

DINÁMICA FLUVIAL DE UN TORRENTE DE MONTAÑA; CASO RÍO SAN ANTONIO. PROVINCIA DE CÓRDOBA, ARGENTINA

Carlos Beltramone

CRSA- INA- CONICET. Medrano 235 Villa Carlos Paz. Córdoba. E-mail: carlos.beltramone@arnet.com.ar

RESUMEN

El propósito de este trabajo es el de interpretar la dinámica fluvial del río San Antonio en base a las características topográficas y geomorfológicas de la cuenca. Se estudiaron diferentes aspectos de la cuenca (litología, pendiente, alturas y exposición) y se ha elaborado un mapa hidrogeomorfológico en el que se resaltan aspectos vinculados con la evolución de laderas. Se ha tratado de interpretar las posibles áreas fuentes de sedimentos en relación con la dinámica de laderas y su capacidad de producción de sedimentos. Se ha analizado la evolución del tamaño de los clastos a lo largo del curso, lo que muestra características propias de un río torrencial con crecidas intensas e instantáneas.

Palabras clave: Dinámica fluvial, Producción sedimentos, Cuenca Río San Antonio.

ABSTRACT

Dynamic fluvial the mountain torrent case: Rio San Antonio. Provincia the Córdoba. Argentina. The objective this paper is interpret the basic features of the dynamic of the river San Antonio channel in the context of its basin, according to the topographic and geomorphologic characteristics. With this in mind, several aspect of the river San Antonio basin have been studied; lithology, gradients, altimetry distribution and exposition. It has studied the capacity of sediment production from the hillslopes an the torrentiality of river San Antonio regime.

Keywords: Dynamic fluvial, Production sediments. Basin Rio San Antonio

INTRODUCCIÓN

Se trata de explicar la evolución fluvial de la cuenca del río San Antonio desde sus cabeceras hasta su desembocadura, teniendo en cuenta la dinámica de laderas y la producción de sedimentos, para lo cual se han estudiado diferentes aspectos tales como la distribución de frecuencia de algunos atributos físicos (altitud, pendiente, exposición), litología, también se han analizado los parámetros morfométricos y el perfil longitudinal del río principal.

Los análisis precedentes han podido determinar principalmente dos tramos en el cauce principal con una dinámica fluvial diferente el primero es el comprendido desde sus cabeceras hasta el C° Medio de los Ríos en la que confluyen los principales afluentes del río principal tales como los ríos Cajón y Malambo, zona donde los cauces se hallan muy encajado y condicionado por una densa red de fracturas y afloramientos rocosos, en este tramo es donde se ha notado una mayor energía fluvial para el transporte de sedimento y una mayor dispersión de los mismos. En el segundo tramo se produce una disminución en la pendiente del perfil longitudinal del río principal no así en algunos de sus afluentes, hay un progresivo ensanchamiento del cauce y una mayor selección en la acumulación de los sedimentos. La evolución de los clastos en el cauce principal muestra características propias de un río torrencial con fuertes picos de crecidas en forma instantáneas.

En cuanto a la capacidad de producción de sedimentos la cuenca se comporta con las características de un macizo rocoso dentro de un clima mediterráneo en el que predominan las acciones mecánicas sobre las químicas, siendo los procesos de remoción en masa y las cabeceras activas de los cauces principalmente de primer orden los que aportan gran cantidad de sedimentos a los cauces en forma instantánea.

CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL ÁREA DE ESTUDIO

a) Ubicación y extensión del área de estudio

La cuenca del Río San Antonio esta situada dentro de la cuenca del Río Primero, en la porción central de la Provincia de Córdoba. Se localiza entre los 30° 55' y los 31° 30' de latitud sur y los 64° 30' y los 64° 50' de longitud oeste. (Fig.1). Abarcando una superficie de 495 km² y esta delimitada por una divisoria irregular que en el sector occidental coincide con la divisoria de agua de las sierras Grande y de Achala, en el sector oriental esta dada por la Sierra Chica al sur por el Cordón de Santiago y norte por los escalones que descienden de la Sierra Grande.

La red de drenaje esta compuesta por un colector principal que en su mayor tramo lleva el nombre de río Icho Cruz, tomando el nombre de río San Antonio próximo a su desembocadura en el Lago San Roque y un gran numero de afluentes, siendo los principales los ríos Cajón , Malambo y A° San Antonio.

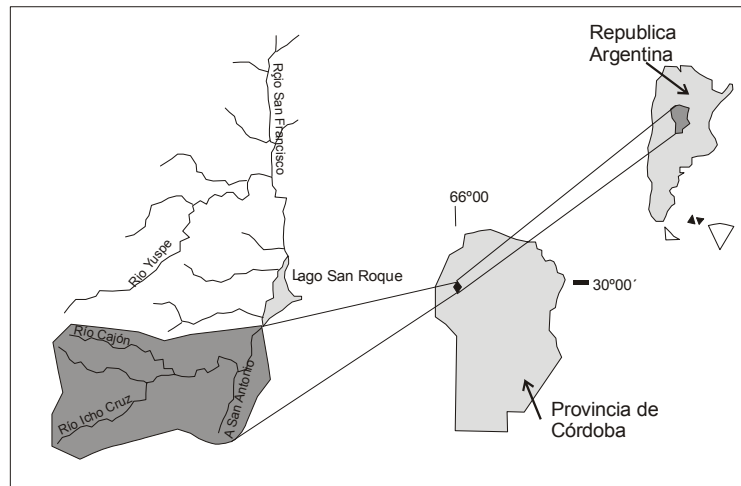


Figura 1. Ubicación área de estudio

b) Clima

El clima es de tipo submediterráneo, con importantes contrastes térmicos, un máximo pluviométrico en el mes de diciembre con un máximo de 196 mm. y un mínimo en el mes de agosto de 3.76 mm. La precipitación anual supera los 1200 mm. por encima de los 2000 m de altitud, para el año hidrológico 1999 – 2000, (según el Sistema Telemétrico CIRSA en; Colladon, 2000). La temperatura media anual es de 12,4 °C., alcanzándose máximas media mensual de 23,2° C y mínimas media mensual de 5,9 °C. (Colladon, 2004).

c) Distribución de frecuencias de diferentes atributos físicos

Se llevo a cabo el análisis sobre la distribución de los principales parámetros (altura, pendiente y exposición) que tienen incidencia en la dinámica de pendiente, y por ende en el control del funcionamiento de los cauces. El análisis morfométrico se efectuó dividiendo la cuenca en cuadrículas de 500 metros de lado y para cada cuadrícula se calculo la relación expuesta a continuación:

La relación altitud / área (Fig.2a) dominante es la que va desde los 1500 a 2100 m. que ocupa el 54% de la superficie total de la cuenca y especialmente el intervalo comprendido entre los 1500 a 1800 m. que ocupa el 30% de la superficie total, localizada en el sector de la cuenca alta. La relación menor de altura /área se localiza por encima de los 2100 con un 8% de la superficie total.

La relación pendiente / área (Fig.2b) siendo el intervalo mas representativo el comprendido entre 40 –60% con un total de 58% del área localizada en la parte superior de la cuenca próxima a las divisorias de agua de cursos de primer y segundo orden.

Las orientaciones dominantes (Fig.2c) son las N-NO y S-SO con un total del 53% de la cuenca, esta exposición esta directamente relacionada con la evolución de laderas siendo las más activas las de exposición N-NO y son las que presentan procesos geomorfológicos y antropicos más activos.

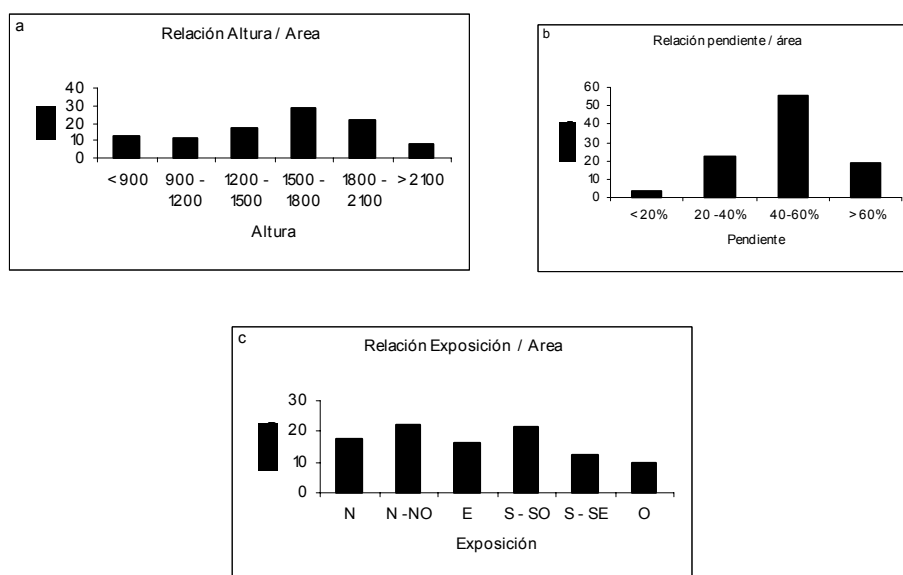


Figura 2. Distribución de frecuencias de diferentes atributos físicos: a) altura b) pendiente c) orientación

d) Bosquejo geológico

La organización litológica - estructural del área esta representada por afloramientos paleozoicos, desplazados y fracturados, intrusiones graníticas, y terrenos cenozoicos. El zócalo paleozoico esta constituido esencialmente por gneises, esquistos tonalíticos-biotíticos, cuarcitas micáceas, anfibolitas, mármoles y filitas, que sufrieron procesos de inyección aplíticas-pegmatíticas, ocurridas según Olsacher (1960) con anterioridad a la intrusión granítica. El estilo tectónico del basamento es predominantemente homoclinal con buzamientos de mediano a alto ángulo de 40° a 80° hacia el este (según Gordillo *et al.* 1979). La alineación estructural predominante es en sentido meridional a noroeste.

Algo mas de la mitad de la cuenca se inscribe en terrenos graníticos de dimensiones batolíticas corresponden a intrusiones postmetamórficas, las que según (Linares *et al.* 1970) corresponderían a tres ciclos magmáticos; el primer ciclo correspondiente al cámbrico inferior, ordovícico superior (450 – 520 m.a), el segundo ciclo al devónico inferior-medio (352 – 380 m.a), por último el tercer ciclo al carbónico superior (300 – 330m.a). El Cuaternario esta constituido por los fanglomerados de piedemonte correspondiente al Pleistoceno superior y al Holoceno respectivamente.

c) Relieve

El relieve de la cuenca ha sido objeto de numerosos estudios los que cuentan con precedentes desde principios de siglo Schmieder (1921), Gross (1948), tratándose estos de aproximaciones de tipo general o regional, trabajos mas recientes que incluyen cartografía mas especializadas son los de Barbeito (2000) y Beltramone (2003)

La delimitación de las unidades se hizo a partir de la interpretación de imágenes satelitarias Landsat a escala 1:250.000, apoyada con fotografías aéreas a escala 1:50.000. La leyenda elegida se apoya en la versión de Serrat (1976). A continuación se describirán las principales unidades de relieve Fig.3:

Relieve elaborado sobre en graníticas: El macizo granítico y sus escalones marginales, ocupan las posiciones mas elevadas del área de estudio, estando constituido de sur a norte por las,

Cumbres de Achala y la Sierra Grande, donde sobresalen los cerros; Los Gigantes (2376 m.), C° Los Lisos (2310 m.) y C° El Alto (2300 m.), presenta un relieve repetitivo debido a su homogeneidad litológica y con características de alta energía. Las áreas graníticas que no ocupan las partes más elevadas de la región se presentan como una planicie con moderado grado de disección, donde el relieve es suave marcadamente interrumpido por numerosas y bajas elevaciones de fuertes pendientes convexo-cóncavas, que se levantan por sobre el relieve de erosión regional, estas elevaciones se corresponderían al tipo de “mosores” atribuidos a la mayor resistencia a la erosión o a algún tipo de control estructural previo. La superficie de Pampa de Achala esta ubicada entre los 2000 y 2200 metros, es el sector que mantiene mayor uniformidad en las características del relieve presentando zonas planizadas cortadas por valles anchos y poco profundos, esta superficie se estrecha sensiblemente al oeste y remata en los Cerros Los Gigantes (2400 metros).

Relieve en gneis y esquistos de la Sierra Chica : Forma la divisoria de cuenca en su margen oriental, que frente al ambiente granítico estos terrenos metamórficos sobreelevado por la orogenia andina originan una topografía mucho más abrupta, correspondiéndose con la escarpa de falla de la Sierra Chica, caracterizado por su paisaje quebrado y su línea de cumbre algo irregular. En este ambiente al margen de la resistencia de las rocas, las fallas y cabalgamientos controlan la organización de la red de drenaje y acentúan la acción erosiva de los agentes morfogénicos

Relieve bajo elaborado en rocas esquistosas: Hacia el este del cerro Los Dos Ríos en contacto con los granitos y hasta el A° San Antonio afloran esquistos conformando un relieve de bloques a menor altitud que tuvo participación la constitución geológica del material aflorante (estructura y litología) que condicionaron a la implantación de la red de avenamiento y en la formación de “filos” o “crestones” que sobresalen del

DINÁMICA DE LADERA

Del mapa geomorfológico (Fig.3) surge que en el modelado de las vertientes tienen especial intervención los procesos de remoción en masa y fluviales, de acuerdo a estos procesos actuales sus formas resultantes se han podido agrupar en tres espacios morfo-topográficos a saber:

1) El sector morfo-topográfico inferior localizado entre los 600 y 850 metros, donde predomina la acción de la escorrentía superficial manifestada por la presencia de áreas con incisiones activas (cárcavas) este fenómeno es habitual en los escarpes de erosión existentes en los glaciares de acumulación, por lo general esta acción tienen un mínimo porcentaje en la modificación de las vertientes y en el aporte de sedimentos al cauce. Se suelen observar algunos deslizamientos de derrubios de escasa dimensiones asociados áreas con la presencia de cárcavas.

Los suelos friccionantes (gravas y arenas) que cubren a rocas del sustrato en las márgenes de los ríos principales son inestables cuando la inclinación de la pendiente es mayor al ángulo de fricción interna además son susceptibles a la erosión hídrica por escorrentía superficial en surcos.

2) El sector morfo-topográfico ubicado entre los 850 y 1900 metros el ambiente geomorfológico y topográfico cambia notablemente y con ellos las condiciones morfodinámicas. Dentro de este sector tienen incidencia dos conjuntos de procesos relacionados directamente con la dinámica de las vertientes, a) los relacionados a movimientos de remoción en masa y b) los relacionados con la acción de la escorrentía superficial.

a) Movimientos de Remoción en masa

De acuerdo al sustrato rocoso y siguiendo la clasificación de Carson y Kirkby (1972) y Varnes (1978) los procesos identificados incluyen deslizamientos, caídas y flujos lentos los que pueden

ser agrupados en: a) inestabilidades en escarpes rocosos con fuerte pendiente y con escasa o nula cobertura superficial y b) inestabilidades en sustrato con presencia de cobertura superficial (suelo o detritos). Este proceso es el que tiene mayor incidencia en el aporte de sedimentos a los cauces

Inestabilidades en escarpes rocosos, con fuerte pendiente y con escasa o nula cobertura superficial.

Caídas de rocas: Las caídas de rocas aparecen agrupadas en la escarpa de falla de las sierras Grandes y Chica en pendientes superiores al 35° y donde afloran rocas del sustrato rocoso. Su génesis esta relacionada al socavamiento en la base de la ladera por acción de las aguas de escorrentías, las que aumentan el gradiente del talud y la consiguiente pérdida de resistencia a la fuerza de gravedad ladera arriba y por la presencia de una densa red de discontinuidades estructurales que afectan al sustrato rocoso.

Deslizamiento de bloques: Este tipo de movimiento a sido localizado afectando al sustrato rocoso, donde afloran rocas esquistosas y pendientes superiores al 20%, el movimiento se produce a lo largo de una superficie plana aprovechando el alto grado de discontinuidad estructural (esquistocidad, foliación, diaclasamiento, etc.), donde la masa desplazada no se encuentra muy deformada y está representada por pocas unidades independientes.

Inestabilidades en sustrato rocosos con presencia de cobertura superficial (suelo o detritos)

Deslizamientos de detritos: Se trata de un movimiento que afecta tanto al sustrato rocoso como a la cobertura superficial (suelo en sentido ingenieril) donde el material en su desplazamiento ladera abajo sigue corredores definidos, acumulándose al pié de la ladera dando lugar a pequeños conos de derrubios. Estos movimientos en masa constituyen los fenómenos más dinámicos en la evolución de laderas en la cuenca del río San Antonio

Deslizamientos de suelos: Este tipo de movimiento en masa se desarrolla donde existe una cobertura superficial que cubre al sustrato rocoso asociado a pendientes superiores a 30%, cuando las aguas de lluvias se infiltran y saturan los suelos aumentando su peso por unidad de volumen, según Van Asch (1980) las pendientes superiores a 30° presentan riesgo de deslizamiento incluso con suelo seco.

Reptaje de la cobertura superficial: Este proceso se manifiesta morfológicamente en forma de terracitas, expresadas por pequeños peldaños discontinuos de algunos decímetros, separados por rellanos con un ancho del mismo orden, que alcanzan un estado de estabilidad precaria. Estas laderas pierden su estabilidad súbitamente una vez que el suelo se satura y se comporta como un material viscoso.

b) Acción de la escorrentía superficial

En laderas con fuerte pendiente y sustrato impermeable que no pueden sustentar la cubierta superficial predominan los efectos de la escorrentía superficial capaz de arrastrar gran cantidad de material a los fondos de los cauces formando conos aluviales en la base de la pendiente. Su presencia está relacionada con un cambio del nivel de base local por profundización del cauce del río principal, o por un aumento de la carga debido a un régimen estacional más lluvioso.

En las cabeceras de los torrentes se manifiesta el proceso de socavamiento en los cursos de primer orden que desde el punto de vista de la dinámica de vertientes tienen interés porque producen un fenómeno de erosión retrogradante y alimentan a la red de materiales en suspensión y cantos rodados.

3) En el nivel morfo-topográfico situado por encima de los 1900 m. corresponde a las cumbres de las serranías donde cambian las condiciones ambientales y la dinámica geomorfológica. El

monte desaparece dando lugar a la presencia del pastizal de altura y las condiciones climáticas acentúan el papel que tiene el proceso de congelamiento y descongelamiento estacional.

La presencia de flujos lentos (creeping) estaría dado por mayor humedad de la zona la que favorecería cambios volumétricos en la cobertura superficial produciendo un desplazamiento de partículas ladera abajo descrito por Brunnsden (1979) como reptación de tipo estacional. En cuanto a la dinámica fluvial se han observado numerosas líneas de drenaje paralelas (rills) de poca profundidad que se conectan directamente con la red fluvial.

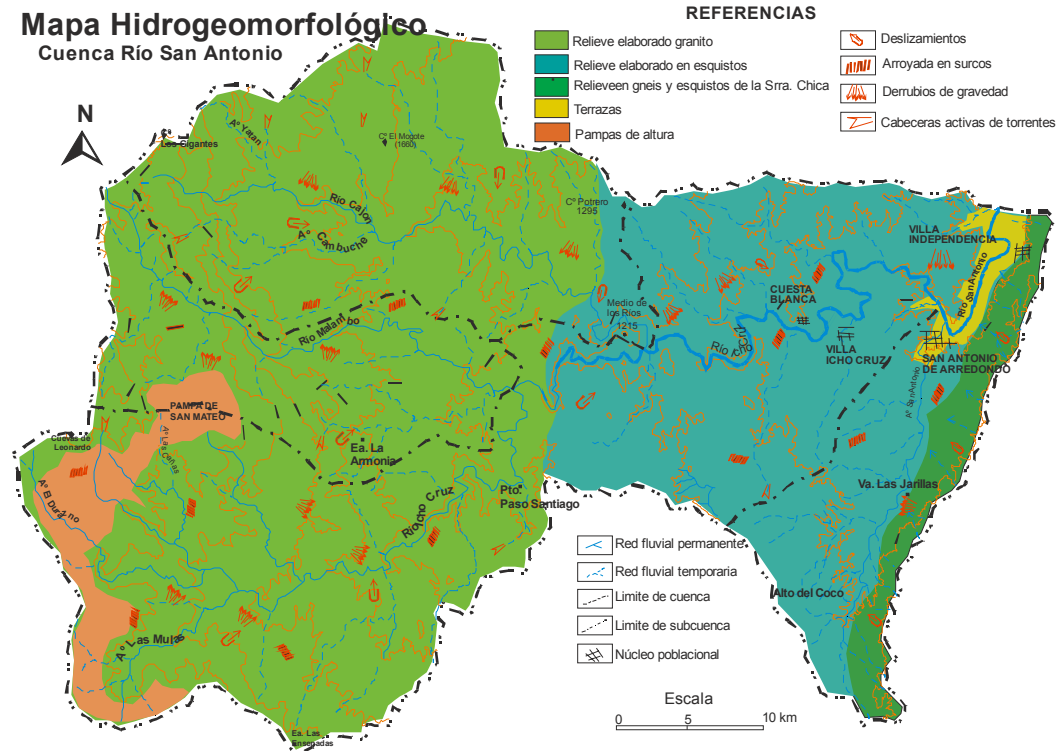


Figura 3. Mapa hidrogeomorfológico

DESARROLLO DE LA RED DE DRENAJE

La cuenca del río San Antonio en su tramo superior muestra una red de drenaje bien jerarquizada donde la tectónica a tenido una importancia decisiva, los cursos más importantes están regidos por líneas fracturas (Río Ichu Cruz, Malambo, Cajón y A° San Antonio) encontrándose orientados los tres primeros en sentido E-O y hallan sobrepuestos a la estructura principal, mientras que el arroyo San Antonio de rumbo N-S es consecuente con la estructura principal.

Desde el punto de vista de su configuración cabe mencionar que la cuenca que es de tipo triangular alargada de oeste a este con un diámetro mayor de 31 km y un diámetro menor de 17 km con torrentes que bajan de la cumbre siguiendo la línea de mayor pendiente y que se incorporan al colector principal casi en ángulo recto.

De acuerdo a las condiciones orográficas generales de la cuenca la red hidrográfica ha alcanzado mayor desarrollo en las pendientes occidentales que bajan del bloque de las sierras Grande y de Achala, mientras que en la pendiente oriental de la Sierra Chica esta poco integrada y de menor caudal tendiéndose a desarticularse al salir al piedemonte.

Según la clasificación de Strahler (1964) la cuenca de drenaje es de sexto orden siendo su curso principal el río Icho Cruz que mas adelante toma el nombre de San Antonio, estando compuesta de 76 cuencas de tercer orden, 14 subcuencas de cuarto orden y cuatro subcuencas de quinto orden denominadas como: subcuenca río Cajón, Malambo, Icho Cruz y arroyo San Antonio.

Para el estudio de la densidad de drenaje se utilizo el método de Strahler- Schum para la totalidad de la cuenca del río San Antonio la densidad de drenaje obtenida es de $D:1,726$, este valor demuestra una cuenca de buen drenaje, que según Horton (1945) la densidad de drenaje es un buen indicadores de la “edad fisiográfica” y depende esencialmente de las condiciones geológicas y fisiográficas, aunque Coates (1971) hace hincapié en la escala de la cartografía en que se trabajo.

La cuenca en su totalidad fue analizada desde el punto de vista morfométrico de acuerdo a las leyes de composición del drenaje, siguiendo la metodología de Horton (1945), cuyos resultados han sido representado en forma grafica en la Fig.4. De acuerdo a los resultados obtenidos se puede decir que el ordenamiento de los sistemas de drenaje es normal y muestra una clara correspondencia con la Primera y Tercera Ley de Horton. En cuanto a la Segunda Ley de Horton la cuenca no se ajustan a los valores esperados ya que existe un defasaje entre la curva real y la teórica, existiendo un claro sobredimensionamiento de los cursos de orden 3 sobre los cursos de orden 2 y 4. La relación de bifurcación (R_b) que expresa el grado de ramificación de la red de drenaje que ha sido calculada según Strahler (1954) es de 4,6 para la totalidad de la cuenca, el valor promedio obtenido se encuentro dentro de los valores propuestos para cuencas de litología homogéneas propuesta por Chorley, et.al 1984, aunque este valor no se condice por el propuesto por el citado autor en cuanto a la influencia del control estructural que existe sobre la red de drenaje.

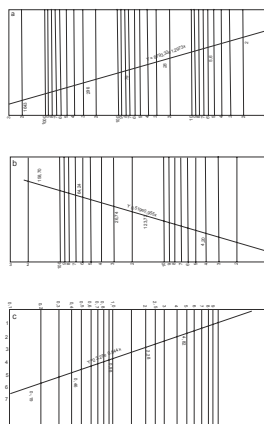


Figura 4. Leyes de composición de drenaje

Se considera que el perfil longitudinal es uno de los parámetros que mejor marca la dinámica fluvial de un río en el contexto de su cuenca, Langbein y Leopold (1964) demostraron que “el perfil de un río es un compromiso entre el mínimo esfuerzo del sistema y la equidistribución de energía a través de ese sistema”. En la Fig.5 se muestra el perfil longitudinal del río Icho Cruz y algunos de sus afluentes, en el que se observa que el cauce principal no presenta la forma ideal del perfil de equilibrio comúnmente propuesta en la literatura geomorfológica la concavidad hacia arriba del perfil se ve interrumpida por zonas planas en su parte superior cuando atraviesa los niveles de peneplanicies, estas áreas planas reflejan una inestabilidad en el perfil longitudinal causada por la tectónica que dio lugar al levantamiento la sierra Grande y de Achala.

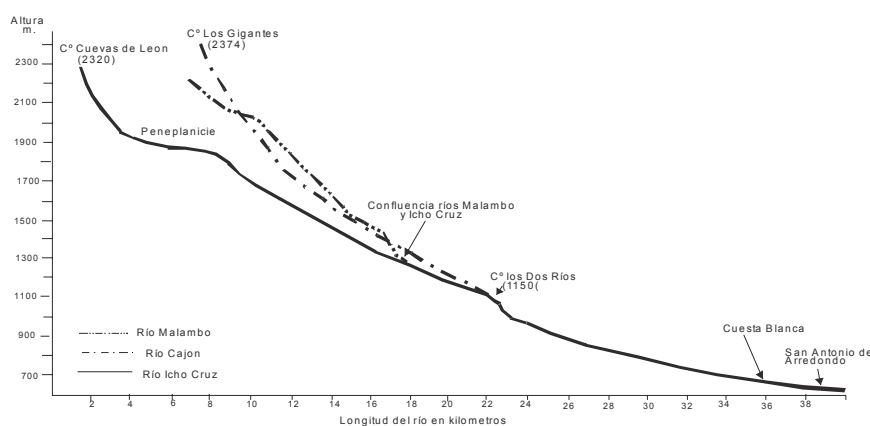


Figura 5. Perfil longitudinal del río San Antonio

La pendiente longitudinal del río Icho Cruz es muy fuerte ($>30\%$) en los primeros 3,5 km. cuyo cauce circula encajado entre vertientes con desniveles muy pronunciados. Desde el kilómetro 3,5 al 5 la pendiente disminuye notoriamente (8%) este sector corresponde al paso del río por el ambiente de peneplanicie o “pampas altas”, al salir de esta se produce una ruptura de pendiente en el perfil longitudinal del río la que se debe a la presencia de un abrupto de falla del borde oriental de la Sierra Grande, esta pendiente se mantiene hasta el C° Medio de Los Ríos, siendo del orden del 25% . A medida que aumenta la superficie de la cuenca se produce un marcado descenso de la pendiente, así, a su paso por las primeras comunas sufre un pronunciado descenso la que se sitúa próxima al 10% aunque algunos de sus afluentes en especial de su vertiente norte mantienen gradientes longitudinales muy fuertes.

Sobre la evolución de la anchura del cauce se puede decir que desde sus cabeceras hasta el C° Medio de los Ríos muestra un fuerte encajonamiento y marcada erosión lineal del sustrato mostrando un perfil en V el que presenta hombreras muy marcadas dando características de “valle en valle” o “valle en dos ciclos” correspondiente al encajamiento de la red fluvial producto de las diferentes fases tectónicas acaecidas durante el Cuaternario. A partir del C° Medio de los Ríos el perfil transversal tiende a la separación de las laderas y a una suavización de las laderas, presentando una llanura aluvial disimétrica con terrazas de erosión en su margen sur y escarpes en la margen norte.

La condición de torrencialidad de la cuenca es que estas crecidas constituyen respuestas hidrológicas ante la ocurrencia de lluvias de cierta intensidad y duración caracterizadas por flujos rápidos y de gran poder de arrastres de materiales. Los principales picos de crecidas en la cuenca que fueron detectados por el Sistema Telemétrico del CIRSA, están dados por las crecientes ocurridas en: noviembre de 1997 con un pico de 6,18 m. en el Barrio el Canal (estación 604), durante el año 1999 se detectó una crecida en el río Icho Cruz (estación 1004) de 6,44 m. y en el año 1993 en el río El Cajón se produjo una crecida de 5,47 m. (estación 1800).

PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS

De acuerdo a las características litológica y geomorfológica de la cuenca puede afirmarse que las áreas con presencia de movimientos en masa y de incisión en cárcavas en las cabeceras de los cursos son las principales áreas fuentes de sedimentos, los que llegan a los cauces principales a través de una intensa red de cauces con pendientes empinadas y marcadas rupturas de pendientes. Si se tiene en cuenta que más del 75% de la cuenca se instala sobre litologías resistentes (granito y gneis) y dadas las condiciones morfoclimáticas actuales se meteorizan principalmente por procedimientos mecánicos (Fig.6 y Fig.7), esto hace que predomine la producción de sedimentos gruesos en los cauces que tienen sus nacientes en la Sierra Grande y

de Achala, mientras que la producción de finos es mas escasa y se limita a la presencia de arcillas derivadas de la meteorización de las rocas esquistosas aflorantes en la ladera occidental de la Sierra Chica.

Las subcuencas de los ríos Cajón, Malambo e Icho Cruz que drenan sus aguas desde la vertiente occidental presentan una alta posibilidad de abastecerse de material en forma masiva, mientras que en áreas por encima de los 2100 m. donde las condiciones del paisaje cambia dando lugar a la aparición de áreas planas conocidas como “pampas de altura” carecen la capacidad de aportar importantes cantidades sedimentos gruesos debido a la poca integración de su red de avenamiento y de la menor actividad geomorfológica principalmente representada por reptación y solifluxión, lo que hace ineficaz la acción de la escorrentía superficial y por lo tanto sin repercusiones hidrogeomorfológica.

Las laderas entre los 1500 a 2100 m. son la principal fuente de aporte de gran volumen de sedimento a los cauces fluviales -sector en que la cuenca amplia su densidad de drenaje con la presencia de torrentes de fuerte pendiente longitudinal- se hallan tapizadas de una cubierta de derrubios de espesor y composición variable los que pueden ser removilizados por la acción de las aguas de escorrentías o por remoción en masa.

Sobre el manto de derrubio actúan principalmente dos tipos de procesos que son los encargados de transportar el material ladera abajo. En primer termino esta la escorrentía superficial a través de cauces con fuertes pendientes capaz de evacuar rápidamente material poco seleccionado que son depositados en forma de conos de deyección, estos sedimentos son redepositados aguas abajo en el momento que se producen grandes crecientes.

En segundo lugar en forma mas puntual intervienen los movimientos en masa, caracterizados principalmente por caídas de rocas como en el caso de las cabeceras de los ríos Cajón e Icho Cruz, también se da en laderas donde la cobertura superficial se halla en equilibrio precario las que son desestabilizadas por la acción del agua subcortical. Varios autores tales como Selby (1981) Hayward (1980) Garcia Ruiz (1985) justifican la producción de sedimentos dado por una actividad geomorfológica muy activa dentro del proceso de remoción en masa. Algunos de ellos como Ergenzinger (1988) ha dado pruebas de la gran actividad que tienen estos procesos en la producción de sedimentos gruesos.

Aguas abajo de la confluencia del Río Cajón con el Icho Cruz, se entra en un sector de la cuenca dominado por una actividad geomorfológica diferente a la anterior, donde los procesos tienden a disminuir su actividad generando menor aporte de sedimentos a los cauces, ya en el tramo inferior aguas debajo de la localidad de Cuesta Blanca la posibilidad de generar sedimentos es prácticamente nula por sus características topográficas tratándose de un área de depositación de la fracción gruesa a media, los que son removidos en épocas de crecientes estacionales.

El área que abarca la subcuenca del A° San Antonio con aporte de torrentes que bajan desde la Sierra Chica, presenta un funcionamiento hidrogeomorfológico diferente ya que se tratan de torrentes cortos y de carácter intermitentes, hace que los torrentes al salir al piedemonte con menor energía exporten sedimento hacia el colector principal en forma mas localizada y de materiales mas finos.

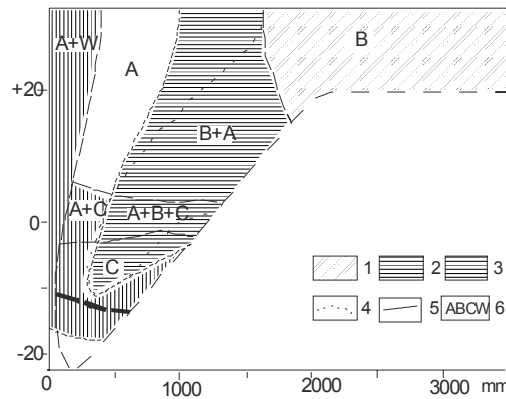


Figura 6. Clasificación de eventos extremos en regiones morfoclimáticas : 1- muy alta meteorización química; 2 - alta meteorización química; 3- alta meteorización física; 4- limite del bosque; 5- Limite de áreas de diferentes eventos; (A – lluvias bajas; B- lluvias continuas; C- fusiones nivales; W- vientos fuertes. Según Starkel (1976)

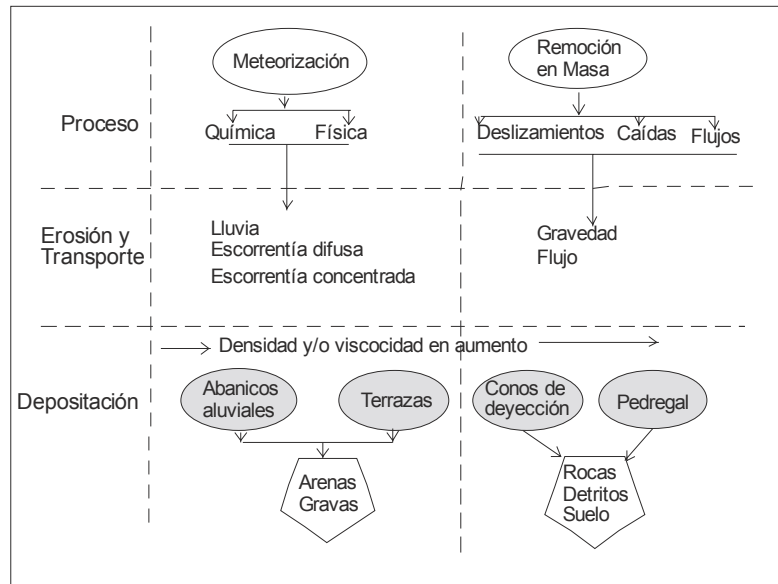


Figura 7. Esquema de producción de sedimentos

EVOLUCIÓN DEL TAMAÑO DE LOS CANTOS

La evolución del tamaño de los cantos en la cuenca del río San Antonio esta ligado a dos factores; el primero con el alejamiento de las áreas productoras de sedimentos lo que da una reducción progresiva en el tamaño de los cantos y con la pendiente tal cual lo expreso Richards (1982) quien sostuvo que la carga sedimentaria de un río es una variable estrechamente relacionada con la pendiente, ambas tendencias ya han sido puesta de manifiesto por autores tales como; Knighton, (1984), y Schum, (1977).

La evolución del tamaño de los sedimentos (Fig.8) desde la cabecera hasta la desembocadura del río, presentan distorsiones que rompen con la tendencia general del diagrama, estas tendencias se deben principalmente a los aportes ocasionados por afluentes que se incorporan al cauce principal dotados de mayor energía que el cauce principal, estando representadas por picos positivos que aparecen por encima de la tendencia de la curva.

En la Fig.8 se puede ver que en los 5 primeros kilómetros de la cuenca es donde se dan los valores mas altos de dispersión y se pueden hallar bloques de mas de 0,80 m de eje mayor junto a gravilla fina, el tamaño medio de los cantos es de 300 mm., y un 15 % del mismo corresponde a

la fracción superior de 600 mm., en estos primeros kilómetros el control del tamaño de los cantos recae sobre la pendiente donde el curso es capaz de transportar sedimentos de muy diferentes tamaños así también el relieve esta dominado por laderas de pendientes muy elevadas (>60) en la que algunos bloques pueden acceder al cauce del río solo por gravedad, estos bloques quedan inmóvil salvo situaciones excepcionales de crecidas torrenciales extraordinarias, así también se pueden observar algunos grandes bloques en la confluencia de los afluentes principales y el río principal tal el caso de los arroyos; Las Calles, El Durazno, Paso de Los Bayos y Paso de la Esquina.

En el tramo comprendido entre los 5 km y 20 km se produce un caída significativa en el tamaño de los cantos con un 40% con cantos superiores a 20 mm., en este tramo el río Icho Cruz recibe afluentes muy importantes con pendientes elevas y fuerte energía de transporte caso los ríos Cajón y Malambo todos ellos con pendientes superiores a los 10 % en este sector se manifiestan picos positivos muy marcados con aportes sedimentarios de entre 350 y 420 mm.

Aguas abajo del kilómetro 25 se produce una disminución y menor dispersión del tamaño manteniéndose por debajo de los 350 mm., debido principalmente al descenso de la pendiente del cauce existiendo algunos picos positivos por el aporte de afluentes que tienen gran pendiente caso del A° Las Achiras. En los últimos kilómetros el río principal recibe muy pocos afluentes intermitentes en su funcionalidad y de poca pendiente longitudinal salvo en los arroyos localizados en la margen derecha del A° San Antonio colector principal de los arroyos que descienden de la falda occidental de la Sierra Chica los que se insumen en niveles de terrazas y abanicos aluviales, por lo que el aporte de sedimentos gruesos al cauce principal es muy limitado.

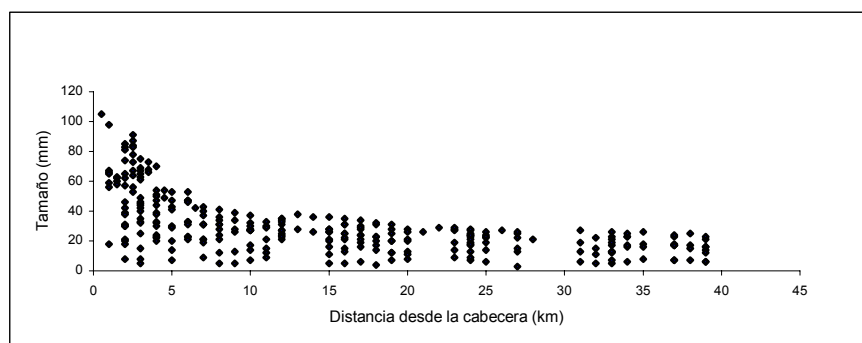


Figura 8. Evolución del tamaño de los sedimentos desde su cabecera hasta la desembocadura en el Lago San Roque

CONCLUSIONES

-A la cuenca del Río San Antonio se la puede clasificar desde el punto de vista de su dinámica como una cuenca de torrentes de depósitos recientes no estabilizados o vivos, con predominio de deslizamientos de laderas y carcavamiento lineal.

-La principal fuente de carga fluvial son las pendientes empinadas de la parte media y alta de la cuenca por debajo de los 1900 m. correspondiente a las subcuenca de los ríos Cajón, Malambo e Icho Cruz, donde la producción de sedimentos al pie de las laderas esta relacionada principalmente por el material procedente de deslizamientos, la magnitud de este proceso es del orden métrico a decamétrico.

-El carácter torrencial de la cuenca esta dada por elevada densidad de drenaje, fuertes pendientes y sustrato de rocas impermeables que originan una fuerte respuesta hidrológica frente a las precipitaciones, en que las crecidas son intensas e instantáneas, las que cuentan con grandes posibilidades de movilizar la carga de fondo y transportar los sedimentos desde las laderas al cauce de los ríos.

-Los datos que resultan sobre el estudio del tamaño de los clastos a lo largo de la cuenca permiten aseverar que la escasa selección del material es debido a la instantaneidad con que se producen las crecientes con aporte súbito de sedimentos gruesos al cauce principal los que quedan inmobilizados hasta la próxima crecida que posea la energía suficiente para el reinicio del movimiento.

- La dispersión del tamaño de los clastos esta en relación a la distancia desde la cabecera, un primer pico de dispersión -localizado aproximadamente en los primeros 5km- se podría atribuir a las fuertes pendientes tanto del curso como de las laderas interfluviales, mientras que un segundo pico recae en la zona de confluencia de los ríos Cajón y Malambo con el Icho Cruz zona que se podría considerar como de fuerte energía hídrica para el incremento de la dispersión de los clastos.

REFERENCIAS

Barbeito, O., Beltramone, C. y Ambrosino, S., 2000. La geomorfología en la predicción de inundaciones extremas frente al cambio climático global. Memorias del 18 Congreso Nacional del Agua: 353-355. Termas de Río Hondo. Santiago del Estero.

Beltramone, C., Barbeito, O y Ambrosino, S., 2003. Mapa geomorfológico de la porción central de las Sierras de Córdoba. Actas 2. Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología: 221-228. Tucumán.

Brunsdén, D., 1979. Mass movements. Process in Geomorphology En: C. Embleton y J. Thornes (Eds.). E. Arnold: 130-186. Londres.

Carson M.A and Kirkby, M.J. 1972. Hillslope forms and process. Cambridge University Press, 475 p., Cambridge.

Chorley, R., Schumm. S and Sudgen, D., 1984. Geomorphology. Methuen and Co., 607p. New York.

Coates, D. R., 1971. Hydrogeomorphology of Susquehanna and Delaware Basins. In: Morisawa. M (Ed.): Quantitative Geomorphology: some aspects and applications. Publications in Geomorphology, S. U. N. Y. at Binghamton: 273-308. Binghamton.

Colladon, L., 2000. Anuario Pluviométrico 1992-200. Cuenca del Río San Antonio. Centro de Investigaciones de la Región Semiárida. 16 p. (Inédito).

Colladon, L., 2004. Estadísticas Meteorológicas . Temperaturas medias mensuales 1994–2003. Cuenca Río San Antonio. Centro de Investigaciones de la Región Semiárida. 23 p. (Inédito).

Ergenzinger, P., 1988. Regional erosion: rates and scale problems in the Buonamico Basin, Calabria. Catena Suplemento, 13: 97-107.

García Ruiz, J. M., 1985. Movimientos en masa en los conglomerados del contacto Depresión del Ebro. Sistema Ibérico en la Rioja. Actas 1 Coloquio sobre Geografía de la Rioja: 69-80. Logroño.

Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p.1-39. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Hayward, J. A., 1980. Hydrology and stream sediments from Torlesse stream catchments. Tussock Grassland and Mountain Lands Institute. 236 p., Canterbury.

Horton, R., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. Geological Society of American Bulletin 56: 275-370.

Knighton, D., 1984. Fluvial forms and processes. E. Arnold, 218p., London.

Langbein, W. B and Leopold, L., 1964. Quasi-equilibrium states in channel morphology. American Journal of Science, 262: 782-794.

Linares, E y C, Latorre., 1970. Edades potasio-argón y plomo-alfa de rocas graníticas de la provincia de Córdoba y San Luis. 4 Jornadas Geológicas Argentina. Actas.1: 79-85. Mendoza.

Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20h, Los Gigantes, Córdoba. Carta Geológica - Económica de la Republica Argentina., Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 12. Buenos Aires.

Richards, K., 1982. Rivers. Forms and process in alluvial channels. Methuen, 236p. London.

Schneider, O., 1935 Apunte Geomorfológico sobre la Sierra Grande de Córdoba. Boletín Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Tomo 25. Córdoba.

Schumm, S. A., 1977. The fluvial system. John Wiley, 338pp. New York.

Selby, M., 1981. Slopes and weathering. In K. Gregory and D. Walling (Eds.): Man and Environmental processes, p: 105-122. London.

Serrat, D., 1976 Leyenda para el mapa geomorfológico de Francia. Traducción y adaptación del texto original en francés. Instituto Jaime Almera de Investigaciones Geológicas, 69 p. Barcelona.

Starkel, L., 1976. The role of extreme (catastrophic) meteorological events in contemporary evolution of slopes. In: Derbyshire, E (Ed.): Geomorphology and Climate. John Wiley & Sons, Chichester, Brisbane, Toronto

Strahler, A. N., 1954. Statistical analysis in geomorphic research. Journal Geology. 62 (1): 1 - 25.

Strahler, A. N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In Chow, V (Ed.): Handbook of applied Hydrology, Mc. Graw Hill, 4-2 . New York.

Van Asch, T., 1980., Water erosion on slopes and landsliding in mediterranean landscape. Utrecht Geographic Studio. 20: 1-238. Utrecht

Varnes, D. J., 1978. Slope movement types and processes. Landslides: Analysis and Control. Transportation Research Board, Washington Special Report. 176: 11-33.