, Neógeno, paleoambiente.

Keywords: fluvial sedimentology, Pampean Ranges,

aluvial architecture, Neogene, paleoenvironment.

INTRODUCCION

En el corte de la Ruta Nacional 60, ubicado 500 m al oeste de Villa Mervil (La Rioja, NO de Argentina) aflora el contacto entre las Formaciones Salicas y Las Cumbres (Neógeno), buzando ambas 8° hacia el oeste (Fig. 1). El corte sobre la ruta nacional 60 está orientado 115° E y tiene en su parte más alta una profundidad de 10 m con una extensión lateral de 110 metros. Las dos paredes del corte, están separadas 14 m y muestran una exposición con excelente detalles sedimentológicos y arquitecturales de las capas aflorantes. Estos afloramientos permitieron desarrollar un análisis de la arquitectura 3D de una parte de esta sucesión, que constituye el motivo principal del presente trabajo dando a conocer sus rasgos más salientes y en alguna medida, la metodología usada para su descripción e interpretación. Los elementos arquitecturales pueden ser correlacionados fácilmente entre ambas paredes. El contacto irregular que marca el límite entre las Formaciones Salicas y Las Cumbres es el más prominente debido a los cambios texturales, estructurales y composicionales que se manifiestan a ambos lados de éste.

El modelo arquitectural del corte sobre la ruta nacional 60 y el área circundante (700 m en dirección N-S), ha sido logrado mediante un mapeo de detalle de las paredes, auxiliado con fotomosaicos (ver Metodología), mapeos planialtimétricos del área aledaña, una descripción de la litología (para análisis de facies) y mediciones de paleocorrientes. La interpretación de los elementos arquitecturales fue comparada con las características de los depósitos similares que aparecen en el vecino Barreal del Señor de la Peña y del Río Pituil que drena la parte norte de las sierras de Paimán y Velasco y desagua en el Río Colorado, cerca del paraje denominado La Isla ubicado al pie austral de la sierra de Vinquis (Fig.1).

MARCO GEOLOGICO

La parte sur del Bolsón de Pipanaco es cerrada por las Sierras de Velasco, de Mazán y una serie de serranías menores ubicadas entre ambas. El núcleo de las sierras esta compuesto por esquistos con venas de cuarzo intruidos por granitos, granitos milonitizados, granodioritas y granitos porfíricos de edades variadas (Ordovícico a Carbonífero, com. pers. Miguel Báez). Al oeste de la Quebrada de la Cébila los bloques de basamento apare-

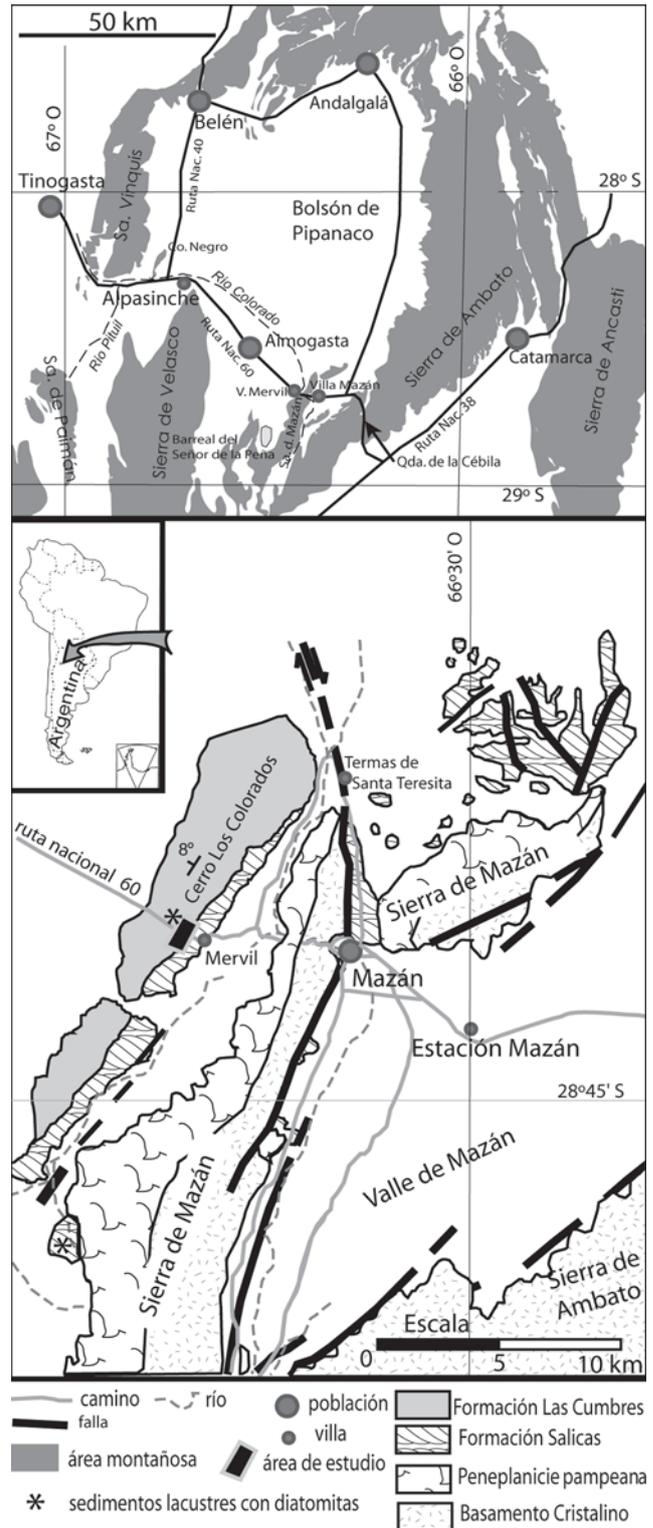


Figura 1. Mapas de ubicación y geológico (recuadro inferior) del área cercana a las Villas Mazán y Mervil.

Figure 1. Location and Geologic Map of southern part of the "Bolsón de Pipanaco" near the Mazán and Mervil villages.

cen fallados en su vertiente oriental y muestran un

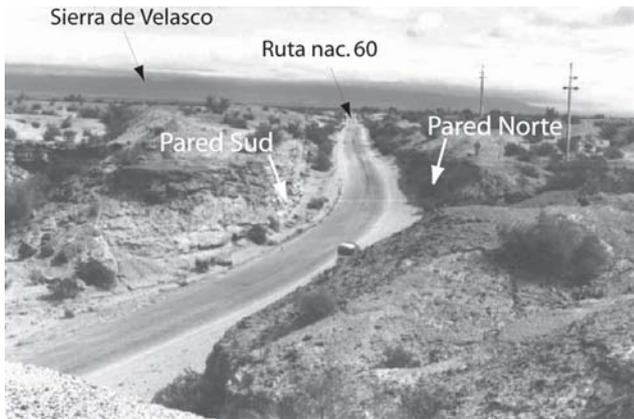


Figura 2. Una vista general del corte estudiado sobre la ruta nacional n° 60. Al fondo la Sierra de Velasco.

Figure 2. A general view of the road cut on the National Route 60 near the «Villa Mervil» Village, looking westward (the Velasco Range at the background).

extenso desarrollo de la *Penellanura pampeana* (Penellanura Terciaria, en G. Bonorino, 1972) en el faldeo occidental. Las rocas metamórficas son asignadas al Cámbrico inferior (Aceñolaza y Aceñolaza, 2005). La presencia de trazas fósiles (*Oldhamia*) en esquistos de bajo metamorfismo en la parte norte del Bolsón de Pipanaco confirma la edad Cámbrica inferior de estas metamorfitas (Mirr y Aceñolaza, 1972).

El basamento de las Sierras Pampeanas, que constituye el yacente de estos depósitos neógenos, fue deformado durante el Mioceno medio en forma de un extenso domo alargado NNO-SSE, fracturado en la superficie por estiramiento, con el desarrollo de en una serie de fallas lítricas y normales buzantes hacia el eje del domo. Este fallamiento extensional generó el espacio de acomodación para los depósitos neógenos. En el Plioceno (5.2 Ma, en el Valle de Santa María, Strecker, 1987 y 3,5 Ma en el área de Villavil, Muruaga, 1997), la compresión superficial fue intensificada y acompañada de un engrosamiento de la litosfera, debido al ascenso masivo de magmas andesíticos en la base de la misma (Allmendinger, 1986). Durante esta etapa, se produce la inversión tectónica, con el emplazamiento de nuevas fallas inversas y la reversión de algunas fallas normales preexistentes. Este proceso de inversión tectónica determinó el ascenso de los bloques de basamento y una deformación moderada a baja del Neógeno, con depocentros en los actuales bolsones.

La *Penellanura Pampeana* como mejor puede denominarse la superficie de denudación (Bossi *et al.*, 2001

a) con la que culminan los bloques fracturados del basamento cristalino, es un rasgo fisiográfico notable de las Sierras Pampeanas nordoccidentales (Catamarca y norte de La Rioja, principalmente). Esta superficie de denudación fue desarrollada en un largo intervalo que va de Pérmico hasta el Paleógeno y constituye el fondo de las cuencas neógenas (Bossi *et al.*, 2001a). La penellanura labrada sobre rocas cristalinas, demuestra la existencia de una extensa región de muy escaso relieve y una altitud cercana al nivel del mar, cuando se inició la sedimentación en el Mioceno medio (Gavriloff *et al.*, 1999).

La Figura 1 muestra la ubicación de los elementos geográficos indicados en el texto y en el recuadro inferior, la Geología en los alrededores de Villa Mervil y Sierra de Mazán. El Neógeno que aflora en el sector sur del Bolsón de Pipanaco, está compuesto por dos unidades: **Salicas** (inferior) y **Las Cumbres** (Socic, 1972, Bossi *et al.*, 1995a, 1995b, 1996 y 2001b):

La Formación Salicas presenta mamíferos fósiles que han sido asignados a edad Huayqueriense afines a la fauna encontrada en las Formaciones Chiquimil y Andalhuala de la Cuenca de Santa María-Hualfín, ubicada más al norte) lo que permite asignarle una edad Pliocena (Gavriloff *et al.*, 1999). La unidad está compuesta por 600 m de areniscas finas y pelitas pardas claras, con intercalaciones de capas de tobas blancas. La sucesión en el área tipo, el perfil desde la punta de la Sierra de Velasco hasta las lomadas de Las Cumbres del Médano, presenta conglomerados finos y areniscas gruesas en los primeros 20 m, arriba del contacto con el Basamento Cristalino. En el tercio superior se advierte la participación mayor de areniscas medianas a gruesas con crecientes proporciones de grava, textura que se hace progresivamente más frecuente, hacia el contacto con la Formación Las Cumbres. El contacto es transicional y fue fijado en el primer estrato conglomerádico importante (una capa que tiene entre 1 y 2 m de espesor que aflora un poco al norte del cruce entre las rutas nacionales 40 y 60). La Formación Las Cumbres en el mismo perfil, tiene un arreglo granocreciente, culminando en conglomerados de guijones y bloques en la parte superior. El techo de la unidad es la superficie geomórfica original más o menos alterada por erosión posterior.

La Formación Las Cumbres a la altura de las Cumbres de los Pozuelos (14 km al sur de Alpasinche, junto al faldeo oriental de la Sierra de Velasco), en un corte de la ruta nacional 60 está organizada en una serie de alonidades (denominadas secuencias I a IV en Bossi

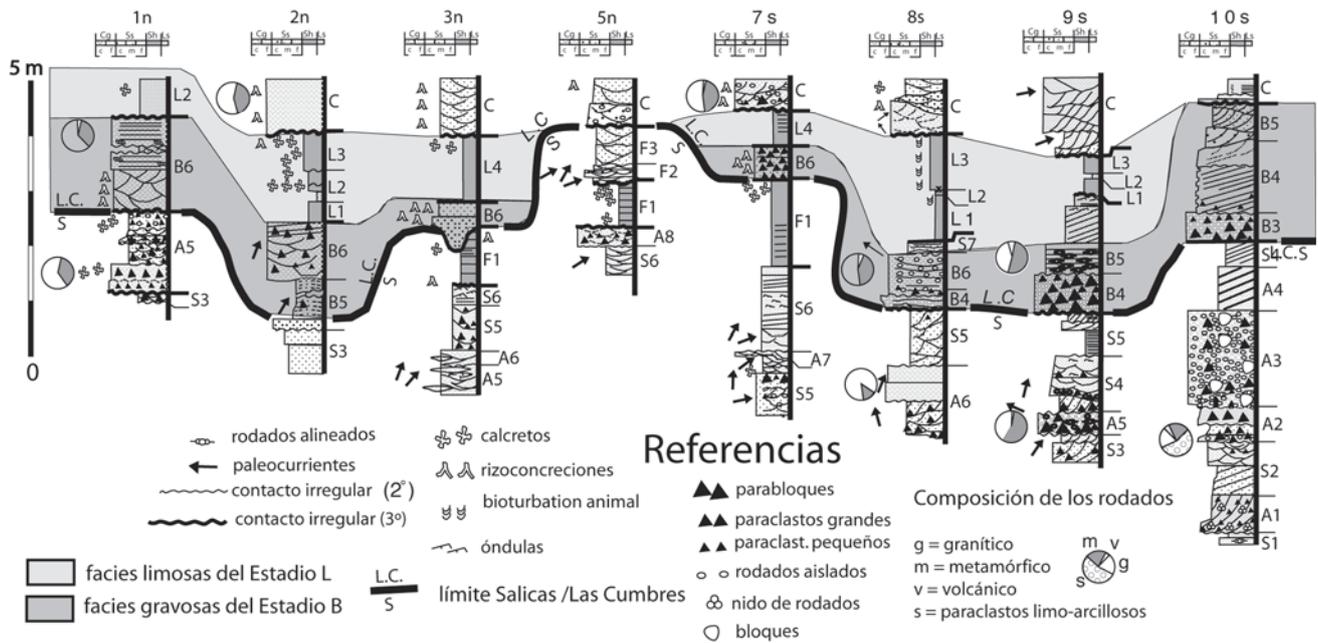


Figura 3. Perfiles de detalle de ambas paredes del corte. Sus posiciones junto a las marcas con intervalo de 10m, pueden ser obtenidas de las Figuras 5b y c. El área sombreada más oscura envuelve el canal definido por el Estadio B. La base de ésta área sombreada puede ser considerada el contacto entre las Formaciones Salicas y Las Cumbres en esta localidad. El área sombreada más clara incluye los depósitos de la laguna efímera ubicada sobre el Estadio B en la fase final de abandono.

Figure 3. Detailed logs describing the Eastern side of both Walls of the road cut. See their positions in the 10 meter step marks shown in Figures 5b and 5c. The dark shadowed area is the channel cut defined by the B stage in both Walls. The base of the dark shadowed area is also the contact between Salicas and Las Cumbres Formations. The light shadow area is the lacustrine final L stage.

et al., 1996) separadas por disconformidades progresivas. La sucesión de alonidades presenta contactos buzantes hacia el sur, con valores decrecientes tanto de la estratificación como de las discordancias.

La sucesión de ambas unidades, a la altura de Villa Mervil, aparece apoyada sobre la penellanura desarrollada en el faldeo occidental de la Sierra de Mazán (Fig. 1), que asoma 500 m al este del caserío, sobre el bloque de la Sierra de Mazán. El espesor de la Formación Salicas es algo menor que en el área tipo (400 m), aunque sus características litológicas son similares. Inmediatamente al oeste de Villa Mervil aparece el corte del camino que ha permitido en gran medida el presente estudio (Fig. 2). La Formación Las Cumbres se inicia con conglomerados finos a medianos asociados a canales fluviales gravosos emplazados encima de un contacto muy irregular labrado en el techo de la Formación Salicas. El espesor de esta sección basal con abundantes cuerpos de conglomerados finos no supera los 30 m. El resto de la sucesión está dominada por cuerpos macizos de limos pardos (loess) acompañados por calcretos nodulares (< 3cm) irregulares asociados a finas venillas de calcita. El espesor total de la unidad en el

tramo entre la Sierra de Mazán y Aimogasta no supera los 100 metros. La edad de la unidad queda ubicada en el lapso Plioceno superior (por su yacente la Formación Salicas) y las superficies de bajadas y pedimentos más antiguos de las actuales Sierras Pampeanas (circa 500 ka, ver Strecker, 1987). La Formación Las Cumbres integra el conjunto de unidades principalmente conglomerádicas, asociadas al ascenso principal de las Sierras Pampeanas y concomitante intensificación de la aridez del clima. Estos depósitos son reconocidos colectivamente como “Puna Schotter” (Penck, 1926). Bodenbender (1912) reconoce a estos depósitos como Schotter o acarreo diluvial y los ubica discordantes sobre lo que denomina “Calchaqueño” (el Neógeno arenoso limoso).

Las dos unidades que integran el Plioceno y Pleistoceno inferior del Bolsón de Pipanaco han sido acumuladas en ambientes tectónicos diferentes. Por un lado, está la Formación Salicas, asociada a un ambiente de llanura con áreas fuentes de escaso relieve, representa la etapa previa a la inversión tectónica. Por el otro lado, está la Formación Las Cumbres, dominada por conglomerados fluviales y de pie de monte, con áreas fuentes cercanas y de mayor relieve y evidencias locales de

deformación sintectónica, que puede ser ubicada en la etapa de clímax de la inversión tectónica (Bossi *et al.*, 2001a).

METODOLOGIA

La arquitectura de los depósitos fluviales gravosos es relativamente simple y puede ser analizada mediante el concepto de mesoformas y sus agrupaciones: las macroformas (Bridge 1985, 1993, 1995, Jun Cowan, 1991). Este planteo de análisis resulta más adecuado que diseccionar literalmente el afloramiento en unidades arquitecturales en el sentido de Miall (1985, 1988 y 1991) Lang y Fielding (1991), separando, “óndulas”, “dunas”, “barras” de “canales”, etc, que a ojos vista, constituyen elementos únicos aunque íntimamente asociados. Aunque los análisis de facies combinados con estudios arquitecturales son muy útiles en la interpretación de los resultados, no resultan definitorios en cuanto a la reconstrucción geométrica del afloramiento. Estos métodos conducen a una evaluación generalizada del sistema fluvial en un intervalo estratigráfico particular, pero no resuelven la arquitectura de ninguno de los cuerpos sedimentarios presentes (ver propuesta de Ramos *et al.*, 1986). Los cuerpos sedimentarios observados en los cortes de la ruta nacional 60 constituyen una sucesión de unidades de sedimentación compuestas por diseños de estratificación cóncavos y convexos. La interpretación de cada caso, estuvo apoyada en el análisis 2D y 3D de estos cuerpos.

Las dos paredes del corte de la ruta, fueron marcadas verticalmente con pintura roja cada 10 metros. Desde el lado opuesto del camino fueron tomadas fotografías con cámaras analógica (lente de 35mm) y digital. En ambos casos la distancia al centro de cada foto, fue de 14 m (impuestos por el ancho del camino) con un desplazamiento lateral que garantizó 30% de superposición (las limitaciones de este procedimiento cubren parcialmente las consideraciones de Wizevich, 1991). En cada marca roja (de un metro de largo) fue relevado un perfil de detalle de la sucesión allí aflorante (Fig. 3), registrándose contactos, texturas, estructuras y la morfología y composición de los rodados. Cada fotografía tiene al menos un perfil de detalle incluido en su extensión horizontal (Fig. 4). Simultáneamente a la confección de los perfiles de detalle, fueron realizados numerosos esquemas de correlación entre contactos cortados por perfiles vecinos. Los fotomosaicos realizados sobre las dos paredes fueron luego ajustados por escala horizontal con la distancia entre marcas rojas y en la escala

vertical usando como referencia a los perfiles de detalle (Figs. 4 y 5). Finalmente, los perfiles de detalle y la traza de los contactos entre ellos, sirvieron de marco para construir el mapa general de los cuerpos sedimentarios y sus contactos que se muestran junto a sus respectivos fotomosaicos en la Figura 5.

Entre 1985 y 1989, Miall hace crecer los 4 órdenes de contactos originales de Allen (1983) a 7 o más, ligados temporalmente a una jerarquía de 10 órdenes de unidades arquitecturales (algunas de las cuales pertenecen a otros ambientes conceptuales: complejo de relleno de cuenca, sistema aluvial, faja de canales, deltas, etc.). Como es lógico suponer los primeros cuatro órdenes de contacto, son reales y los últimos virtuales (envolventes) o muy difíciles de trazar en afloramientos. Así mismo, su esquema jerárquico de unidades arquitecturales ligado a procesos y tiempos de emplazamiento no puede ser aplicado directamente a un afloramiento fósil, al menos, como metodología de estudio.

Algunos elementos escalares adicionales fueron registrados junto con las mediciones de paleocorrientes, presencia de calcretos y sus características, rizoconcreciones, composición y morfología de rodados, abundancia tamaño y frecuencia de los bloques, de composición limosa, colapsados de una barranca (*cascajo de barranca*).

Los dos fotomosaicos (caras norte y sur) ajustados a escala muestran una extensión original de 110 m de afloramientos continuos en sentido E-O. Por razones prácticas, en la Figura 5, sólo están representadas las porciones más oriental de ambos fotomosaicos, que por otra parte contiene la información más relevante.

La Figura 5 muestra además los dos fotomosaicos en escala y rotados desde su buzamiento original de 8° a la posición horizontal. Para esto se usó como guía un nivel de micrita blanca que aparece en el evento L2, que fue acumulado en el fondo de una laguna en posición horizontal. También se usó complementariamente el evento F1 de limos tabulares porque es razonable presumir su acumulación paralela a la superficie horizontal.

Las Figuras 5a y d muestran los fotomosaicos escalados y horizontalizados, sólo con sus marcas cada 10 m debidamente identificadas. Las Figuras 5b y c por su parte, muestran los mapas de contactos y eventos reconocidos por una combinación letras y números en orden creciente de superposición. Por último, las Figuras 5c y 5d fueron rotadas 180° alrededor de un eje vertical, para facilitar la comparación entre las dos paredes.

Los contactos (Cuadro 1) entre los cuerpos sedimen-

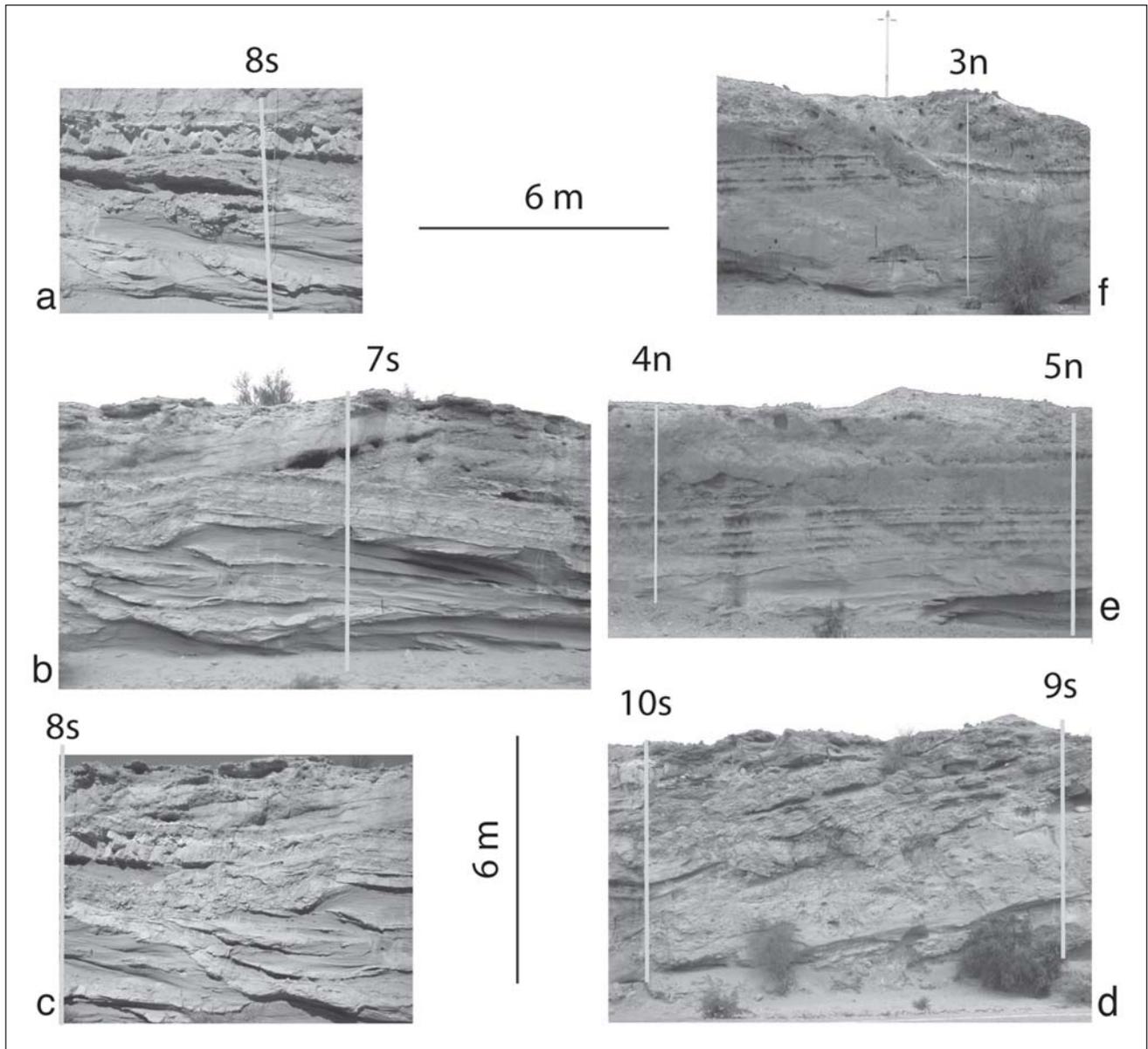


Figura 4. Fotografías en escala de las paredes del corte: (a) la pared sur alrededor del perfil 8s, donde se advierte el Estadio A-S cortado profundamente por el evento B4. (b) El borde occidental del Estadio B, mostrando sus barrancas excavadas en los Estadios A-S y F; (c) Un detalle del contacto basal del evento B5 con el Estadio A-S, cercano al perfil 8s; (d) El contacto entre B y A-S en los alrededores de los perfiles 9s y 10s; (e) una sección del corte norte, entre los perfiles 4n y 5n, que muestra la estructura tabular del evento F1; (f) la margen izquierda del Estadio B en la pared norte mostrando los sucesivos cortes de barranca relacionados con los eventos B5 y B6.

Figure 4. Scaled photographs of the Walls: (a) the South Wall around log 8s, the A-S stage cut deeply by the B4 storey; (b) the western border of the B stage showing the bank cut over A-S and F stages; (c) a detail of the bank cut near the 8s log, showing the deep cut associated with the B5 storey; (d) the contact between B and A-S stages around 9s and 10s logs, showing the bank erosion steps related to B1, B2 and B3 storeys. (e) The outcrops between 4n and 5n logs showing the tabular structure of the F stage covering the A-S stage through a regular contact. (f) The western bank of the B stage in the North Wall showing the bank cuts related to B5 and B6 storeys.

tarios fueron clasificados siguiendo un esquema de cuatro niveles (Allen, 1983): **orden 0**, definido como los contactos entre láminas o juegos de láminas (*lamina sets*); **orden 1**: contactos no concordantes con evidencias obvias de truncamiento y erosión entre juegos de

láminas (paralelos o cruzados) y(o) estratos macizos, definidos aquí como capas (*beds*) o cocapas (*bedsets*). Existen además superficies menores que no pueden seguirse lateralmente y que podrían ubicarse entre los niveles 0 y 1, pero que son irrelevantes para el propósito

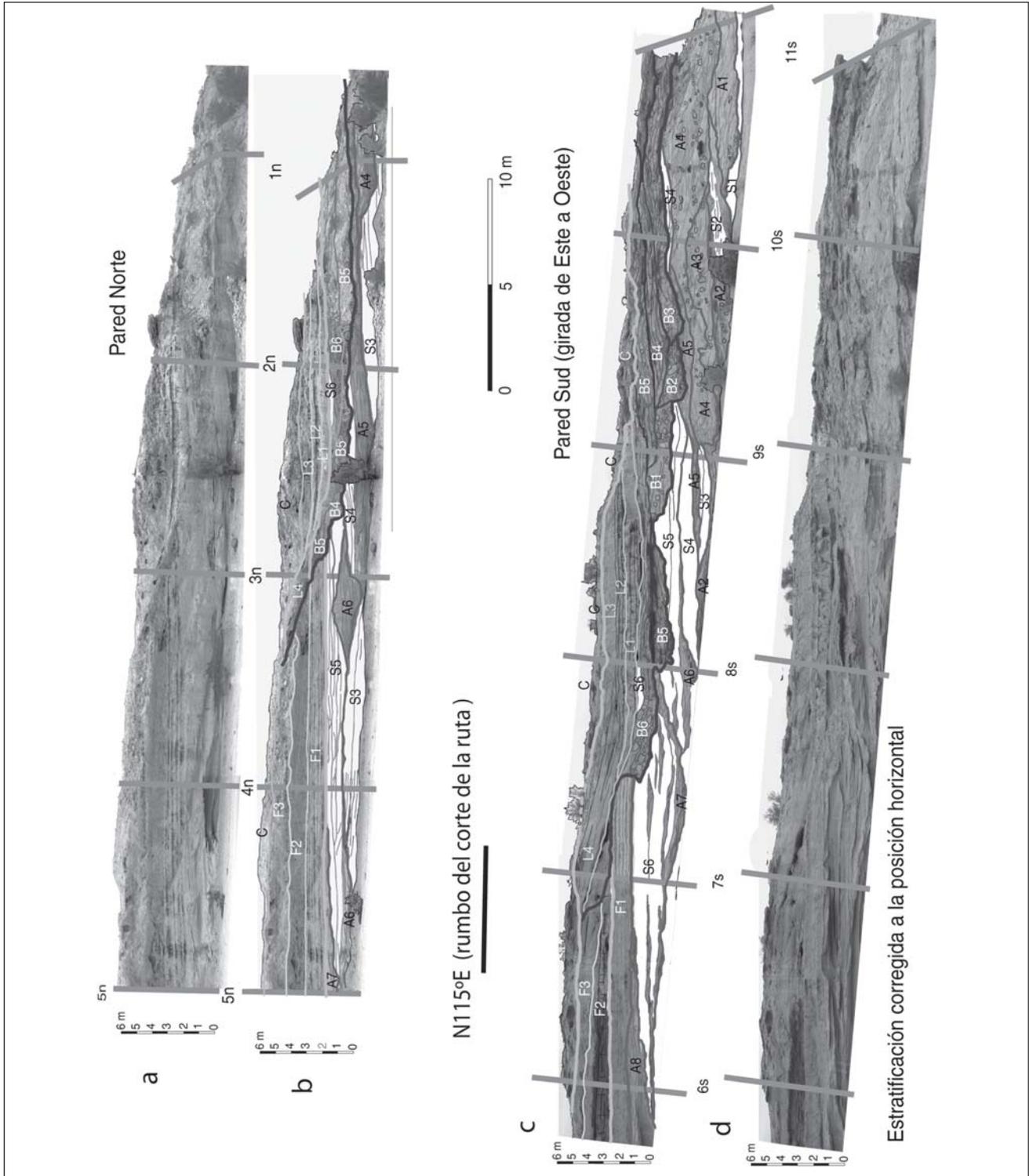


Figura 5. Fotomosaicos en escala y horizontalizados del extremo oriental de las dos paredes del corte sobre la ruta 60; (a) La pared norte; (b) mapa de los contactos y eventos observados en la pared norte; (c) mapa de los eventos observados en la pared sur; (d) La pared sur. Cuanto más gruesa es la línea que define los contactos, mayor la jerarquía de los mismos. Los perfiles 7s y 3n están frente a frente en sentido perpendicular al camino. En el Estadio A-S, los materiales acumulados por agua aparecen grisados y los eólicos, blancos.

Figure 5. (a) Scaled photomosaic in horizontal position of the Eastern side of both Walls: (a) The North Wall photomosaic; (b) a map of the contacts and architectural details seen on the North Wall; (c) the map of the contacts and architectural details seen on the South Wall; (d) the South Wall. The thicker the contact line the higher the hierarchical order. The position in the field of the two wall maps is defined by a 14 m line perpendicular to the road and passing through the 7s and 3n logs. The water laid beds (facies A) are shown in medium gray while the aeolian storeys (facies S) were painted white.

Nivel Level	Definiciones Definitions	Allen (1983)	Cant (1978)	Friend et al. (1979)	McKee y Weir (1953)
0	Láminas y juego de láminas, no-erosivas que forman contactos dentro de capas. <i>Lamina and laminaset with non-erosional contacts within beds.</i>	Contactos de orden 0. Contactos normales entre láminas dentro de una misma capa. <i>Zeroth order bedding contacts; concordant non-erosional contacts ("normal") bedding.</i>			Lámina y juegos de láminas <i>Lamina and laminasets</i>
1	Capas y cocapas. Los contactos entre estratos cruzados o formando juegos de estratos tabulares. Diseños de contactos planos, cóncavos, convexos y(o) irregulares. <i>Bed and bedsets. Contacts between cross-bedding sets or bundles of plane bedded strata. Erosional or regular strata designs (planar, concave or convex-up).</i>	Contactos de orden 1 <i>Order 1 contacts</i>			Cojuegos <i>Cosets</i>
2	Eventos: Conjuntos de unidades sedimentarias separadas por contactos de orden 1. Son facies genéticamente relacionadas con paleocorrientes homogéneas y diferentes de los conjuntos vecinos. <i>Events: Clusters of sedimentary units limited by successive order 1 contacts. Genetically related facies with homogeneous paleocurrent patterns, different from adjacent unit groups.</i>	Contactos de orden 2 (complejos genéticamente relacionados por facies y(o) paleocorrientes). <i>Order 2 contacts (complexes genetically related by facies and/or paleocurrents)</i>	Superficies de truncamiento <i>Truncation surfaces</i>	Eventos <i>Storey scours</i>	Cojuegos con implicancia de más de una facies <i>Cosets with more than one facies involved.</i>
3	Estadios: Contactos mayores que separan conjuntos de eventos, que indican cambios importantes en el estilo sedimentario. <i>Stages: Major contacts between clustered event units, indicating major changes in sedimentary patterns</i>	Contactos de orden 3 <i>Order 3 contacts (group of complexes)</i>	Superficies de erosión, mayores <i>Major erosional surfaces</i>		

Tabla 1. Ordenes jerárquicos de los contactos, definiciones y equivalencias.

Table 1. Contact order, definitions and equivalences (in italics).

de este análisis (ver Allen, 1983). El **orden 2**, está definido por la asociación de varias capas separadas por contactos de nivel 1 (y quizás 0) que pueden agruparse en eventos (*storeys*, de Friend *et al.*, 1979 y mesoformas de Bridge, 1985). Los eventos definen etapas de la evolución de un canal o planicie aluvial asociada, que implican efectos de erosión, migración lateral y(o) acreción vertical, complementados con otros procesos, simultáneos aunque no necesariamente cogenéticos, pero temporalmente cercanos, como ser pedogénesis, y retrabajado eólico.

Los eventos pueden agruparse a su vez en estadios (*stages*) que definen porciones mayores de la geometría que pueden considerarse genéticamente homogéneas. Los estadios están separados por contactos de **orden 3**. Los contactos de nivel 3 son los de mayor rango, *entre aquellos reconocidos por el mapeo*. La jerarquía de los contactos no es mutuamente excluyente. Se ha utilizado para separar y ordenar los cuerpos sedimentarios mapeables y sus respectivas significaciones. Que un contacto de un orden determinado pase lateralmente a otro de menor rango, es siempre una eventualidad posible en afloramientos extensos.

Los estadios son identificados por una letra mayúscula y los eventos, dentro de un estadio, con un

número agregado a la letra, comenzando en este caso, con el valor 0 o 1 para el más viejo (Figs. 3, 4 y 5). Los estadios definen los episodios principales de la sucesión sedimentaria local. Los estadios pueden reconocerse como un grupo de eventos, unidos por un único proceso dinámico de crecimiento, preservados como una serie de actos erosivos y de relleno, dentro del mismo sistema canalizado, normalmente asociados a estadios complementarios (p. ej.: depósitos de planicie aluvial) y que definen en conjunto el sistema fluvial (Tabla 1).

La gran cantidad de detalles preservados entre ambos cortes y las mediciones de paleocorrientes y de orientación de los contactos de orden 2 (entre eventos) permitió realizar un esquema de evolución en perspectiva, al menos del sector ocupado por el corte de la ruta, para tres momentos del desarrollo del Estadio B (Fig. 6): (a) al comienzo del evento B2; (b) al final del evento B5; (c) al final del evento B6 y (d) cuando el canal entra en fase de abandono y es rellenado por materiales finos que incluyen arcillas verdes y una capa de micrita (Estadio L).

El diseño en planta de la arquitectura observada en los cortes fue mapeado ubicando numerosos puntos de control alrededor de tres estaciones topográficas (Fig.

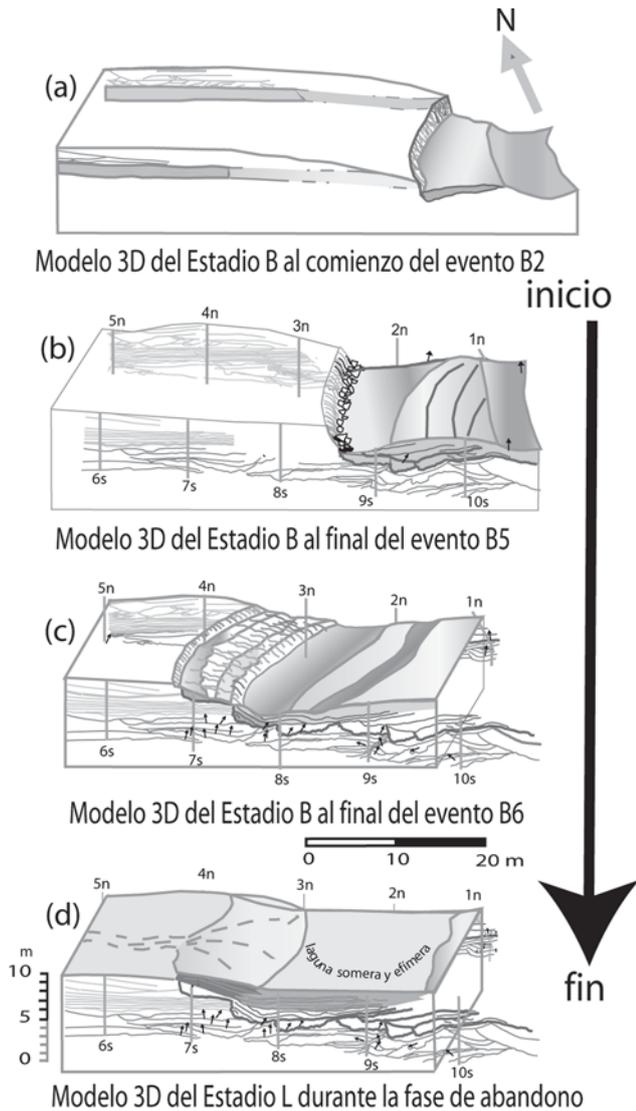


Figura 6. Esquemas desarrollados, a partir de la correlación entre ambas paredes, de la evolución de los Estadios B y L; (a) al comienzo del evento B2; (b) la escena durante la acumulación de B5, con un canal con una barranca alta en su margen izquierda; (c) la escena al final de la acumulación de B6; y (d) aspecto durante el abandono final y formación de la laguna definida por el Estadio L.

Figure 6. Cartoons presenting several steps of the evolution of B stage (fluvial channel) and L stage (lacustrine): (a) landscape at the beginning of B2 storey, when the channel belt started to move against the bank cut form during the B1 storey; (b) The scene at the B5 storey when the channel shifted deeply on the western bank; (c) the scene at the end of B6 storey when the channel attended the maximum width, with a two step degraded western bank; (d) final abandonment and filling with fine sediments accumulated in a very shallow lake (L stage) fed from the West.

9a). En cada punto topográfico fueron registrados varios elementos claves para el mapeo e interpretación: (1) tipo de estratificación, (2) la textura y sus variaciones, (3)

morfología y composición de los rodados, (4) rodados máximos, (5) presencia y cantidad de parabloques (intraclastos de tamaño bloque), (6) contactos abruptos verticales (barrancas) y (7) estructuras primarias direccionales y medición de paleocorrientes. El análisis de las propiedades sedimentológicas recogidas en cada punto topográfico, permitió deducir detalles del paleoambiente fluvial dominante, que fueron reconocidos por su diseño 3D, como: canal, barra, escorrentera (*chutes*), barranca, plataforma gravosa de extravasamiento (*splay platforms*) y margen baja, según el caso.

Existen otros elementos (escalares) indicadores de lugar o condiciones particulares que fueron usados en la Figura 9a. Estos son: (a) concentraciones de parabloques de material limoso compactado, que sirvieron para definir la posición de las barrancas y(o) los límites del trecho de canal representado y (b) calcretos nodulares pequeños, de forma irregular y rizoconcreciones, asociados a estructuras gravosas convexas (barras) y plataformas de extravasamiento localizadas dentro del canal representado.

Un cuidado especial fue aplicado a la medición de paleocorrientes en las paredes del corte y en la superficie aflorante vecina. Las mediciones de estratos cruzados, fueron tomadas, usando brújulas de tipo Brunton o estructural colocando un semicírculo de plástico transparente para mejor representar el plano de la laminación cruzada y la dirección de máximo buzamiento (en las estructuras cruzadas 2D). En las artesas (estructuras cruzadas 3D) el azimut medido fue el correspondiente al plano de simetría de la estructura. Las imbricaciones en rodados, que generalmente aparecen bien desarrolladas en la base de las barras, fueron medidas como un vector ascendente, cuyo azimut indica la dirección aguas abajo. Se usaron en este caso rodados discoidales aislados o formando juegos imbricados. También fueron medidas las orientaciones de los contactos de orden 2 entre cuerpos sedimentarios (mesoformas), en los puntos que alcanzan la base de los mismos (contactos de orden 3). De esa manera pudo dibujarse un esquema tridimensional del desarrollo de los diseños de estratificación convexa y de los de estratificación cóncava a partir del corte donde se ha medido (Fig. 7). Los diseños convexos en corte muestran un desarrollo sigmoidal en planta y pueden ser asignados a barras de canal, mientras que los diseños cóncavos (en corte) corren entre las barras y tienen forma elongada de bordes subparalelos y son atribuidos a canales.

Durante el mapeo, por la superficie aledaña a los cortes, se usó como nivel guía, para reconocer los

depósitos de los estadios B y C (de litología muy parecida), el nivel de los limos verdes y micrita blanca del Estadio L que aparece siempre separándolos.

PALEOCORRIENTES

Las mediciones de paleocorrientes realizadas en los cortes y en la extensión mapeada hacia ambos lados, tuvieron *principalmente* la finalidad de apoyar el análisis tridimensional de los cuerpos sedimentarios distinguidos en los cortes. En el Estadio A-S, fueron medidos la inclinación de los planos de avalancha de estratos cruzados y(o) de los ejes de simetría de los estratos cruzados lenticulares. En el Estadio B, las mediciones estuvieron centradas en imbricaciones de rodados discoidales o de juegos de rodados discoidales imbricados. Más detalles de como medir y usar paleocorrientes pueden ser consultados en Bossi (2007). Adicionalmente, en el caso del Estadio B, se procuró detectar la presencia de gradación normal o revertida en la textura de las gravas. Estas variaciones de texturas son a menudo sutiles pero sus implicancias suelen ser útiles para establecer la posición del corte de una barra (Fig. 7).

La conformación de las barras en los sistemas fluviales enlazados se ajusta a un modelo sencillo de crecimiento hacia adelante y afuera por sucesivas etapas de acreción, limitadas por contactos de orden 2. En los cortes de estas barras se observan claramente estos detalles y los puntos donde el contacto de orden 2 choca contra el fondo, definido por un contacto de orden 3. Este es además el punto de inflexión entre la estructura convexa de la estratificación y la cóncava del inmediato canal. En ese sector de unión de superficies de contacto se han medido imbricaciones con la finalidad de establecer la orientación de la barra en cada etapa de crecimiento. La vista de los cortes de la ruta nacional 60 muestran sólo un diseño 2D. El mapeo lateral ayudó sólo parcialmente a desvelar los detalles 3D de las estructuras. Una forma de extender el análisis de 2D a 3D de estos cuerpos sedimentarios, es mediante la disposición de las paleocorrientes en los puntos de inflexión, respecto a la orientación del corte. La Figura 7, muestra un esquema teórico de una barra (con una escorrentera en el tope) y la orientación de las paleocorrientes en rodados ubicados a su pie y junto al canal, en una parte cercana a la cola (corte A-A') y otra cerca de la cabeza (corte B-B') de una misma barra. La disposición de las paleocorrientes unido a la variación de la textura de base a techo, permite determinar si la barra se está expandiendo o cerrando arealmente.

La medición de paleocorrientes fue realizada sobre los perfiles litológicos (Fig. 3) y en diferentes puntos los estadios A-S y B y a lo largo de los perfiles litológicos, para definir el sistema general de flujo. Los resultados se han colocado directamente sobre las Figuras 3 y 5. La consistencia de los datos es tan grande (con dirección modal SSO-NNE) que no se consideró necesario realizar un análisis estadístico particular. La baja inclinación de las capas (8° O) no hizo necesario tampoco, la corrección por inclinación secundaria.

Las direcciones modales de las paleocorrientes en los Estadios A-S y B, son muy similares y también la de las barrancas localizadas en las paredes y correlacionadas mediante el análisis de los cuerpos sedimentarios (Fig. 5). Esto implica que el paleodrenaje tuvo un comportamiento estacionario durante la sedimentación de estas capas, pese a los contrastes notables de las texturas presentes.

El diseño de las superficies de acreción dentro de las barras, definen cuerpos cogenéticos que marcan sucesivas etapas de expansión de las mesoformas dentro de una macroforma (Bridge, 1985,1995). Las líneas de crecimiento que muestran las barras de la Figura 9, surgen de estos diseños de análisis tridimensional, que son simplemente una combinación en escala de la evidencia visible en los cortes (su orientación particular respecto al norte) y las direcciones medidas de los ejes de las estructuras cóncavas y los bordes de las estructuras convexas en cada mesoforma. Los datos utilizados para confeccionar la Figura 9 provienen de los eventos B5 y B6, que son los mejor preservados más allá de los cortes.

La dirección de las escorrenteras (concauidades menores sobre estructuras esencialmente convexas) y las de las imbricaciones del centro de los canales vecinos, cuyo sector central (eje de máximo escurrimiento) queda definido por rodados mayores (guijones y parabloques rodados), agregan otros elementos direccionales, útiles en el proceso de reconstrucción. El mapa de la Figura 9a, contiene además, información de propiedades estratigráficas escalares, tales como: tamaño y distribución de parabloques rodados, presencia y densidad de calcretos y(o) rizoconcreciones y acumulaciones de cascajo de colapso (que no muestran evidencia alguna de transporte y resultan buenas indicadores de barrancas y por ende límites de canal).

ARQUITECTURA DE LOS EVENTOS

Cinco estadios han sido reconocidos en orden ascen-

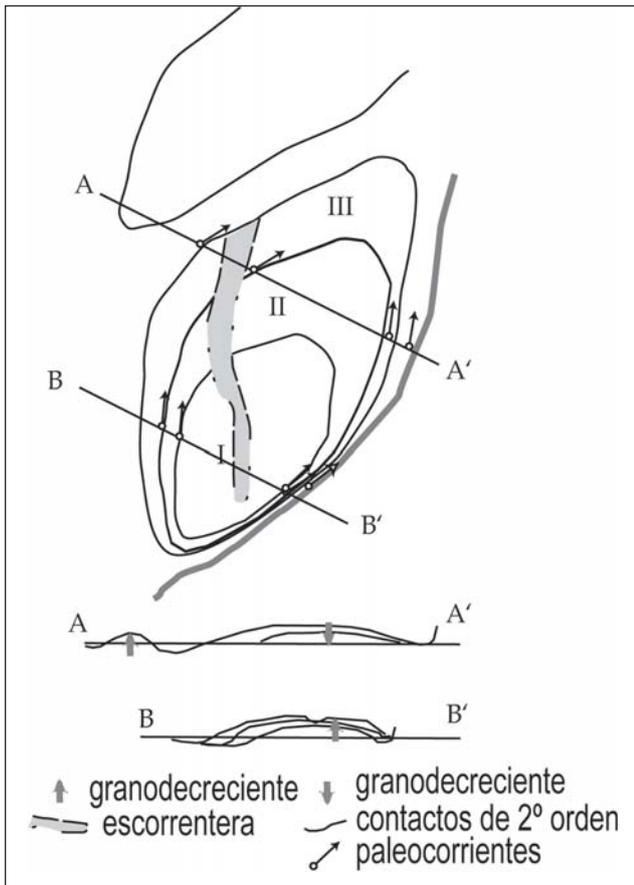


Figura 7. Diseño de las paleocorrientes en las gravas imbricadas cercanas al punto donde los contactos de orden 1 y 2 convergen.
Figure 7. Paleocurrent designs of pebble imbrication at different stages of bar evolution near the place where order 1 and 2 contacts merge.

dente (Figs. 3, 4 y 5), comenzando con el inferior de naturaleza arenosa:

Estadio A-S: es una alternancia de arenas finas a medias mal seleccionadas, con laminación cruzada, inclinada o conforme con la base cóncava localmente irregular, en cuerpos lenticulares, reconocidos como facies A y areniscas finas bien seleccionadas con laminación fina inclinada y cruzada muy bien definida reconocidas como facies S. La base en ambos conjuntos es cóncava, rellena por una fina capa de limo arcilloso, que a menudo aparece fragmentado en bloques poligonales o formando barquillos de desecación (según el espesor).

Algunas capas de facies A, presentan una gran abundancia de paraclastos generalmente diseminados por los planos de avalancha y(o) concentrados cerca de la base.

La asociación de facies A es un complejo de 9 eventos

individuales compuestos por las areniscas mal seleccionadas en orden ascendente de A0 a A8 (Fig. 5). La escala de los eventos con base cóncava es variable, algunos son pequeños asociados a estructuras convexas mayores (p. ej., los pequeños entre A6 y A7 en la Fig. 5c) y otros son mayores (3 a 6 m de sección y hasta 0,6 m de espesor máximo) y están rellenos por juegos de estratificaciones cruzadas lenticulares que yacen sobre una base común cóncava (A1-A5 y A7-A8 en la Fig. 5c).

La asociación de facies "S" está representada por 6 eventos (storeys) que fueron denominados del más antiguo al más nuevo S1 a S5 (Fig. 5 b y c, Fig. 3 y Fig. 4). El evento S6 está localizado dentro del Estadio B (Fig. 5b). Las facies "S" están formadas por arenas medias con escasos paraclastos pelíticos de tamaños guija a guijarro. La laminación es muy delgada y bien desarrollada y cubre superficies regulares o irregulares, que constituyen el techo de las facies A. La laminación presenta diseños cóncavos o convexas que siguen un desarrollo conforme a partir de la base, hasta mostrar en algunos casos, laminación de avalancha. La composición y el color de las facies S son similares a los de la asociación de facies A. La diferencia principal, que salta a la vista, es que las facies "S" son mucho mejor seleccionadas que las facies "A".

El Estadio A-S posee abundantes paraclastos subangulosos que consisten en limos bien compactados de color pardo anaranjado en tamaños que varían entre 0,10 y 1 m (eventos A0-A5 y A8, Fig. 5). Los mayores presentan la estratificación original en capas delgadas

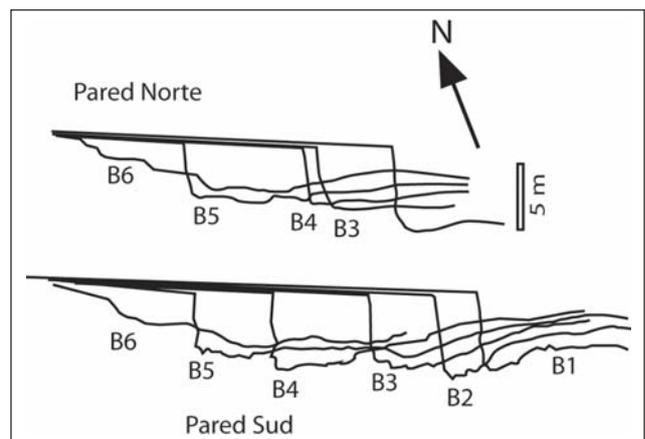


Figura 8. Sucesión de barrancas desarrolladas en la margen izquierda del canal definido por el Estadio B.

Figure 8. Steps of bank cut developed during the B stage channel evolution.

de 10 a 15 cm, tabulares y macizas. Estos parabloques mayores constituyen concentraciones de cascajo producido por colapso de barrancas o aparecen aislados, como material exótico. Estos parabloques, de tamaños diversos suelen mostrar pocas evidencias de haber sido transportados (siluetas angulosas en un material relativamente friable).

El mayor de todos los bloques observados, se muestra junto al perfil 3n (en el tope del evento A6, Fig. 5b), tiene 1 m de largo y conserva la estratificación tabular delgada original en posición casi vertical. Es evidente que este bloque fue desplazado una muy corta distancia de una barranca cercana (no expuesta) formada por materiales similares al evento F1 (aunque más antiguo). Las arenas bien seleccionadas poseen escasos paraclastos y parabloques que aparecen aislados y a menudo tienen aristas redondeadas. La laminación cercana a los bloques asociados a las facies A es irregular pero cambia escasamente su trayectoria terminando abruptamente contra el cuerpo del parabloque hasta que finalmente pasa por encima sin mostrar abultamiento. En las facies S, la laminación fina y bien definida se pierde cerca del clasto o tiene un diseño ligeramente flexionado hacia arriba.

Estadio F: sobreyace al Estadio A-S (Figs. 3 y 5) y está bien preservado en las secciones occidentales de ambas paredes. (Figs 4b y e) donde puede seguirse por más de 100 metros. El Estadio F está constituido por tres eventos tabulares que se interpretan como planicie aluvial: F1, un depósito tabular de limos estratificados decimétricamente; F2, un nivel de areniscas medianas con estratificación tabular y lenticular delgada, con gran desarrollo de calcretos nodulares, venas de calcita y rizoconcreciones, y F3, areniscas gruesas, con estratificación tabular y lenticular pequeña a grande sin concreciones carbonáticas.

El evento F1 tiene un espesor muy uniforme de 1,6 m y está compuesto por 9 a 10 capas tabulares de espesores decimétricos constituidas por limos pardos anaranjados bien compactos, macizos, con escasos calcretos nodulares y pocas trazas de raíces. El horizonte es la fuente de la mayor parte de los paraclastos y parabloques que forman el cascajo de barranca del Estadio B. La Figura 4b, f y e y la Figura 5, muestran el desarrollo tabular de sus facies. Por encima de las capas lenticulares con estratos cruzados del Estadio A-S, siguen las capas limosas compactas con laminación paralela o ligeramente ondulada, organizadas en capas decimétricas tabulares muy continuas lateralmente.

Siguen por encima el evento F2 de arenas gruesas, con abundante sábulo, compuestas por una textura mal seleccionada y clastos subangulosos de composición dominante cuarzo-feldespática, con una importante contribución de gneises, milonitas y granitoides. Este evento muestra una cementación irregular asociada a un entramado denso de calcretos nodulares y rizoconcreciones. La mayor parte de estas rizoconcreciones son de escaso diámetro 1 a 2 cm y tienen diseño vertical con ramificaciones horizontales menores que rápidamente pierden identidad. De tanto en tanto las rizoconcreciones tienen diámetros mayores 5 a 10 cm que se extienden ampliamente a partir de un centro pero siempre dentro del evento F2. Estas estructuras carbonáticas penetran escasamente el horizonte limoso F1 que evidentemente constituía un substrato fuertemente compactado.

Finalmente aparece encima de la capa concrecionada, el evento F3. El espesor visible de este conjunto es de 1 a 1,5 m y su tope irregular es cubierto por las gravas del Estadio C. Este nivel carece virtualmente de cemento y está compuesto por arenas gruesas mal seleccionadas en capas medianas lenticulares (0,10 a 0,40 m) a tabulares irregulares, lateralmente extensas y con laminación mal definida subparalela a irregular; localmente forman cojuegos de estratos cruzados lenticulares con frentes de avalancha de escasa inclinación. Se observan algunos cortes cóncavos con rellenos de canal (con una extensión máxima de 5 m en sentido paralelo a las paredes). Salvo estos casos aislados, que muestran evidencias de actividad erosiva moderada, los contactos restantes son irregulares y de escaso relieve.

Estadio B: Está constituido por una sucesión de eventos gravosos (B1 a B6) con estratificaciones convexas y cóncavas y contactos irregulares, frecuentemente asociados a concentraciones de parabloques y eventos menores de arena bien seleccionada (p.ej.: S6, Fig. 5). El contacto inferior es netamente erosivo. Los eventos más viejos (eventos B1 a B3) yacen directamente sobre diferentes eventos del Estadio A-S, mientras que los restantes (más nuevos) cortan la parte superior de los primeros eventos del Estadio B. Cada evento está compuesto por gravas de textura variable, dominadas por guijas y acompañadas por concentraciones lenticulares o irregulares de guijarros y guijones, con diseño cóncavo del lado oeste que son seguidas por estructuras convexas hacia el este (Fig. 4 a y d, Fig. 5). El borde oeste de cada uno de estos episodios está remarcado por una barranca o lo que resta de ella y una concentración importante de

parabloques y paraclastos. En la Figura 4d, puede observarse una sucesión de estos eventos (B1 a B3) que definen etapas de desplazamiento hacia el oeste de la erosión y relleno. Estos eventos tienen la particularidad de tener similares dimensiones, texturas y organización interna lo que puede asociarse a reiterados episodios de erosión, seguidos de excavamiento y colapso de barrancas y desplazamiento hacia el oeste dentro del mismo Estadio B. El sector oeste de cada estadio contiene las texturas más gruesas.

En las paredes norte y sur del corte de la ruta, han sido mapeados con detalle la sucesión de contactos de orden 2 que asumen posiciones verticales en su terminación oeste. El diseño de la disposición de estos contactos es presentado en la Figura 8 y sus implicancias genéticas son discutidas más adelante. Este esquema muestra las sucesivas etapas de desplazamiento (y/o ensanchamiento) de la macroforma B hacia el oeste. Los materiales limosos que forman los parabloques pertenecen sin dudas al estadio F1, en algunos casos son bloques apenas desprendidos de la barranca, mostrando una estratificación que puede seguirse y coincide en detalles con los materiales aún "in situ", en otros son fragmentos más o menos rotados que aún conservan caras y aristas relativamente angulosas. Por más que estos materiales fueron relativamente consolidados por compactación durante su acumulación, carecen de cemento y son fácilmente destruidos o redondeados por un corto transporte como se advierte en otras concentraciones de estos paraclastos un poco más hacia el norte de los cortes (Fig. 9a).

Estadio L: Este estadio está confinado a una superficie cóncava alargada en sentido N-S, inserta en el espacio no rellenado por el Estadio B. La base de este estadio es neta y no erosiva, con ondulaciones e irregularidades heredadas del relleno anterior (principalmente los eventos B6 y S6). Dominan aquí, los materiales limosos que lateralmente pasan a arenosos finos, macizos, en capas tabulares delgadas (eventos L1 y L3), con una intercalación de una capa de arcilla verde que a su vez incluye una capa delgada de caliza micrítica blanca (evento L2). Cubriendo los restos de la barranca oeste del estadio B, aparecen capas de arenas mal seleccionadas (evento L4) y macizas inclinadas hacia el interior de la macroforma L. Las capas de este evento están interdigitadas con las subhorizontales previamente mencionadas (L1 a L3). Estas facies inclinadas constituyen el borde oeste del Estadio L y son cortadas por la superficie erosiva irregular que forma la base del Estadio C.

Estadio C: está constituido por gravas finas y medianas

de desarrollado en capas lenticulares de contactos irregulares (Figs. 3 y 5). Este estadio cubre discordantemente muchos de los estadios subyacentes (F, B y L). Aunque los remanentes de este estadio aparecen en forma continua en el tope de las dos paredes (principalmente la pared norte), carece de techo visible y su continuidad lateral (en sentido E-O) excede el marco de los afloramientos mapeables. Por esta causa ha sido excluido del análisis arquitectural.

RELACIONES ENTRE EVENTOS E INTERPRETACION DE LAS FACIES

Los eventos pertenecientes a los estadios A-S y B fueron identificados por medio de sus posiciones en el mapa de frente de corte (Figs. 5 b y c) y correlacionados a través del camino, usando principalmente, relaciones de contacto entre eventos vecinos. Fueron utilizados con este fin: los perfiles estratigráficos de detalle (Fig. 3), las relaciones con los cortes de barranca mapeados (Figs. 5 y 8) y las afinidades texturales y fotogramas de mayor detalle (Fig. 4).

El límite natural de muchos eventos de los estadios A-S y B, está definido por barrancas ubicadas en la ribera oeste y perfectamente visibles en los afloramientos (Fig. 5). La barranca más prominente del Estadio B queda definida en una faja de cortes sucesivos que se extiende por 6 a 10 m en sentido E-O, entre los eventos B4 a B6.

La traza de los cortes sucesivos de estas barrancas en el Estadio B, ha sido parcialmente reconstruida en la Figura 8 mediante líneas que representan la posición de éstas en sucesivas etapas de evolución del canal (macroforma del Estadio B). Las trazas sobre el terreno de estos cortes, han sido definidas por correlación de eventos equivalentes en ambas paredes tanto del Estadio A-S como del Estadio B. Puede advertirse una ligera oblicuidad entre éstas (Fig. 5). Las barrancas preservadas en el Estadio A-S, constituidas por arena suelta, son de menor altura que las del Estadio B y sólo tienen exposición en los cortes del camino.

El Estadio A-S está localizado en la base de la sucesión mapeada en los cortes del camino y se extiende debajo del Estadio F. En el extremo este del corte (en ambas paredes) el Estadio F es cortado profundamente por un evento erosivo rellenado por eventos pertenecientes al Estadio B. En este sector oriental del corte la erosión asociada al Estadio B eliminó totalmente los depósitos del Estadio F. Al oeste de los perfiles 7s y 3n (Figs. 4b, d y e) los contactos entre los estadios A-

S y F son casi planos, mostrando poca o ninguna irregularidad atribuible a erosión. El Estadio A-S consiste en realidad en una alternancia de facies A, de areniscas medias y finas moderadamente seleccionadas con paraclastos arcillosos y facies S, de arenas finas a medias bien seleccionadas (Figs. 4 a, b y c). Por la composición petrográfica y detalles de redondez y forma de los clastos se puede determinar que las facies A son el repositorio de las facies S.

La mayor parte de los cuerpos de arena con base

cóncava de la facies A (A8 y A9, por ejemplo, en las Figs. 5b y c) son canales y escorrenteras de pequeñas dimensiones. Los mayores, tienen un ancho máximo de 3 a 5 m y una profundidad visible de 0,5 metros.

Dos de estos eventos, A6 y A7, muestran bases erosivas muy irregulares labradas sobre el evento A4 y una bien definida barranca excavada en los eventos más antiguos A2, A3 y S3. Como ya fue mencionado precedentemente los eventos más antiguos (A0-A5) contienen muchos parabloques irregulares similares en

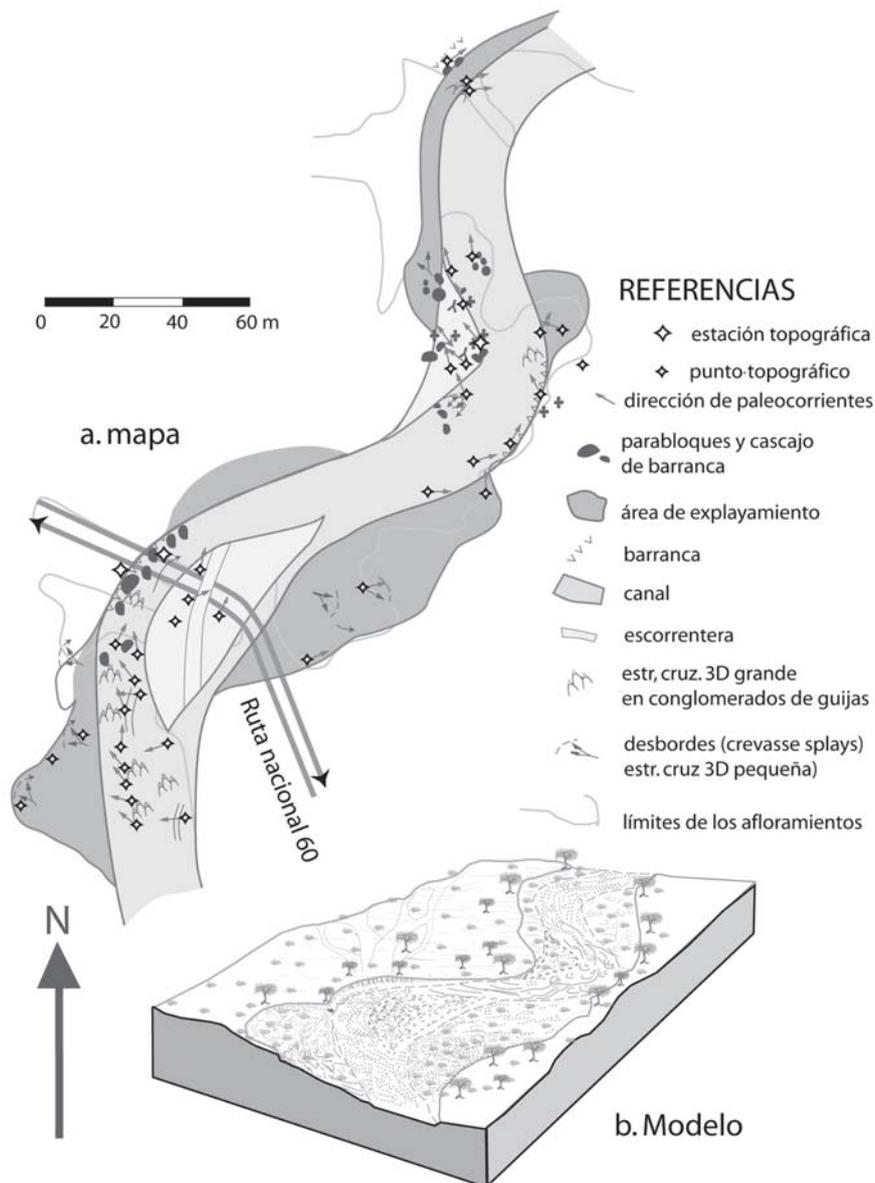


Figura 9. (a) Mapa del desarrollo en planta de los eventos B5 y B6 con indicación de detalles estructurales y de paleocorrientes que fueron significativos para definir la traza del canal y sus elementos principales (canales, barras y escorrenteras); (b) un modelo del trecho mapeado del canal B, en perspectiva.

Figure 9. (a) Plan developing of the B5 and B6 storeys indicating the structural and paleocurrent details that are significant to define the river banks, bars and chutes; (b) A perspective view model.

composición al evento F1. Obviamente se trata de otro nivel de limos compactos, más antiguo y no expuesto, que constituía un depósito muy similar a F1. Muy pocos rodados (guijas pequeñas y redondeadas) se encuentran en las bases de estos canales y escorrenteras, a veces adheridas al mismo fango de la capa de fondo. Se trata de granitoides, granitos miloníticos, esquistos provenientes del Basamento Cristalino similares a los materiales que afloran al sur del Ambato y unos pocos rodados de composición dacítica o andesítica, provenientes de intrusivos neógenos de ubicación desconocida.

Las facies A del Estadio A-S, fueron probablemente acumuladas durante rápidos episodios de creciente ocurridos luego de una fuerte lluvia. Las facies A, pueden ser interpretadas como acumuladas por corrientes rápidas surgidas de episodios de lluvia y rápida erosión, transporte y acumulación en escorrenteras que formaban una malla de canales pequeños de escasa monta que discurrían entre montículos de arenas eólicas fijadas contra arbustos y árboles de porte variable. A éstos episodios siguió un largo período de sequedad que determinó que el fango del fondo de muchos canales no rellenados, se quebrara en polígonos y barquillos de desecación. Algunos canales fueron reocupados por otro episodio de creciente y(o) fueron rellenados por arenas fluviales que incorporaron parte de los fragmentos arcillosos como paraclastos. Estos episodios pese a traer una carga de lecho arenosa de textura media con muy pocos rodados, fueron capaces de arrancar y mover bloques desplomados de barrancas aledañas. Esto implica la presencia de corrientes rápidas y de alta energía.

La textura de las facies S es naturaleza eólica, tienen arenas mejor seleccionadas y más finas que sus contrapartes fluviales, con una fuerte truncación de las texturas gruesas y en consecuencia una asimetría positiva bien definida. Estas arenas formaban montículos, fajas de arena y pequeños médanos irregulares, casi siempre sin plano de avalancha definido. Algunos cuerpos eólicos con plano de avalancha y laminación de flujo de grano tienen espesores que superan los 50 cm y posiblemente pertenecen a barjanes pequeños acumulados en áreas de mayor disposición de arena y sin obstáculos de vegetación. La laminación predominante, es muy marcada, de diseño muy delgado (una o dos capas de granos) y alternan con otras láminas similares con ligeras variaciones de composición y concentración de pesados. Alternan esporádicamente, láminas que muestran engrosamientos separados por longitudes de onda uniforme y corresponden a óndulas arrasadas. Estos tipos de laminación pueden ser referidos a un

crecimiento por lluvia de granos alternante con saltación. Algunos cuerpos de arena eólica sin plano de avalancha contienen marcas de raíces, lo que permite inferir que la vegetación arbustiva fue en parte responsable del crecimiento de pequeños médanos.

La distribución de facies eólicas y fluviales es variable. A la izquierda del perfil 9s (Fig. 5 c) las arenas eólicas, alternan con rellenos de canales pequeños. A la derecha, dominan los cuerpos de arena fluvial con abundantes parabloques.

Los calcretos y rizoconcreciones son un elemento común en estos sedimentos, aparecen diseminados sobre las estructuras convexas del Estadio B y en los sectores de estratos cruzados ubicados en posiciones laterales dentro del mapa del canal representado en la Figura 9a. Las rizoconcreciones aparecen aisladas y formando grupos y están probablemente relacionadas con la presencia de una vegetación xerófila rala. La mayor parte de las rizoconcreciones indican la presencia de raíces pequeñas densamente ramificadas y extendidas en el subsuelo inmediato, siguiendo preferentemente un diseño radiado y subhorizontal. Este tipo de raíces pueden ser asociadas con una vegetación arbustiva discontinua. Esporádicamente hay concentraciones de rizoconcreciones mayores que pueden estar relacionadas con árboles. Estos diseños de arbustos y árboles cercanos y alineados junto a los cauces, es un rasgo típico de los actuales bolsones áridos de las Sierras Pampeanas.

El evento F1, es muy conspicuo en el afloramiento de ambas paredes y sirvió para separar, en el terreno mapeado fuera de los cortes, la presencia de las facies del Estadio B y separarlas de sus similares correspondientes al Estadio C. Se trata de capas delgadas tabulares muy extensas lateralmente de composición limosa compactada en el momento de la sedimentación.

La arenisca gruesa sabulítica de 0,5 m a 0,6 m de espesor que define el evento F2, es un nivel caracterizado por abundantes calcretos y rizoconcreciones, es un caso particular de desarrollo de un paleosuelo sobre la planicie aluvial. El calibre de las rizoconcreciones es variable y predominan las de 1-1,5 cm de diámetro. Tienen un diseño cilíndrico con disposición vertical y ramificaciones laterales casi en ángulo recto. Algunos de estos conjuntos de rizoconcreciones tienen mayor porte y alcanzan diámetros entre 5 y 10 cm. Este nivel está evidentemente relacionado con ascensos y descensos freáticos controlados por un substrato impermeable (F1) y una superficie altamente porosa, donde estuvo radicado el paleosuelo, ahora parcialmente erosionado.

El evento F3 puede ser interpretado como una plataforma gravosa-arenosa alimentada durante lluvias copiosas por inundaciones en mantos y una red de escorrenteras y canales. Este aspecto geométrico y una textura media mayor y la ausencia de cementación calcárea de origen freático, diferencia este evento, del inmediato anterior (F2).

Lamentablemente la información arquitectural (en tres dimensiones) de estos estadios A-S y F es pobre y la interpretación es mayormente facial y se limita a la exposición que hacen las paredes del corte de la ruta 60. Los detalles faciales que son visibles en los afloramientos, no permiten un análisis 3D.

La totalidad del Estadio F y algunas porciones del Estadio A-S fueron cortadas profundamente por la faja de canales definida como Estadio B. El relieve erosional es variable (Fig. 3). A la altura del corte del camino alcanza 6 m, pero "aguas abajo" disminuye (Figs. 5 y 7). Las dos caras del corte presentan claras evidencias de la complejidad del diseño de avance y demolición operados durante el Estadio B (Figs. 6 y 8).

Como ya ha sido mencionado, el Estadio B está fuertemente enclavado contra las barrancas labradas del Estadio F y yace sobre una base irregular que alcanza las capas del Estadio A-S (Fig. 4a). El estadio presenta varios eventos que han sido denominados en progresión ascendente B1 a B6. Cada uno de estos eventos, presentan a su vez, geometrías (con diseños de las superficies de orden 2, convexos y cóncavos), que ha sido interpretadas como barras, canales y escorrenteras. El diseño de esta macroforma, elongada en sentido NNE-SSO, permite reconocer la presencia de un canal fluvial de carácter enlazado, con una larga y compleja historia de ensanche y desplazamiento hacia el oeste (Fig. 9a).

El contacto superior del Estadio B es una superficie irregular ondulada con depresiones cóncavas, atribuidos a escorrenteras, que posteriormente fueron rellenadas por arenas eólicas (S6 en la Fig. 5c). El resto del espacio libre que formaba una hondonada alargada (madrejón seco) fue rellenado por los limos y arcillas del Estadio L.

Las arenas finas (eventos L1 a L3), presentan una intercalación de limos arcillosos gris verdosos (L2) que incluyen una delgada capa blanca de calcita micrítica maciza. Los eventos L1, L2 y L3 son subhorizontales y pasan lateralmente hacia el oeste a cliniformas compuestas por arena fina pardas (evento L4) que yacen cubriendo las gravas del Estadio B y las barrancas excavadas en el Estadio F (Figs. 4b, f y 5). Estas facies

corresponden a la etapa de abandono del canal formado en el Estadio B, cuyo madrejón seco fue rellenado por estos depósitos más finos. La geometría del Evento L combinada con la presencia de arcillas verdes y micrita indican que existió una laguna de escasa profundidad alimentada lateralmente desde el oeste. La disposición horizontal de estos materiales finos indica que la sedimentación progresó por decantación en un ambiente lagunar somero hasta que el espacio disponible fue colmatado. Estos desarrollos lagunares de corta vida y de extensión lateral modesta, son frecuentes en la sucesión neógena vecina (marcados con * en la Fig. 1) y en otros lugares ubicados más al norte (Villavil, Cerro Pampa).

Unos metros más arriba, estratigráficamente hablando y a unos 400 m al oeste del corte de la ruta en Villa Mervil, aparece otro depósito lagunar ubicado dentro de la Formación Las Cumbres, que contiene arcillas verdes ricas en diatomeas (Fig. 1).

El Estadio C, yace encima de todos los demás estadios, sobre un contacto erosivo que presenta en el corte de la ruta, un relieve máximo de 1 metro. La composición de las gravas y las texturas y estructuras son similares al Estadio B. Al menos en las secciones aflorantes no se observan barrancas y el contacto con el substrato, aunque irregular, tiene escaso relieve. Este sistema de cuerpos sedimentarios de escaso relieve y ancho variable, con textura gravosa dominante, puede haber constituido una red de distributarios y escorrenteras que discurrían sobre una bajada asociada a abanicos de pie de monte, ubicados en una posición cercana a la del faldeo occidental de la Sierra de Ambato.

ARQUITECTURA FLUVIAL

La discusión que sigue expone algunas ideas de interpretación tanto geométricas como ambientales, basadas en la gran cantidad de detalles estructurales (contactos y estructuras primarias), paleocorrientes y propiedades texturales, recogidas en el campo. Algunas interpretaciones básicas y de carácter individual, han sido ya adelantadas. Este título pretende integrar todos los elementos en una misma idea ambiental consistente, de lo ocurrido entre los estadios A-S y L.

El sistema fluvial, durante el lapso cubierto por el corte del camino, tuvo una dirección SSO-NNE hacia el actual Bolsón de Pipanaco, que fue posiblemente su nivel de base y era como es hoy en día, un sistema endorreico. Los diseños de eventos del Estadio A-S, corresponden a una planicie montuosa salpicada de médanos de escaso porte, fijados parcialmente por ve-

getación surcada por una red de escorrenteras que conducían agua durante las escasas lluvias copiosas y acumulan fango o arena en proporciones variables. Este paleoambiente es similar a la planicie arenosa que desciende desde el oeste hacia la parte central del Bolsón de Pipanaco dominada actualmente por limos salinos. El Estadio F y particularmente la superposición de los eventos F1 y F2, resulta particularmente curiosa. El Barreal del Señor de la Peña, ubicado unos 20 km al OSO (Fig. 1, recuadro superior) de los cortes de la ruta en Villa Mazán, puede servir de modelo actual. La playa del barreal, está compuesta por estratos tabulares delgados de naturaleza limosa y colores pardos anaranjados claros. Lateralmente estas facies terminan abruptamente contra otras, formadas por arenas gruesas guijosas, que desarrollan una planicie con 0,5° a 1° de pendiente, salpicada de barras y escorrenteras de escaso relieve, cubierta por vegetación xerófila rala, que le da un carácter montañoso a la superficie. Llama la atención la falta de arenas medias y finas, que aparezcan como facies de transición. Estos dos conjuntos de facies pueden usarse como modelos para la sucesión integrada por los eventos F1 y F2. La presencia del evento F2 sobre el evento F1, define una invasión de las facies gravosas marginales sobre el barreal (o la desaparición del mismo). Este horizonte presenta una estructura de calcretos nodulares, asociados a venas de calcita y rizoconcreciones, posiblemente relacionadas con un paleosuelo que fue luego erosionado. Los calcretos de evidente origen freático tuvieron existencia por la presencia de un substrato impermeable cercano (obviamente las facies F1, en este caso), con acumulación de agua vadosa luego de las lluvias, en una topografía llana y en condiciones de evaporación intensas.

El evento F3 por su parte con su extenso desarrollo lateral de cuerpos tabulares, puede corresponder a la planicie activa existen en el momento del desarrollo del canal definido por el Estadio B. La comparación de los estadios B y F muestra un cambio en las condiciones ambientales, particularmente por la aparición de gravas que tienen carácter dominante. El hecho que el canal B esté excavado en la superficie previa con cuerpos sedimentarios tabulares y que la textura del relleno aumente súbitamente es un indicio de cambios asociados a modificaciones de los perfiles de equilibrio relacionados con cambios en el área fuente y pendientes locales. Estos cambios pueden estar relacionados con ajustes tectónicos leves y(o) climáticos. En esta etapa del desarrollo de las cuencas (Bossi *et al.*, 2001a), los bloques de basamento que constituían las áreas de montaña (áreas

fuentes) que estaban elevándose como consecuencia de esfuerzos compresivos relacionados con la orogénesis andina. Muchos cambios estructuras y texturales, pueden atribuirse a la influencia de la tectónica imperante en el Plioceno superior y Pleistoceno inferior, sobre el relieve del Bolsón de Pipanaco y sus alrededores. Concomitantemente, con la elevación de los bloques de montaña ubicados al oriente del Bolsón de Pipanaco (la Sierra de Ambato, principalmente), aparecen barreras climáticas que dificultaban el ingreso de los vientos húmedos provenientes del sur y sureste, que terminan acentuando las condiciones de aridez, que en definitiva prevalecen hoy en día.

El Estadio F puede ser considerado, en consecuencia, una expresión de la sedimentación preexistente, siendo sus depósitos superiores parte de la planicie aluvial contemporánea.

Los tres estadios iniciales (B1 a B3) fueron formados por erosión y relleno de sucesivos cortes, labrados en contra de la barranca izquierda compuesta por los limos cohesivos del Estadio F. Al pie de las barrancas aparece una acumulación impresionante de cascajo de colapso, formado por grandes bloques angulosos que proceden directamente de F1 en una matriz mezclada de sedimento fino y gravas. Las gravas (con abundantes guijeros y guijones), son de textura variable pero suelen presentar sus elementos más grandes asociados a sucesivas barrancas izquierdas que forman una sucesión retrocedente, a partir de su posición inicial en el evento B1. Con la acumulación del evento B4, sobre una superficie irregular de los estadios anteriores, el canal alcanza prácticamente su máxima extensión hacia el oeste, donde forma una nueva barranca. Las porciones más profundas de este evento apoyan directamente sobre el Estadio A-S, formando un canal estrecho (Fig. 4a). El relleno son gravas medianas con algunos bloques, redondeadas y compuesta por granitoides, granitos milonitizados y metamorfitas. Los eventos B5 y B6 movieron la barranca hacia su posición preservada actual. El evento B6 muestra una barranca en dos escalones (uno cortando el evento F1 y el otro sobre él). Esto implica que en la etapa activa del Estadio B, los limos coherentes del evento F1, aparecían con frecuencia en el trayecto de este canal, formando plataformas resistentes a la erosión.

La gran cantidad de detalles preservados en ambos cortes permitieron realizar un esquema de evolución en perspectiva, para tres momentos del desarrollo de Estadio B (Fig. 6 a-d): (1) al comienzo de B2, (2) al final de los eventos B5 y B6 y (3) en la etapa de abandono

del canal, cuyo madrejón seco fue rellenado por depósitos finos areno-arcillosos que conformaron una laguna de aguas muy rasas y posiblemente de corta vida.

La Figura 9a es un diseño en planta y en perspectiva de la faja de canales al final del Estadio B. Casi todos los detalles volcados en el mapa en perspectiva han sido obtenidos mediante el mapeo. En primer lugar, el mapeo permitió definir una superficie ligeramente ondulada o montuosa donde las barrancas alternaban con extensas áreas planas y bajas (plataformas laterales gravosas). Las barrancas tan bien definidas en los cortes del camino reducen su altura hasta prácticamente desaparecer inmediatamente al norte y al sur de los cortes, donde son reemplazadas por superficies planas ligeramente montuosas de muy escaso relieve, cubiertas de gravas con estratificación cruzada de escasa amplitud que forman diseños de paleocorrientes curvos que se alejan y luego se acercan al canal principal. Un poco más al norte (Fig. 9a), la barranca vuelve a manifestarse, esta vez formando una concentración de cascajo de colapso del lado este de la estructura. Es evidente en el trecho mapeado, que la posición y extensión de los cortes de barrancas, alternan de un margen a otra, separadas por trechos del canal más anchos, donde son reemplazadas por plataformas gravosas.

Entre estos elementos de posición marginal, aparecen acumulaciones de gravas más gruesas y cascajo de colapso con evidencias de transporte, en disposición alineada, que señalan las líneas de máximo escurrimiento. Las direcciones de paleocorrientes fueron medidas aquí, en rodados mayores y también en gravas más finas con estructuras cruzadas lenticulares, de mayor porte que en las plataformas antes mencionadas, aunque de relieve bajo a moderado (uno o dos decímetros).

Otras evidencias surgen de la interpretación y posición de los elementos escalares mapeados. La presencia de rizoconcreciones en las plataformas gravosas laterales y en los mismos depósitos de canal (principalmente las barras) indican la existencia de vegetación arbustiva y arbórea asociada al mismo, que ocupaba las áreas menos activas del canal. La Figura 9b es un modelo general en perspectiva, que explica todos estos elementos preservados en los afloramientos.

La comparación con un río actual resulta, a esta altura de la discusión, muy provechosa. Tal es el caso del Río Pituil, que nace en la vertiente oriental de la sierra de Paimán y corre hacia el norte hasta desembocar en el Río Colorado (ubicado éste, en el límite entre las provincias de La Rioja y Catamarca). Este río es de régimen efímero con un fondo arenoso-gravoso, de traza

ligeramente sinuosa, corre sobre una superficie rellenada por sedimentos neógenos recientes que fueron sometidos a deflación y erosión en mantos. Las irregularidades de la superficie observadas en el análisis de las barrancas y plataformas de escurrimiento, indica una topografía ligeramente ondulada cortada por un canal casi rectilíneo con pasos estrechos con barrancas altas, separados por sectores amplios donde el río adopta un sistema multicanal con barras intermedias estables y plataformas de escurrimiento. La Figura 10a muestra fotografías del Río Pituil a unos dos kilómetros de su desembocadura en el Río Colorado. Puede observarse en la Figura 10 b, la barranca del río de altura comparable a nuestro ejemplo neógeno, donde afloran sedimentos arenosos y limosos. A media altura, se advierte la presencia de un horizonte limoso que contiene abundantes calcretos nodulares y algunas rizoconcreciones. Al pie de la barranca, aparece una gran acumulación de cascajo de colapso. Los bloques tienen formas y tamaños comparables a los encontrados en el afloramiento del corte estudiado. Mirando aguas abajo el río se extiende por un canal activo con barras interiores y plataformas arenoso-gravosas laterales ocupadas por vegetación, médanos irregulares y de bajo relieve, principalmente desarrollado alrededor de algunas plantas. El corte de una plataforma lateral muestra una profusión de cuerpos tabulares ligeramente lenticulares e irregulares formados por arenas fluviales (texturas variables) y arenas eólicas finas bien estratificadas (Fig. 10c). El piso arenoso de los canales activos está cubierto por una gran cantidad de grietas de desecación de una arcilla pardo rojiza, además de polígonos y barquillos prácticamente sueltos. La Figura 10d es un corte de una barra lateral, junto al canal principal del río, donde puede observarse la alternancia de cuerpos tabulares irregulares a lenticulares delgados, de arenas medianas moderadamente seleccionadas, alternando con otros formados por arenas más finas de origen eólico. El entorno del Río Pituil cercano a su desembocadura, muestra un paisaje de suaves lomadas. El río cruza este paisaje con un cauce de ancho variable entre 30 a 70 m de ancho, con un trazado ligeramente sinuoso, con sectores estrechos dominados por barrancas y otros extensos flanqueados de plataformas arenosas cuyos materiales fluviales aparecen cubiertos de médanos y manchas de arena eólica y vegetación arbustiva.

Estos detalles comparativos muestran que el sistema fluvial neógeno estudiado en Villa Mervil, era en términos generales similar al del Río Pituil y que en definitiva el clima y ambiente eran comparables.

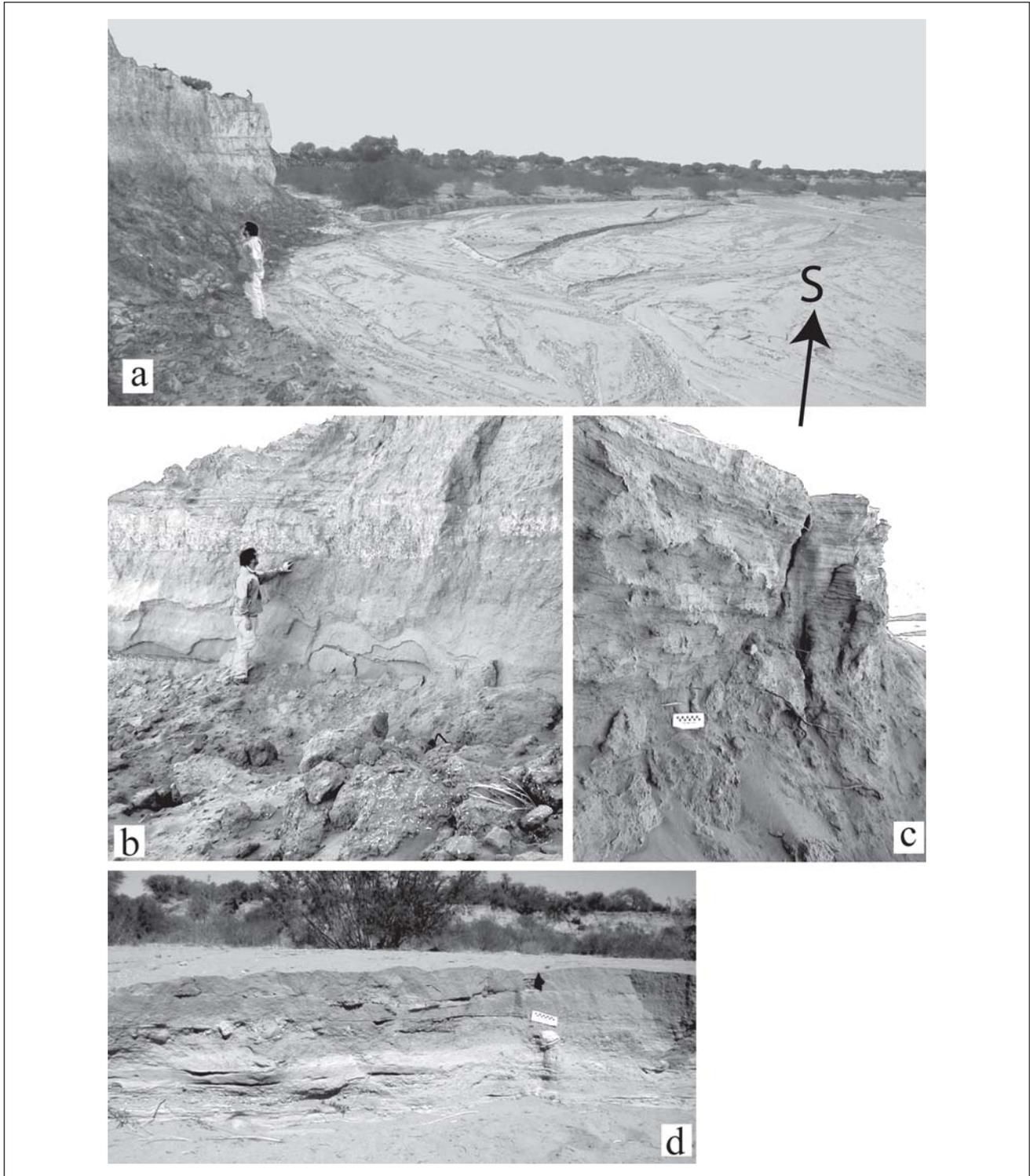


Figura 10. Fotografías del Río Pituil, cerca de su desembocadura en el Río Colorado (Fig. 1). Es un río de régimen efímero, que drena de sur a norte las Sierras de Velasco y Paimán. Este río puede considerarse un análogo del Estadio B en el corte de Villa Mervil; (a) una vista general aguas arriba; (b) una imagen de detalle de la barranca izquierda con cascajo de colapso a su pie; (c) arenas eólicas acumuladas en las plataformas laterales del canal activo; y (d) un corte de una plataforma de escurrimiento que muestra la alternancia de arenas ácuas y eólicas.

Figure 10. The Pituil River, an ephemeral stream draining the Paimán Range and the Northwestern end of the Velasco Range (Fig. 1), used as a modern analog of the fluvial B stage of the Mervil road cut: (a) a general upstream view of the Pituil River with a bank cut in the foreground; (b) a detailed view of bank cut with collapsed rubble at the foot; (c) eolian sands accumulated in lateral reaches and cut by the channel; (d) a channel cut on a splay platform showing several episodes of fluvial and eolian sedimentation.

Como puede esperarse en un ambiente árido, como era posiblemente el imperante, durante la acumulación de estos eventos del estadio B, el canal que los agrupaba, corrían por una superficie irregular sometida a deflación y erosión pluvial, de topografía ligeramente ondulada o montuosa y sus cursos de agua y barras que eran modificados parcial o totalmente, cuando se producía una creciente mayor. El modelo de la Figura 9b refleja, estos aspectos comparables.

IMPLICANCIAS PALEOGEOGRAFICAS

La textura fina mediana a fina de las arenas y la escases de rodados (guijas redondeadas) en el Estadio A-S, indica condiciones de aridez relacionadas con un área fuente relativamente lejana proveedora de arena como principal sedimento clástico. Como ocurre hoy en día, el viento en los secos meses de invierno retrabajaba la superficie del Bolsón de Pipanaco, generando estructuras eólicas de diferentes jerarquías desde médanos pequeños de escaso relieve a verdaderos campos de campos de dunas.

El afloramiento de Villa Mervil tiene un bloque de basamento muy cercano (la sierra de Mazán) que evidentemente no existía en el momento de la acumulación de estas facies. Los sedimentos terciarios son arenosos a ambos lados de esta sierra y no muestra señales de aporte más grueso local a la sedimentación neógena. Los mamíferos fósiles encontrados en capas similares en el faldeo oriental de la Sierra de Mazán, indican la presencia de una fauna Huayqueriense y una edad posible pliocena.

Las facies de barreal (especialmente el evento F1) resultan acumulaciones típicas de áreas sin drenaje que posiblemente salpican (como lo hacen hoy en día), la depresión del Bolsón de Pipanaco y áreas aledañas al sur del mismo. Un modelo actualista de estas facies lo provee el Barreal del Señor de la Peña, ubicado unos 50 km al SO. Las texturas y estructuras tanto de las facies limosas como arenosas gruesas, resultan coincidentes y en consecuencia la interpretación aportada tiene un fuerte apoyo local. Sin embargo, en tiempos de la sedimentación de la sección aflorante en los cortes, el Bolsón de Pipanaco se extendía mucho más al sur, permitiendo la existencia de una topografía salpicada de barreales y lagunas, aspecto que no coincide con la morfología actual salpicada de bloques de montaña de pequeña altura, que introdujeron una sedimentación gravosa dominante en tiempos más recientes (Pleistoceno superior y Holoceno).

Con el advenimiento de los estadios B y C, se advierte un notorio aumento de las gravas de guijas y localmente de guijones, provenientes del basamento cristalino, al igual que las de los estadios inferiores. Esta modificación, está relacionada con los cambios de relieve que se hicieron manifiestos con la inversión tectónica del Plioceno (Bossi *et al.*, 2001a). Es posible que muchas de las sierras intracuencales ubicadas entre las actuales Sierras de Ambato y Velasco hayan comenzado emerger (entre ellas la Sierra de Mazán). Este efecto, asociado a una simultánea aridificación del clima (por la erección de barreras montañosas del lado este), creó las condiciones propicias para el aumento de las gravas en la sedimentación, que en última instancia define estratigráficamente el pasaje de la Formación Salicas y la Formación Las Cumbres. Este pasaje está asociado a la etapa de climax de la inversión tectónica que está ubicada en el Plioceno, como ha sido constatado en otros sectores de las Sierras Pampeanas noroccidentales (Bossi *et al.*, 2001a).

CONCLUSIONES

Se pueden distinguir cuatro escenarios luego del análisis de las facies presentes en los cortes y aledaños y algunas consideraciones paleogeográficas.

1. El Estadio A-S íntimamente asociado con canales arenosos de muy escasa vida y una gran planicie arenosa. Esta planicie está compuesta por una superficie casi plana, ligeramente montuosa por la presencia de médanos pequeños, por donde escurre agua cuando formando un entramado de escorrenteras y canales de portes variados. Los canales suelen tener bordes suaves con la planicie y sólo eventualmente se advierte la presencia de barrancas.
2. El Estadio F, por su parte de neto corte tabular se inicia con limos cohesivos que formaron parte de un extenso barreal. Este cambio brusco en las condiciones de acumulación, implica una expansión lateral de las facies de barreal sobre la planicie arenosa. Hacia arriba vuelven las gravas fluviales acumuladas en mantos, más o menos regulares con escasos canales y escorrenteras de muy poco relieve.
3. El Estadio B, gravoso, es un canal fluvial excavado en una llanura ligeramente ondulada sometida a deflación y erosión en mantos. Presenta una serie de barrancas en pasos relativamente estrechos alternando con áreas más extensas circundadas por plataformas gravosas activas durante las crecientes. El diseño ma-

peado muestra un curso ligeramente sinuoso, pero este diseño no puede extrapolarse demasiado, aguas arriba y(o) abajo, debido a que el comportamiento de este río efímero debe haber sido variable a lo largo de su curso, como ocurre con los análogos modernos, como el ya mencionado Río Pituil, entre muchos otros.

4. Un hecho curioso es el abandono del canal formado en el Estadio B, que queda en primera instancia, sujeto a erosión y sedimentación principalmente eólica (hay rellenos de arena eólica en su tope, evento S6, Fig. 5). Este espacio deprimido es invadido posteriormente, desde la margen oeste, por aguas que se escurren en mantos desde la llanura circundante. El resultado es el Estadio L, con clinofórmulas de margen (evento L4) cubriendo los restos de las barrancas del Estadio B y una zona central con limos pardos y un nivel de arcillas verdes que contiene una fina capa de micrita (eventos L1 a L3).

5. El Estadio C consiste en gravas más finas que las del Estadio B aunque de composición similar. Sus depósitos se extienden en el corte por encima de los estadios B y F, siguiendo una superficie de erosión con un relieve visible que no supera 1 metro. El diseño 3D del sistema aluvial no puede predecirse por falta de afloramientos y límites de canal, aunque sus facies parecen apuntar a un plano de bajada gravoso, continuo a un pie de monte, surcado por distributarios y escorrenteras.

6. Las condiciones paleogeográficas dominantes en los tiempos de la sedimentación que aflora en los cortes de la ruta nacional 60, están insertas en el marco de los últimos movimientos andinos, caracterizados por la elevación activa de bloques de montaña, erección de barreras climáticas y concomitante aridificación del clima. Los aspectos paleogeográficos relacionados con estos depósitos indican áreas fuentes relativamente distantes que no tienen relación alguna con las actuales serranías ubicadas entre las sierras de Velasco y Ambato. Es evidente que el Bolsón de Pipanaco como gran cuenca receptora de sedimentos, se extendía hacia el sur, entre las sierras de Velasco y Ambato, ocupando un área drenada por el río motivo de este estudio y salpicada en tiempos pliocenos de barreales y lagunas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Aceñolaza, F.G. y G.F. Aceñolaza**, 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano del Noroeste Argentino. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12:65-87.
- Allmendinger, R.W.**, 1986. Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentina Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, 97:1070-1082.
- Allen, J.R.L.**, 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian) Welsh Borders. *Sedimentary Geology* 33:237-293.
- Bodenbender, G.**, 1912. Contribución al conocimiento de la Geología de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Minerología y Minería, 7(3), Buenos Aires.
- Bossi, G.E.**, 2007. Análisis de Paleocorrientes. Editorial Magna, Tucumán, 200 p.
- Bossi, G. E., J. G. Sanagua, S.M. Georgieff, L. M. Ibáñez, C.M. Muruaga and G. Quiroga**, 1995a. Intraformational unconformities in alluvial fan deposits at the foot of a Pampean Range block (Sierra de Velasco, NW-Argentina). In: SEPM Research Conference on alluvial fans, Death Valley, Death Valley, California. Abstract:37.
- Bossi, G. E., J. G. Sanagua, S.M. Georgieff, L. M. Ibáñez, C.M. Muruaga and G. Quiroga**, 1995b. Sedimentación sintectónica del Neógeno superior en el extremo norte de la Sierra de Velasco (Sierras Pampeanas, La Rioja, Argentina). 9 Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas, Venezuela. Resúmenes, 2.
- Bossi, G.E., J.G. Sanagua, S.M. Georgieff, L.M. Ibáñez, C.M. Muruaga and G. Quiroga**, 1996. Discordancias sinsedimentarias en los conglomerados de pie de monte en el extremo norte de la Sierra de Velasco (La Rioja, Argentina). *Actas VI Reunión Argentina de Sedimentología*, 1:123-128.
- Bossi, G.E., S.M. Georgieff, I.J.C. Gavrilloff, L.M. Ibáñez and C.M. Muruaga**, 2001a. Cenozoic Evolution of the intramontane Santa María basin, Pampean Ranges, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14:725-734.
- Bossi, G.E., S.M. Georgieff and M.E. Vides**, 2001b. 3D Fluvial Gravel Deposits on Las Cumbres Formation (Upper Tertiary), Near Mervil Village, Bolsón de Pipanaco, NW-Argentina. In J.A. Mason, R.F. Diffendal, Jr., y R.M. Joeckel (Eds.), Program with Abstracts, 7th International Conference on Fluvial Sedimentology, Lincoln, Nebraska, Estados Unidos, Abstract, 63.
- Bridge, J.S.**, 1985. Paleochannel patterns inferred from alluvial deposits: a critical evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology* 55:579-589.
- Bridge, J.S.**, 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 40:801-810.
- Bridge, J.S.**, 1995. Reply to paper of Miall, A.D. Description and interpretation of fluvial deposits: a critical perspective. *Sedimentology* 42:384-391.
- Cant, D.J.**, 1978. Development of facies models for sandy braided river sedimentation: comparison of the South Saskatchewan River and the Battery Point Formation. En: Miall, A.D. (Ed), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5:627-639.
- Friend, P.F., M.J. Slater and R.C. Williams**, 1979. Vertical and lateral building of river sandstone bodies. Ebro Basin, Spain. *Journal Geological Society London* 136:39-46.
- Gavrilloff, I.J.C., G.E. Bossi, G. Esteban, N. Nasif, and S. Musalem**, 1999. El problema estratigráfico de la "Edad" Mamífero Huayqueriense en la Cuenca de Santa María-Hualfín (Catamarca, Tucumán, Salta). 7th Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Abstract:128.
- González Bonorino, F.**, 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c Fiambalá, Provincia de Catamarca. Carta Geológico-económica de la República Argentina. Boletín Dirección Nac. Geol. Min., 127:1-75 (1 map 1:200.000).

- Jun Cowan, E.**, 1991. The large scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Upper Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. A.D. Miall y N. Tyler (eds). The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications fro hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology, SEPM 3: 80-93.
- Lang, S.C. and C.R. Fielding**, 1991. Facies architecture of a devonian soft-sediment-deformed alluvial sequence, Broken River Province, Northeastern Australia. A.D. Miall y N. Tyler (eds). The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications fro hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology, SEPM 3: 122-132.
- McKee, E.D.**, and **G.W. Weir**, 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Bulletin Geological Society of America 64:381-390.
- Miall, A.D.**, 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Science Reviews 22:261-308.
- Miall, A.D.**, 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. En K. Kleinspehn y C. Paola (eds). New perspective in basin analysis. Springer Verlag, New York: 68-81.
- Miall, A.D.**, 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Segunda Edición, Springer-Verlag Inc., New York, 668 p.
- Miall, A.D.**, 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks and their relationship to sedimentary rates. A.D. Miall y N. Tyler (eds). The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications fro hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology, SEPM 3: 6-12.
- Mirré, J.C.**, y **F.G. Aceñolaza**, 1972. El Hallazgo de Oldhamia sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad Cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, Provincia de Catamarca. Ameghiniana, 9:72-78.
- Muruaga, C.M.**, 1997. Estratigrafía y Sedimentología del Terciario superior de la Sierra de Hualfín, entre las localidades de Villavil y San Fernando, Provincia de Catamarca. Tesis doctoral. Facultad de Cs. Naturales e I. M. Lillo, UNT, Tucumán, 162 p.
- Penck, W.**, 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NW Argentina) ein Beitrag zur Kenntnis des andine Gebirgstypus zur Frage der Gebirgsbildung. Abhandl. Sachs. Akad. Wiss. Leipzig, Mathem-Phys-K1: 37 p.
- Ramos, A., A. Sopeña and M. Pérez-Arlucea**, 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). Journal of Sedimentary Petrology, 56: 862-875.
- Sosic, M.V.J.**, 1972. Descripción Geológica de la Hoja 14d, Tinogasta, Provincias de Catamarca y La Rioja. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Bol. Dir. Nac. Geol. Min., 129, 56 (1 mapa 1:200.000).
- Strecker, M.**, 1987. Late Cenozoic landscape development, the Santa María Valley, Northwest Argentina, PhD thesis, Cornell University, Ithaca, New York, 262 pgs.
- Wizevich, M.C.**, 1991 Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. A.D. Miall y N. Tyler (eds). The three dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications fro hydrocarbon discovery and recovery. Concepts in Sedimentology and Paleontology, SEPM 3: 22-24.