



Universidad Nacional de Río Cuarto  
Facultad de Ciencias Exactas Físico Químicas y Naturales  
Departamento de Geología

## TESIS DE LICENCIATURA

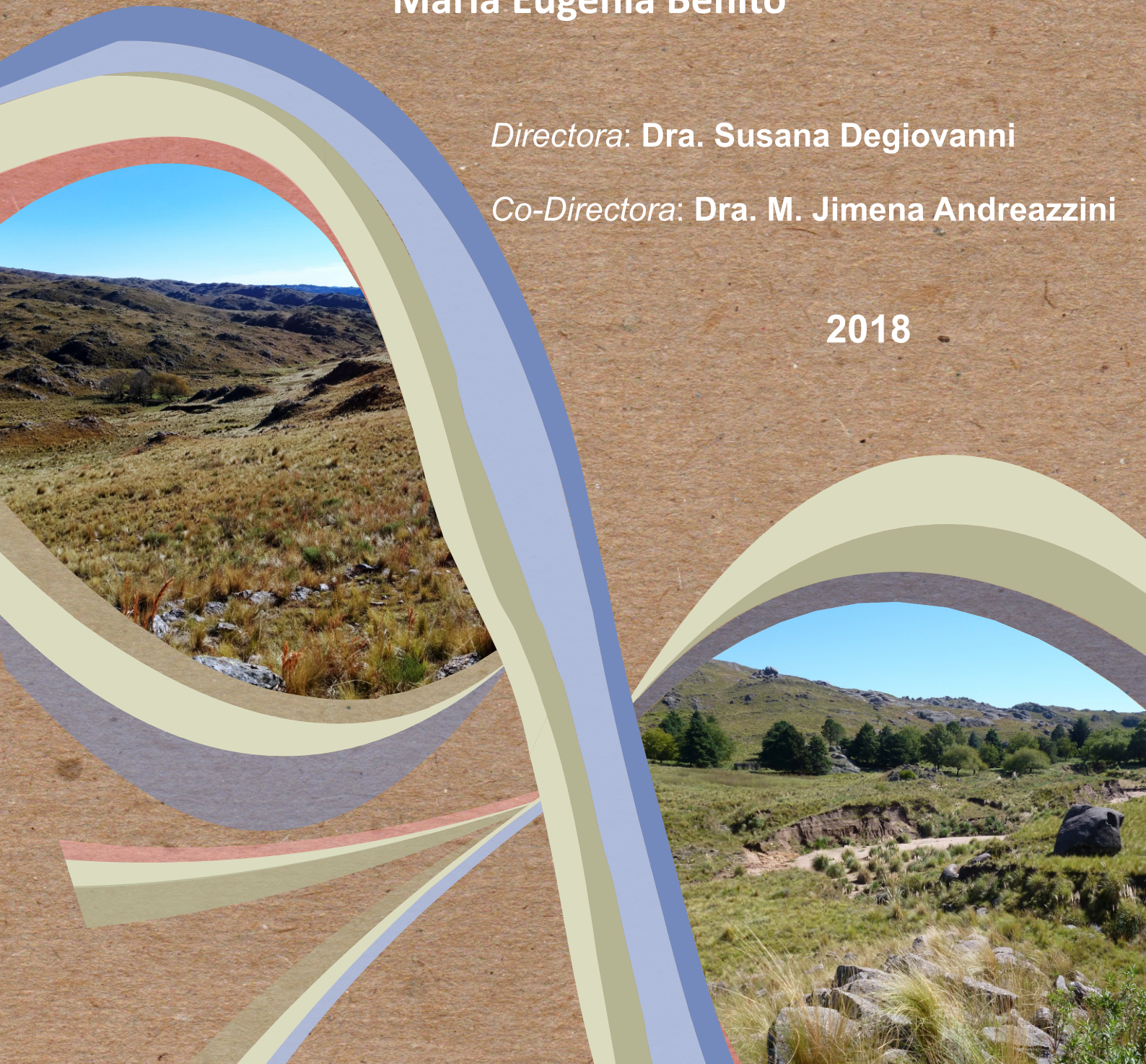
“Estudio de la Conectividad Hidrológica y Sedimentológica  
en dos ambientes litológicos de la cuenca del río Las Tapias,  
cuenca alta del río Cuarto, Córdoba”

**María Eugenia Benito**

*Directora:* Dra. Susana Degiovanni

*Co-Directora:* Dra. M. Jimena Andreazzini

2018





## Agradecimientos

---

Este tesis, no solo es un trabajo de investigación, sino que es el principio de un futuro impredecible y el final de una hermosa carrera elegida sin saber bien porque. En esta experiencia única, se viven tantos momentos y se cómprate largos intervalos de tiempo con tantas personas, que este apartado podría volverse un capítulo más.

Comenzaré agradeciéndoles a mi mamá y mi papá, ya que me contagiaron su espíritu curioso y cuestionador, mostrándome lo hermosa e intrigante que es la naturaleza en todo su esplendor, apreciando cada paisaje desde los detalles más chicos hasta los más grandes. Pero sobre todo, gracias por regalarme una familia que me enseña día a día, me mimas, me incentiva, ayuda y acompaña.

A Pali, porque desde que tengo memoria estas a mi lado y no solo es mi hermana, sino que además es mi compañera de toda la vida, mi mejor amiga, mi aliada, mi colega y no sé cuántos roles más. Gracias por compartir tantos momentos y gustos como las películas, las novelas, la geología, los viajes, la ropa, etc. Gracias por ayudarme mil veces y ser mi consejera geológica en el desarrollo de esta Tesis. Pero sobre todo gracias por aquellas cosas que nos diferencian, y me muestran una realidad distinta.

A Julián, por ser mi compañero, mi amigo en esta experiencia de crecer juntos, enseñándonos otros puntos de vista diferentes, debatiendo y equivocándonos en este universo nuevo de responsabilidades y de poco tiempo libre. Gracias por acompañarme todo estos años, por la paciencia, entendiendo y respetando mí tiempos frente a la computadora o estudiando para un final. Que los proyectos y los momentos nunca se terminen!

A toda mi familia, abuelas, tíos y primos, por simplemente estar ahí siendo la muralla que me protege, respalda, me da alegrías y me hace renegar un poco.

A todas mis amigos, que por sus diferentes personalidades, carismas hacen cada día tan interesante. Gracias Sofi y Ali, porque su amistad me acompaña de chicas. Gracias Nadis por tu sinceridad, dulzura, compañerismo y los infinitos intercambiamos de aprendizajes. A todos mis geólogos queridos, Eli, Vir, Danita, Dani, Pame, Sole, Franco, Joaco que me acompañaron en cada clase, horas de estudio, viajes y sobre todo me marcaron con sus personalidades, ideologías, risas e historias. Gracias Cele y Noe, mis hermanas geológicas, gracias por los viajes compartidos, las charlas, las horas de estudio, los debates sobre temas inimaginables, por alentarme y ayudarme día a día.

A Gringa, gracias por incluirme en esta experiencia, abrirme nuevas puertas en un área de geología totalmente nueva para mí que me entusiasmó tanto y me hizo sentir

---



como en casa. A Jime, gracias por acompañarme tanto en esta experiencia de escribir una tesis, guiándome en el campo, en cada etapa de gabinete y por siempre brindarme una respuesta a todo. Pero en especial gracias a las dos por confiar en mí, por las largas y enriquecedoras charlas. A Jorge, gracias por transmitir, en cada clase y viaje de campo compartido, tu pasión por la geología. Siendo siempre una gran ayuda en mi camino personal y profesional.

A todos los profesores de geología, que con cada charla, materia, consulta, viaje, fiestas o trámite fueron los responsables de contagiar esta pasión por la geología. Que me llevo un hermoso y algunos locos recuerdo de cada uno de ustedes.

También, quiero agradecer a los miles de momentos vividos en los pasillos del departamento, en las reuniones, locros, fiestas, ayudantías, etc. que me permitieron conocer un poquito de cada alumno de geología desde los que recién arranca a hasta los más veteranos.

Por último, gracias a la Universidad Nacional de Río Cuarto por darme la posibilidad de recibir una educación gratuita que me permitió no solo formarme como profesional sino que además como persona.

---



## Índice

---

### Capítulo I

Introducción.....	1
I.1- Antecedentes, fundamentación y presentación del problema .....	2
I.2-Ubicación del área de estudio .....	5
I.3-Hipótesis de trabajo .....	7
I.4-Objetivos .....	7

### Capítulo II

Marco metodológico.....	8
II.1- Etapa de gabinete Inicial .....	9
II.2- Etapa de campo.....	10
II.3- Etapa de laboratorio .....	11
II.4- Etapa de gabinete final .....	11

### Capítulo III

Contexto Geológico y Geomorfológico Regional.....	12
III.1- Introducción .....	13
III.2.-Estratigrafía de la Sierra de Comechingones .....	15
III.3-Estructura regional.....	22
III.4-Geomorfología regional .....	25

### Capítulo IV

Contexto Geológico y Geomorfológico de la Cuenca Arroyo Arenoso .....	31
IV.1- Características Estratigráficas .....	32
IV.2- Características Estructurales.....	51
IV.3- Características Geomorfológicas .....	52

### Capítulo V

Contexto Geológico y Geomorfológico de la Cuenca Arroyo Moyano.....	68
V.1- Características Estratigráficas .....	69
V.2- Características Estructurales.....	92
V.3- Características Geomorfológicas .....	93

### Capítulo VI

Características climáticas.....	104
---------------------------------	-----

---



VI.1-Clima Regional .....	105
VI.2-Clima Local .....	108
<b>Capítulo VII</b>	
Hidrología Superficial.....	<b>122</b>
VII.1- Hidrología Regional.....	123
VII.2- Hidrología Local .....	128
<b>Capítulo VIII</b>	
Conectividad del Paisaje .....	<b>143</b>
VIII.1- Marco teórico y metodológico .....	144
VIII.2- Conectividad de la Cuenca del Arroyo Arenoso. ....	153
VIII.3- Conectividad de la Cuenca del Arroyo Moyano. ....	188
<b>Capítulo IX</b>	
Consideraciones finales y conclusiones .....	<b>208</b>
<b>Bibliografía .....</b>	<b>213</b>

---



# Capítulo I

## Introducción



## I.1- Antecedentes, fundamentación y presentación del problema

Los estudios sobre la sensibilidad de los ríos frente a cambios asociados a ciclos naturales como así también a acciones humanas tienen una larga tradición en la geomorfología, reconociéndose entre los trabajos pioneros los de Mackin (1948); Leopold y Maddock (1953); Langbein y Leopold (1964); Langbein (1964); Shumm (1968) y Harvey (1969), los cuales analizan la capacidad y tipo de ajuste de un canal a modificaciones en el régimen hidrológico. Estos estudios demuestran que los ríos son sistemas complejos, debido a los diferentes elementos que los componen y que condicionan los procesos de manera no lineal.

Así, un aspecto relevante que permite estudiar de manera integrada los sistemas fluviales y así lograr una comprensión holística de estos sistemas es *la conectividad hidrológica y sedimentológica* (Lexartza-Artza *et al.*, 2009), conceptos de uso creciente en la comunidad científica durante los últimos años (Hooke, 2003; Carling, 2006; Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; entre otros).

*La conectividad sedimentológica* corresponde al grado de vinculación entre fuentes de sedimentos y áreas pendiente abajo, mientras que *la conectividad hidrológica* hace referencia a los vínculos internos en la red de drenaje, es decir, las relaciones que existen entre la escorrentía, los tributarios, canales principales y las fuentes de sedimentos (Croke *et al.*, 2005).

El estudio integrado de la conectividad hidrológica y sedimentológica permite la comprensión de la morfodinámica de los cursos fluviales y su vinculación con las características geológico-geomorfológicas de una cuenca, y de este modo es posible evaluar y/o predecir con mayor eficacia los modos de respuesta de un sistema fluvial ante modificaciones en sus variables de control.

La conectividad varía en el espacio y en el tiempo. Las *variaciones temporales* están relacionadas con la magnitud y la frecuencia en que se dan los procesos involucrados en la transferencia de sedimentos (remoción en masa, erosión hídrica, fluvial, etc.) y a los cambios en el uso y/o manejo del suelo. Mientras que las *variaciones espaciales*, hacen referencia a la organización en el espacio de la cuenca y las conexiones entre distintos elementos del paisaje (Hooke, 2003).

Diferentes autores como Fryirs (2007, 2013); Messenzehl *et al.* (2014); Lexartza-Artza *et al.* (2009) y Brierley *et al.* (2006), desarrollaron modelos conceptuales de conectividad, en los que definen tamaño y posición de determinados tipos de vínculos (longitudinales, laterales y verticales) que favorecen a las conexiones, y de impedimentos (buffers, barreras y cubiertas/capas), que por el contrario, generan desconexiones. De este modo se puede evaluar el grado de conectividad en una cuenca, en base a mapeo de campo geomorfológico y sedimentológico (Hook, 2003); Borselli *et al.*, 2008; Cavalli *et al.*, 2013; Messenzehl y Hoffmann, 2013), desarrollando índices de conectividad.



Entre las metodologías de campo que abordan distintos aspectos de la conectividad se pueden citar las de Sidiqui y Robert (2010), quienes analizan la topografía del lecho en distintas épocas del año, evalúan los procesos de erosión y transporte en canales de lecho rocoso, utilizando trazadores y midiendo la orientación e imbricación de clastos. Lukens *et al.* (2013) utilizan dataciones combinadas de nucleídos cosmogénicos y termocronometría para establecer relaciones entre tamaño de partículas y rangos de erosión con variaciones de altitud en el paisaje. Viel *et al.* (2013) efectúan dataciones radiocarbónicas en diferentes tipos de almacenamientos de sedimentos con el propósito de establecer tiempos de residencia en distintos compartimientos de la cuenca. En relación al control litológico en la producción de sedimentos, Hahm *et al.* (2013) realizan estudios geoquímicos en ambientes graníticos y a través de medidas de nucleidoscosmogénicos, demuestran diferentes tasas de erosión.

En Argentina y especialmente en el Sur de la provincia de Córdoba, son numerosos los trabajos que abordaron a distintas escalas espacio-temporales diferentes aspectos morfológicos, morfodinámicos, morfométricos y neotectónicos de la cuenca del río Cuarto (Degiovanni *et al.*, 2005b, 2009, 2013 b, 2014; Andreazzini y Degiovanni, 2011, 2012; Degiovanni y Andreazzini, 2013; Villegas *et al.*, 2006; Blarasín *et al.*, 2005; Sagripanti *et al.*, 2014; Villalba *et al.*, 2015; entre otros), pero aún son escasos los relacionados a la conectividad hidrológica y de sedimentos en dicha cuenca. Específicamente en la subcuenca del río Las Cañitas (afluente del río Cuarto), se han aplicado modelos semicuantitativos y numéricos para la estimación de la producción y transporte de sedimentos, y los caudales erogados (González, 2012; Andreazzini *et al.*, 2013, 2014, 2015; Andreazzini, 2015), cuyos resultados revelan una notable variabilidad espacial de estos parámetros, vinculada fundamentalmente a diferencias geológico-geomorfológicas y distribución de las precipitaciones en la cuenca de aporte.

Estos estudios, escasamente desarrollados en el país, implican poner a prueba metodologías de reciente aplicación, obteniendo como resultado un mejor conocimiento del balance sedimentológico dentro de una cuenca, insumo necesario para definir mecanismos de ajuste intrínsecos y frente a diferentes intervenciones (presas, extracción de áridos, etc.).

En el presente trabajo se llevarán a cabo estudios de conectividad en la cuenca alta del río Cuarto, un sistema fuertemente intervenido, especialmente en su tramo medio e inferior. Entre las intervenciones de mayor impacto deben mencionarse, la extracción, desde hace varias décadas, de importantes volúmenes de áridos (de cauce y terrazas) en proximidades de la ciudad de Río Cuarto, donde además se efectuaron varias rectificaciones y construyeron azudes. También se realizan canalizaciones del tramo inferior del río, aguas abajo de la ciudad de La Carlota y en los Bañados del Saladillo. Por otra parte, en la cuenca alta están proyectadas dos represas, en las subcuencas Piedras Blancas y La Tapa (Las Cañitas).





Por todo lo expuesto, resulta de interés efectuar estudios de conectividad, que incrementen el grado de conocimiento del funcionamiento de este sistema fluvial, para tomar decisiones más adecuadas en relación a su manejo, ordenamiento y gestión. Es por esto que en el presente trabajo, se pretende estudiar con mayor detalle las variables y procesos que controlan el funcionamiento de los sistemas fluviales que drenan áreas serranas específicas, centrando el estudio en las interrelaciones entre los distintos subambientes geológico-geomorfológicos que componen dos pequeñas cuencas de drenaje.



## I.2-Ubicación del área de estudio

---

Este estudio se desarrolló en la vertiente oriental de la Sierra de Comechingones, en el sector noroeste del Dpto. Río Cuarto, provincia de Córdoba, dentro de la cuenca del río Las Tapias, afluente del río Las Cañitas (cuenca alta del río Cuarto).

Específicamente el análisis se llevó a cabo en dos pequeñas cuencas, caracterizadas por diferentes sustratos litológicos. Una en ambiente granítico, denominada Cuenca A° Arenoso (32°44'18.32"S y 64°48'45"O), y otra en ambiente metamórfico, denominada Cuenca A° Moyano (32°45'20"S y 64°49'15"O) (Fig. I.1).

Para acceder a esta zona desde la ciudad de Río Cuarto se deben recorrer 45,3 km por la ruta provincial N° 30, y luego 44 km por la ruta provincial N° 23, hasta la estancia San Bartolomé. Desde aquí se realizan 8 km hacia el Oeste dentro del sector serrano, por camino de ripio, hasta el denominado Puesto Vílchez (Fig. I.1), localizado a la salida de la cuenca del A° Arenoso. Antes de llegar a dicho puesto se desvía un camino de tierra hacia el Suroeste, donde luego de recorrer 2,3 km se llega al Puesto Moyano, localizado a la salida de la cuenca del arroyo homónimo (Fig. I.1).

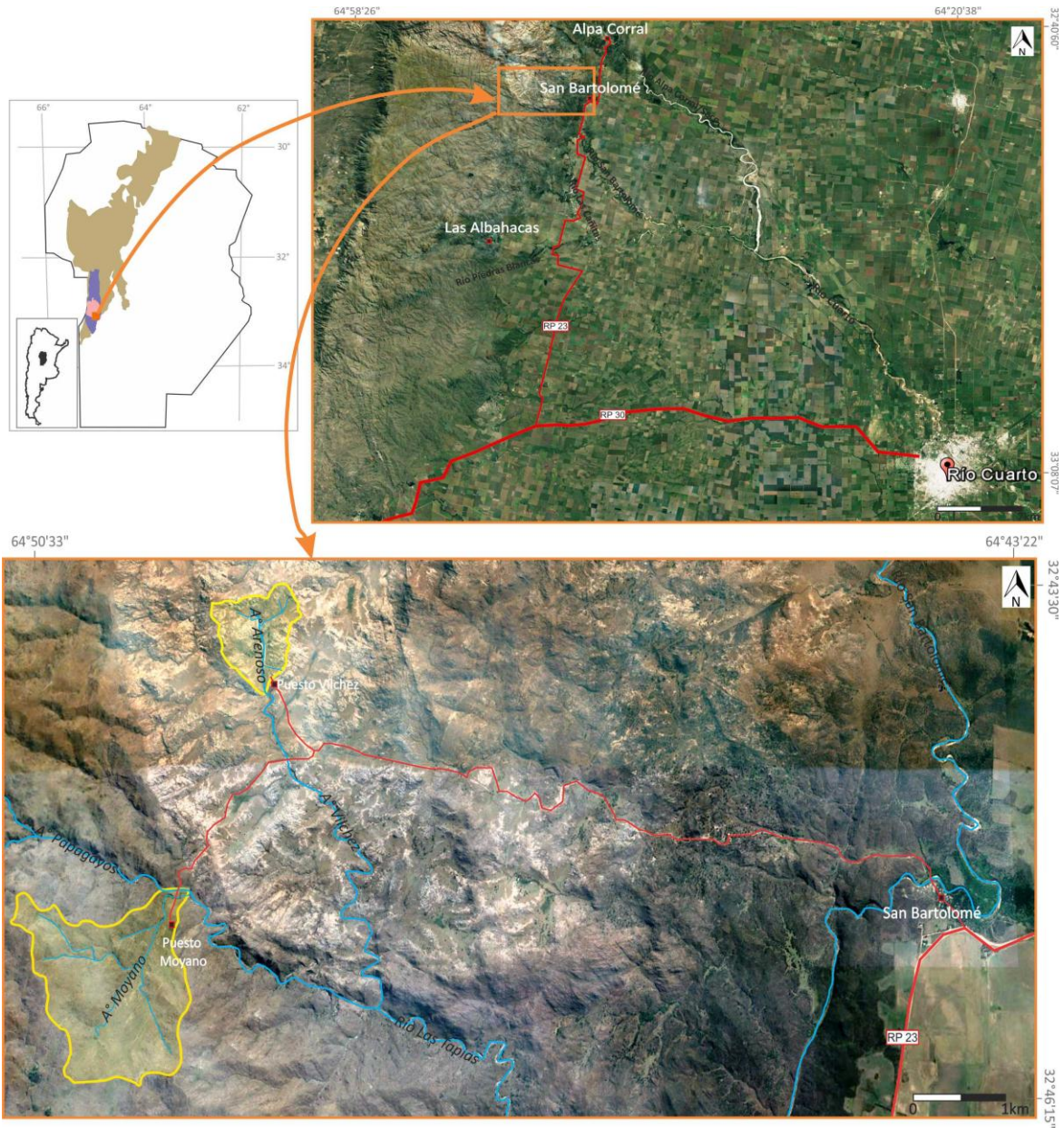


Figura I.1. Ubicación geográfica de las áreas de estudio y vías de acceso.



### I.3-Hipótesis de trabajo

---

- La variación espacial de la conectividad en las cuencas de estudio es controlada principalmente por la litología, siendo menor el grado de conectividad en la cuenca desarrollada en el ambiente metamórfico.
- Los procesos de transferencia de sedimentos desde las áreas fuente hacia el canal están influenciados por el tipo de litología aflorante, dominando los procesos hídricos en el ambiente granítico y los gravitatorios en el metamórfico.

### I.4-Objetivos

---

#### *I.4.1- Objetivos Generales*

A partir de las hipótesis planteadas, el objetivo de esta Tesis es evaluar y comparar, a escala de detalle, las variables y procesos que controlan la conectividad del paisaje, centrando el estudio en la conectividad sedimentológica más que en la hidrológica, en dos pequeñas cuencas, representativas de ambientes litológicos típicos de la cuenca alta del río Cuarto, como base para estudios predictivos de comportamiento fluvial. Además permitirá efectuar aportes metodológicos y conceptuales de los estudios de conectividad sedimentológica e hidrológica

#### *I.4.2- Objetivos Específicos*

- Caracterizar el contexto geológico-geomorfológico de las cuencas de estudio.
- Efectuar un análisis morfodinámico de los sistemas fluviales y evolución de laderas en las dos subcuencas seleccionadas (ambiente granítico y metamórfico).
- Caracterizar la carga de fondo (parámetros texturales, composición, procedencia) en ambas subcuencas.
- Definir distintos tipos de almacenamiento en las cuencas estudiadas de acuerdo a la configuración del paisaje.
- Interiorizarse en la metodología de trabajo, uso de software/imágenes satelitales específicos y modelos de elevación digital, para el mapeo de la conectividad.
- Reunir la información en un SIG, que permita integrar los datos, efectuar su análisis espacio-temporal, y elaborar diferentes cartas.
- Confeccionar cartografía de detalle en relación a la conectividad de agua y sedimentos, con el propósito de realizar una prognosis ambiental.
- Proponer un índice de conectividad para las cuencas de los A° Arenoso y Moyano.



## Capítulo II

### Marco metodológico



Para alcanzar el logro de los objetivos planteados el abordaje metodológico incluyó un detallado relevamiento y mapeo de los aspectos litológicos y geomorfológicos, que definen y controlan las fuentes y almacenamientos de sedimentos en las cuencas, un estudio hidrográfico e hidrológico para caracterizar los principales agentes de transporte y, finalmente, la aplicación de metodologías específicas para establecer, monitorear y proponer un índice de conectividad semicuantitativo que permita elaborar un modelo conceptual de la movilidad de sedimentos en las cuencas analizadas. Estos estudios fueron llevados a cabo en gabinete, campo y laboratorio según se describe a continuación

## II.1- Etapa de gabinete Inicial

---

1.A- Se recopilaron antecedentes bibliográficos y cartográficos referidos al clima, litología, hidrología, estructuras y geomorfología del área de estudio, y se seleccionaron antecedentes de la temática específica de conectividad hidrológica y de sedimentos.

1.B- Se actualizaron las series de datos hidro-meteorológicos disponibles para la zona de estudio.

1.C- En base a cartas topográficas 1:50.000 del IGN (Instituto Geográfico Nacional), fotografías aéreas escala 1:20.000 (año 1970), imágenes satelitales de Google Earth y Bing, y modelos de elevación digital del terreno del SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), se elaboró cartografía preliminar relacionada a la hidrografía, pendientes, geología-geomorfología, procesos activos y unidades de producción y almacenamiento de sedimentos en las dos subcuencas de estudio.

1.D- Se realizaron aplicaciones preliminares de metodologías para estimar la conectividad hidrológica y de sedimentos en función de las características de las cuencas de estudio (Brierley *et al.*, 2006; Fryirs, 2007, 2013; Cavalli *et al.*, 2013; Borselli *et al.*, 2008; Massenzehl *et al.*, 2014; entre otros). Se establecieron los vínculos que favorecen la transferencia de sedimentos en la cuenca, tanto laterales (ej. entre laderas y canal), como longitudinales (ej. entre tributario y canal principal), y los posibles bloqueos que obstaculizan la misma (ej. presencia de abanicos aluviales/coluviales, estrechamientos del canal, entre otros).

1.E- Se establecieron sitios de almacenamiento de sedimentos para chequeos, muestreos y descripciones de campo.



1.F- Se definieron transectas, en ambas cuencas, donde se estimaron tasas de erosión-sedimentación y movilidad de clastos psefíticos entre las laderas, interfluvios y el canal.

1.G- Se definieron sitios de aforo y muestreo de sedimentos de fondo considerando las características litológicas, hidrológicas y de accesibilidad.

1.H- Se seleccionaron tramos de canal de control para efectuar monitoreo sistemático de variaciones morfométricas (relación ancho-profundidad, presencia de afloramientos rocosos, posición del talweg y barras) y sedimentológicas (potencia de aluvión, propiedades texturales).

## II.2- Etapa de campo

---

2.A- Se relevaron las principales características geológicas-geomorfológicas del área.

2.B- Se describieron y muestrearon perfiles sedimentológicos en sitios de almacenamiento representativos, para su posterior análisis textural.

2.C- Se realizó el muestreo de sedimentos de fondo (barra y canal) para su posterior análisis textural. Para la determinación de los materiales más gruesos, se fotografiaron sitios específicos para su posterior tratamiento digital

2.D- Se realizaron aforos instantáneos en los sitios definidos y se relevó información hidrológica como marcas de crecida.

2.E- Se recolectaron datos de precipitaciones registrados por los puesteros de las zonas de estudio.

2.F- Se colocaron estacas referenciadas para el seguimiento del retroceso de cabeceras de cárcavas.

2.G- Se pintaron clastos guías para monitorear la movilidad de clastos en canales y laderas (Sidiqui y Robert, 2010; Hooke, 2003).

2.H- Se relevaron transectas (toposecuencias) entre interfluvios y canal (Messenzehl *et al.*, 2014) en las dos subcuencas seleccionadas, analizando procesos activos (hídricos-gravitatorios-fluviales), tipos de almacenamientos de sedimentos, buffers/barreras que los puedan desconectar, etc.



2.1- En áreas de control se caracterizaron parámetros que regulan la producción y transferencia de sedimentos (% de cobertura vegetal, potencia del regolito, pendiente, grado de alteración de la roca, desarrollo edáfico).

### **II.3- Etapa de laboratorio**

---

3.A- Se realizó el análisis textural de las muestras de materiales de fondo de canal y de perfiles sedimentológicos mediante el tamizado mecánico (tamices Nº ¼, 5, 10, 18, 35, 60, 120, 230 y 270).

### **II.4- Etapa de gabinete final**

---

4.A- Mediante análisis estadístico convencional se caracterizó la distribución granulométrica y las variaciones de valores estadísticos (media, moda, selección, etc.) de las muestras provenientes de sedimentos de fondo y de perfiles sedimentológicos.

4.B- Los materiales psefíticos más gruesos de la carga de fondo se analizaron a partir del tratamiento digital, mediante el programa AutoCAD Map 2015 de fotografías obtenidas en campo (% de área de la foto ocupada por clastos de diferentes tamaños).

4.C- Para estimar caudales de crecida de los A° Arenoso y Moyano, se aplicó el método de Manning (Chow, 1959) y el método paleohidráulico (Costa, 1983).

4.D- Se interpretó información sobre series pluviométricas e hidrométricas, depósitos sedimentarios, procesos activos, monitoreo de campo y grados de conectividad.

4.E- Mediante uso de Sistemas de Información Geográfica, se analizaron los diferentes datos y se elaboró la cartografía de detalle definitiva, referida a la conectividad en el paisaje (tipos de almacenamientos, clases de vínculos, barreras y buffers).

4.F- A partir de la integración e interpretación de resultados se elaboró un índice de conectividad, el cual se aplicó para ambas cuencas de estudio.

*Nota: en el capítulo de Conectividad se desarrollará la metodología aplicada con mayor detalle*





## Capítulo III

### Contexto Geológico y Geomorfológico Regional

### III.1- Introducción

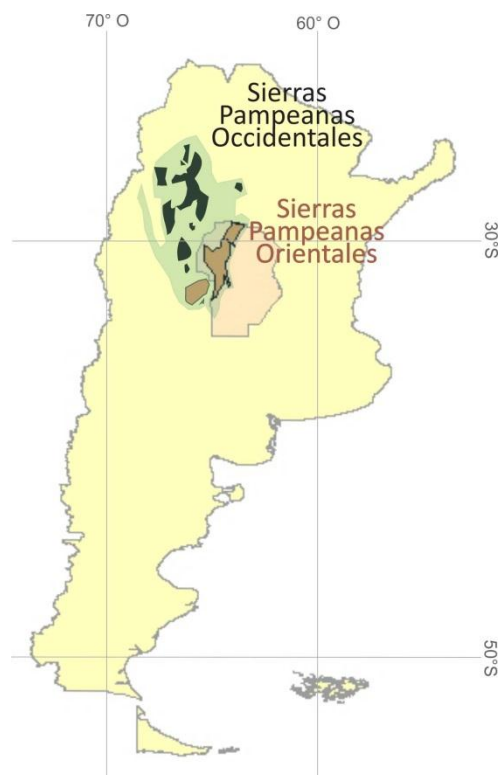
En este apartado se desarrolla el marco regional del Sur de Córdoba, en que se insertan las cuencas de estudio. Se efectúa el análisis litológico, estructural y geomorfológico, en especial de la vertiente oriental de la Sierra de Comechingones-cuenca del río Cuarto.

Regionalmente, las zonas de estudio son parte de la provincia geológica Sierras Pampeanas, la cual se extiende por el sector central y noroeste de Argentina entre los 26° y los 33° de latitud sur y los 64° y 68° de longitud oeste, conformando el antepaís andino central (Fig. III.1). Limita al Norte con la Cordillera Oriental y la Puna, al Este y Sur con la llanura Chaco-Pampeana y al Oeste con la Precordillera. Puede ser dividida en dos grandes regiones (Caminos, 1979; Dalla Salda, 1987; Ramos, 1999), en base a las litologías y al tectónismo, Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales (Fig. III.1).

Las Sierras Pampeanas Occidentales comprenden las sierras de Tucumán, Catamarca, la Rioja, San Juan y el sector occidental de San Luis. Este orógeno se caracteriza por presentar rocas metamórficas y migmatitas con una edad de metamorfismo Ordovícica, que alojan una serie de granitoides calcoalcalinos de edad Cámbrica a Devónica.

Las Sierras Pampeanas Orientales abarcan las sierras de Córdoba y la parte oriental de las sierras de San Luis. Se extienden por aproximadamente 500km de largo y 150km de ancho. Corresponden a un orógeno generado durante el Proterozoico, con magmatismo y metamorfismo de edad Precámbrico-Cámbrico.

Particularmente, las sierras de Córdoba se encuentran ubicadas en la región distal del antepaís andino que se desarrolla sobre la faja de subducción de bajo ángulo entre los 27°–33° S. Corresponden a un conjunto de cordones montañosos separados por valles longitudinales (Gordillo y Lencinas, 1979), los cuales se encuentran fallados y basculados hacia el Este. En Ramos (1999) se describe este sistema de fallas por una cinemática inversa que se vuelve lítrica en profundidad.



**Figura III.1** Ubicación de la Provincia Geológica de las Sierras Pampeanas dentro de la República Argentina (Modificado de Ramos, 1999).



Las Sierras de Córdoba están constituidas por las Sierras de Córdoba Norte, de Pocho, Grande y Chica. La Sierra de Comechingones constituye el extremo austral de las Sierras Grandes de Córdoba.

## III.2.-Estratigrafía de la Sierra de Comechingones

---

Este cordón montañoso se conforma de un basamento plutónico-metamórfico de edad Precámbrica-Paleozoico cubierto parcialmente por sedimentitas cenozoicas, especialmente cuaternarias.

### III.2.1-Basamento cristalino Precámbrico superior-Paleozoico inferior

Según Cristofolini *et al.* (2016) las rocas de basamento plutónico-metamórfico de estas serranías se constituyen durante el Proterozoico cercano al límite Precámbrico-Cámbrico (Fig. III.2 A), como producto de una historia geológica que involucra la evolución de los ciclos orogénicos Pampeano, Famatiniano, Achaliano y, transgrediendo parcialmente a la tectónica paleozoica, el avance del ciclo Andino en el Cenozoico.

El **basamento metamórfico** es la unidad geológica más antigua, de edad Precámbrica-Cámbrica. Está constituido principalmente por migmatitas y gneises, mientras que en menor proporción, se encuentran ortogneises, anfibolitas, mármoles y rocas ultramáficas. Dichas secuencias cristalinas son agrupadas en distintos complejos litoestratigráficos.

El complejo Monte Guazú es la unidad de mayor distribución areal, se extiende desde el Sur del batolito Cerro Áspero hasta la terminación austral de la sierra, y es interrumpido al sudoeste por la faja de cizalla Las Lajas y, hacia el Noreste por la faja de cizalla Guacha Corral (Otamendi *et al.*, 2000)(Fig. III.2 A).

Este complejo, según Otamendi *et al.* (2000, 2004) está constituido por dos grupos litológicos, los cuales se encuentran metamorfizados en facies de anfibolita alta a granulita y derivan de diferentes protolitos, tanto sedimentarios silicoclásticos (grauvacas y semipelitas), como ígneos máficos, intermedios y félsicos. El primer grupo de rocas se ubica al Norte, y se conforma de gneises y migmatitas interpuestas con mármoles, anfibolitas y rocas calcosilicáticas, mientras que el segundo ubicado al Sur, es el complejo metamórfico Centro-Oriental (Rey Ripoll, 2008). Este último presenta una mayor distribución areal y está representado por migmatitas estromatíticas, con intercalaciones de gneises tonalíticos biotíticos y escasos bancos de anfibolitas (Fig. III.2 B).

La foliación metamórfica regional del complejo Monte Guazú se manifiesta como una estructura planar penetrativa paralela al bandeo composicional de las migmatitas y gneises. Los rumbos de la misma varían entre N300° a N350° y N20° a N50° (Fagiano y Martino, 2004).

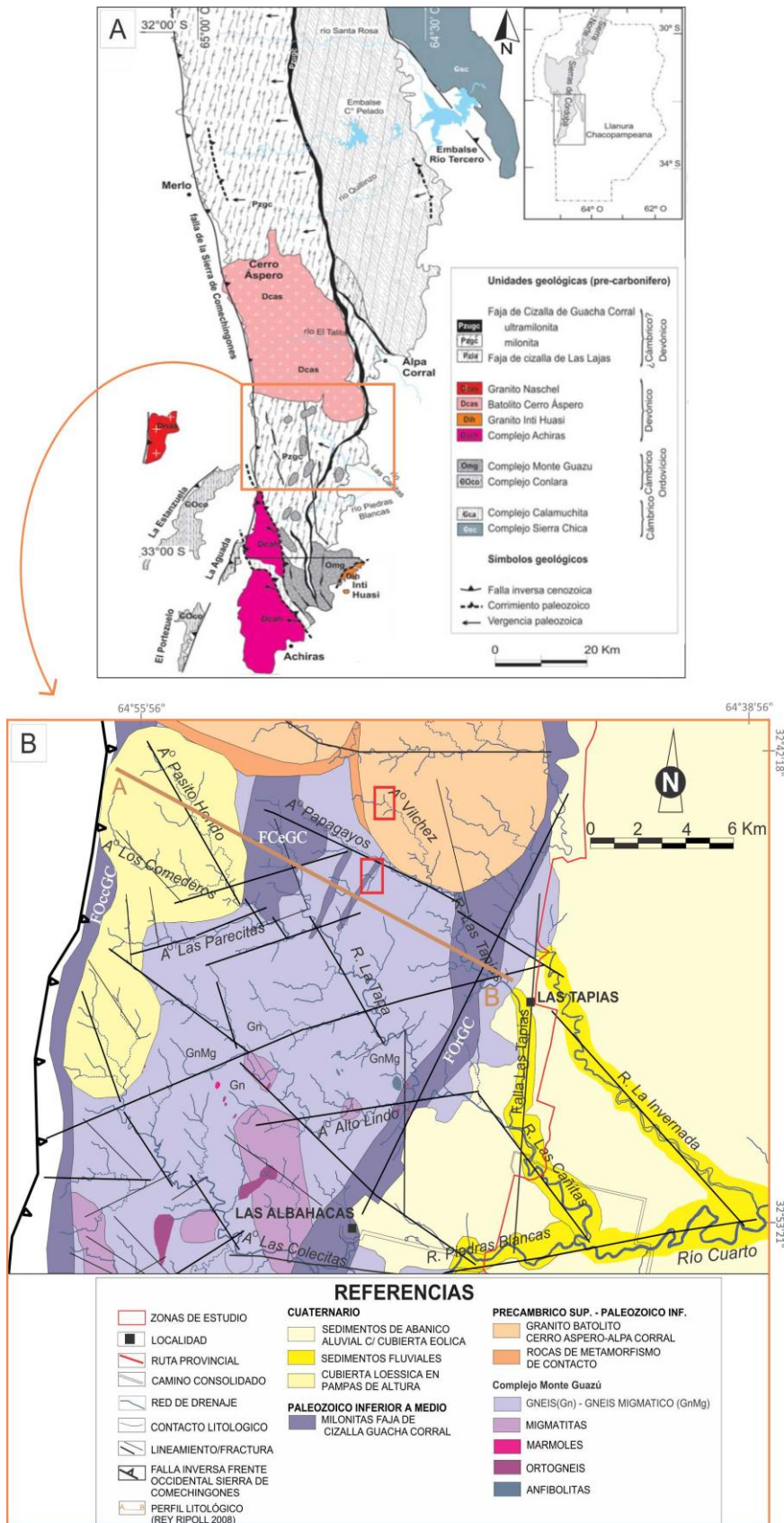
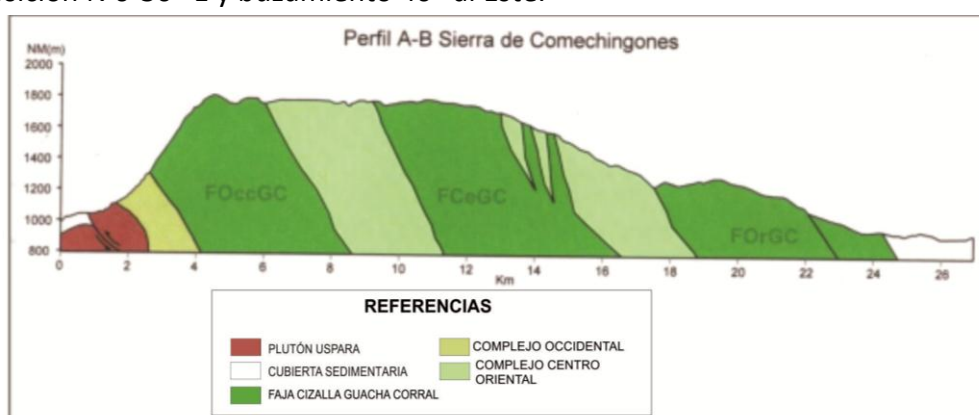


Figura III.2 (A) Mapa geológico de la Sierra de Comechingones (Otamendi *et al.*, 2014). (B) Mapa geológico de detalle de la zona señalada en el recuadro (Andreazzini *et al.*, 2013).

La faja de cizalla de Guacha Corral se extiende desde el Sur del batolito de Achala hasta la culminación austral de la Sierra de Comechingones, con una extensión aproximada de 120km por 20km de ancho (Fig. III.2 A). Desde el batolito Cerro Áspero hacia el Sur la faja se resuelve como numerosos y pequeños filetes de deformación, de 100m a 200m de ancho que se van entrelazando con la roca no deformada del Complejo Monte Guazú (Fagiano *et al.*, 2002b) (Fig. III.2 B).

La faja de cizalla afecta a todas las rocas que componen el basamento de la Sierra de Comechingones, generando tectonitas que incluyen desde protomilonitas a ultramilonitas, e incluso filonitas (Cristofolini *et al.*, 2016).

Rey Ripoll (2008), al Sur del batolito Cerro Áspero, divide la faja de cizalla de Guacha Corral en tres fajas principales (Fig. III.3), y otras secundarias de menor escala y variadas dimensiones, generando un patrón anastomosado. La Faja Occidental (FOccGC) está representada por milonitas al Oeste y protomilonitas al Este, donde los afloramientos rocosos son discontinuos y aislados. Estas rocas poseen una alta tasa de deformación con rumbo N-S y buzamiento promedio de 25° al Este. La Faja Central (FCeGC) se caracteriza por protomilonitas con estructuras principalmente N-S y buzamiento 30° al Este, las cuales se intercalan con pequeñas fajas paralelas de migmatitas y gneises. Finalmente, en la Faja Oriental (FOrGC) las rocas muestran una disposición N 0-30° E y buzamiento 40° al Este.



**Figura III.3.** Perfil geológico O-E en las Sierras de Comechingones (Extraído de Rey Ripoll, 2008). Ver transecta A-B en la figura III.2 B.

Con respecto al **basamento ígneo plutónico**, muchos autores describen la existencia de distintos granitoides, algunos son grandes batolitos que fueron emplazados luego de los episodios metamórficos y deformacionales que tuvieron lugar desde el Precámbrico tardío hasta el Silúrico tardío-Devónico.

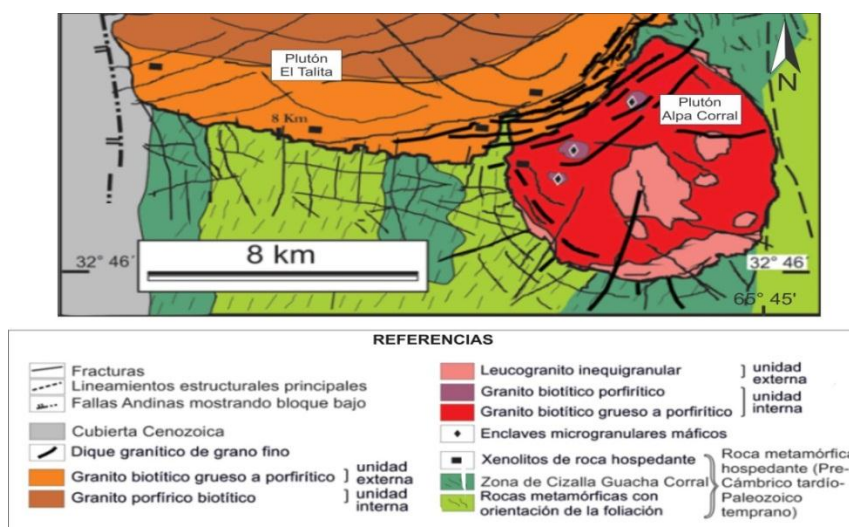
Específicamente en la sección media de la Sierra de Comechingones, se encuentra el batolito de Cerro Áspero, el cual está compuesto por tres plutones principales que se emplazan de manera sucesiva siguiendo una orientación NNO. De Sur a Norte y por orden relativo de emplazamiento fueron denominados plutón Alpa Corral, El Talita y Los Cerros, respectivamente (Pinotti *et al.*, 2014).

El plutón Alpa Corral (Fig. III.4), de especial interés en este trabajo, tiene una forma semicircular de 8km de diámetro y un área de aproximadamente 50Km<sup>2</sup>, y presenta una zonación concéntrica definida por una unidad interna y una externa. La unidad interna representa aproximadamente el 93 % de los afloramientos del plutón, y está representada por monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso a muy grueso. Posee fenocristales de microclino y abundantes pequeños enclaves máficos de grano fino, compuestos de biotitas, plagioclasas y minerales accesorios como apatita, circón y fluorita. El tamaño de grano en esta unidad decrece y se hace texturalmente más heterogéneo cerca de los bordes del plutón (Pinotti *et al.*, 2002).

La unidad externa se presenta como un anillo emplazado entre la unidad interna y la roca metamórfica encajante. En el contacto con las metamorfitas, desarrolla bordes enfriados, y se encuentran rellenos de diques aplíticos y pegmatíticos (Pinotti *et al.*, 2014) (Fig. III.4). Está representada por un leucogranito inequigranular, rico en fluidos volátiles magmáticos tardíos, evidenciado por cavidades miarolíticas y zonas de greisen. El tamaño de grano es medio a grueso, con fenocristales rosados de feldespatos alcalinos en una matriz de minerales félsicos y biotita. Los accesorios más frecuentes son granate, circón y apatita (Pinotti *et al.*, 2002).

Cuando se emplaza el batolito Cerro Áspero en el Devónico superior, se produce un truncamiento de la faja Guacha Corral y se sobrepone una aureola de metamorfismo térmico, principalmente como resultado de la intrusión del plutón El Talita de mayor tamaño.

Pinotti *et al.* (2014) describen un contacto neto entre el granito y la roca de caja, donde en parte el granito corta discordantemente todas las foliaciones y estructuras de las rocas metamórficas. En otros sectores, el contacto es subparalelo a la foliación metamórfica, como en el borde oriental del batolito Cerro Áspero (Fig. III.4).



**Figura III.4.** Mapa geológico del plutón Alpa Corral y parte austral del plutón El Talita, donde se muestra la zonificación petrográfica del plutón Alpa Corral (modificado de Pinotti *et al.*, 2014).

### III.2.2- Depósitos sedimentarios cenozoicos

Durante el Cuaternario a causa de variaciones cíclicas de la órbita respecto del Sol (ciclos de Milankovitch) se produjeron períodos glaciales e interglaciares inéditos en cuanto a magnitud y duración (Carignano *et al.*, 1999). Estos períodos son responsables de secuencias sedimentarias muy importantes, que rellenan los grandes valles intermontanos de Sierras Pampeanas, las cuales afloran principalmente en el área de piedemonte y en las pampas de altura y, secundariamente, en los valles serranos (Fig. III.2 B)

La mayor distribución y espesores sedimentarios se encuentran en el *área pedemontana*, y corresponden a depósitos aluviales y coluviales de variada granulometría, que por lo general representan importantes ciclos de agradación controlados por oscilaciones climáticas y eventos neotectónicos. Además, es notable la presencia de materiales eólicos que en parte fueron retransportados por flujos hiperconcentrados encauzados y no encauzados, o por arroyada difusa.

Para el Sur de Córdoba, y especialmente en áreas de llanura, Cantú (1992) determinó diferentes unidades litoestratigráficas:

- **Fm Alpa Corral** (Límite Plio-Pleistoceno), corresponde a arenas finas con gravas dispersas, y arenas medias a gruesas con niveles de gravas intercaladas, asignadas a ambientes fluviales de moderada energía de abanico medio-distal (Eric, 1986). Constituye el abanico del río Alpa Corral-Seco, principal afluente del río Cuarto y fue reconocida en algunas perforaciones al Noreste de la ciudad de Río Cuarto.

- **Fm Pampiano** (Pleistoceno Medio a Superior), está formada por depósitos fluviales de variada energía de transporte, compuestos por sedimentos limosos o limo-arenosos muy finos y conglomerados, de color pardo rojizo, fuertemente cementados por carbonatos. También se presenta como limos eólicos (loess) de color pardo rojizo a pardo amarillento, con alto contenido de carbonatos.

- **Fm Chocancharava** (Pleistoceno Superior Tardío), está constituida por materiales aluviales que poseen granulometría variable entre psamitas y psefitas. Estos depósitos son interpretados como facies típicas de canales entrelazados y de llanuras de inundación. También se encuentran materiales pelíticos verde amarillentos con rizoconcreciones, asociados a ambientes leníticos y a depósitos de tipo flujos densos (cenoglomerados). En general, representan un ciclo más húmedo.

- **Fm La Invernada**, consta de secuencias limosas masivas (loess) en mantos tabulares de variado espesor y gran extensión regional. Localmente estos depósitos se intercalan con niveles limoarenosos o limoarcillosos con laminación plana asignados a corrientes fluviales efímeras o arroyada difusa.

Según Cantú *et al.* (2006), esta formación corresponde al Pleistoceno Superior Tardío, con valores de 12,8 ka para el techo y 56,1 ka para la base.

La Formación La Invernada se correlaciona con los depósitos fluviales de baja energía de la **Formación Río Cuarto** (Pleistoceno Superior-Holoceno Inferior).



- **Geosuelo Las Tapias**, corresponde a una unidad edafo-estratigráfica, del orden de los Molisoles, la cual se ha desarrollado principalmente sobre la Fm La Invernada. Estos suelos presentan un desarrollo variable según su posición en el relieve y una distribución geográfica muy amplia. Su edad es holocena, vinculada al periodo Hypsithermal u Optimum Climaticum (según Cantú, 1992, entre 9,5-8,2 y 5,2- 4 ka A.P).

- **Fm Arroyo Las Lajas**, se compone de gravas, arenas y limos. Representa un ciclo fluvial de escasa magnitud compuesto por canales que cortan el suelo Las Tapias. Según Cantú (1992) estos materiales se depositaron durante el Holoceno Medio.

- **Fm Laguna Oscura** (Holoceno Superior- actualidad), representa la cubierta eólica arenosa que caracteriza los depósitos superficiales del sur de la provincia. Está constituida por arenas finas a muy finas con muy bajos porcentajes de arcillas y limos, y su composición mineralógica es variable, diferenciándose dos poblaciones de minerales, una volcánica (cordillerana) y otra pampeana.

En las *pampas de altura* de la Sierra de Comechingones, Andreazzini *et al.* (2013) describen las siguientes unidades litoestratigráficas:

- La unidad basal, es un depósito loésico mantiforme con ausencia o muy bajo grado de retransporte, fechado por luminiscencia estimulada ópticamente (OSL en  $23,0 \pm 2,25$  ka, Pleistoceno superior). Se habría sedimentado bajo condiciones climáticas áridas y frías, que corresponderían al Último Máximo Glaciar, y fue correlacionado con la **Formación La Invernada**.

- Una segunda unidad, se asocia a depósitos generados por acción de flujos de agua que removilizaron los materiales loésicos/loessoides de la unidad inferior. Estos se habrían generado en condiciones de semiaridez pero con un incremento en la calidez y humedad del clima, permitiendo así la formación de un importante paleosuelo. Sobre estos se muestran calcretos que rellenan grietas, de los cuales se obtuvo una datación  $C^{14}$  de  $4180 \pm 80$  años AP.

A partir de todas estas características y el fechado absoluto de los materiales infra y suprayacentes ( $23,0 \pm 2,25$  ka. y  $4180 \pm 80$  años AP, respectivamente), se determina que la secuencia representa una transición hacia condiciones más benignas del período Hypsithermal u Óptimo Climático (Pleistoceno tardío-Holoceno inferior), cuyo clímax se asocia al desarrollo del importante paleosuelo, es decir que corresponde a la etapa final del Último Máximo Glaciar. Este paleosuelo es correlacionado con el **Geosuelo Las Tapias** definido por Cantú (1992). Los depósitos de calcretos en las grietas de desecación se asignan al Holoceno Medio-Superior, con condiciones climáticas nuevamente más áridas.

- La unidad superior es producto de este último ciclo árido o semiárido, el cual genera depósitos loésicos y arenosos muy finos, que han sido parcialmente retransportados. Esta unidad se correlaciona con la **Formación Laguna Oscura** (Cantú, 1992).



Andreazzini *et al.*, 2016 describe secuencias que rellenan *valles de las pampas* de altura, y que se conforman principalmente por depósitos loésicos, retransportados a través de flujos laminares y/o hiperconcentrados, asociados a procesos de evolución de taludes, con edades desde  $8310 \pm 110$  años AP hasta la actualidad (Holoceno).

En *valles serranos*, fuera de las pampas de altura, se reconocen secuencias coluviales, aluviales y depósitos fluviales modernos (Andreazzini, 2015).

### III.3-Estructura regional

---

La Sierra de Comechingones muestra un estilo tectónico definido por bloques de rumbo submeridiano, que corresponden a bloques de fallas de carácter inverso y basculados hacia el Este, vinculados a la orogenia Ándica, la cual genera numerosas estructuras frágiles asociadas. Además, presenta deformaciones más antiguas originadas en ambientes dúctiles.

#### *III.3.1-Estructuras de deformación dúctil.*

En la Sierra de Comechingones, diferentes autores (Gordillo y Lencinas 1979; Dalla Salda, 1984; Martino *et al.*, 1995; Otamendi, 1996; Ramos *et al.* 2010; entre otros) han reconocido tres fases de deformación (D1, D2 y D3).

La D1 da origen a una estructura planar penetrativa S1 y se asocia a un metamorfismo M1 regional dinámico de grado medio a alto, el cual genera esquistos, gneises tonalíticos, mármoles y anfibolitas (Gordillo y Lencinas 1979; Otamendi *et al.* 1996).

Posteriormente se impone una segunda etapa de deformación D2 asociada al proceso metamórfico M2, de mayor desarrollo en las Sierras de Córdoba, durante el cual se alcanzó el pico metamórfico que produjo la fusión parcial y la generación de los grandes complejos migmáticos (estromatitas y diatexitas), junto con la presencia de gneises y anfibolitas, como es el caso del Complejo Monte Guazú. Esta etapa de deformación produce una foliación metamórfica penetrativa S2 de rumbo NNO, la cual resulta de fases de plegamiento y replegamientos progresivos con vergencia al Oeste (Dalla Salda, 1984; Martino *et al.*, 1995).

Los eventos D1 y D2 habrían tenido lugar entre el Neoproterozoico y el Cámbrico medio (580-510 Ma), es decir, durante el ciclo orogénico Pampeano (Gordillo y Lencinas, 1979; Dalla Salda, 1984; Radice, 2015).

Desde el Ordovícico superior hasta el Devónico inferior (478-430 Ma), asociado a la orogenia Famatiniana (Martino, 1993), se genera una nueva fase de deformación D3 (Dalla Salda, 1984 y 1987), el cual está relacionado al desarrollo de numerosas fajas de cizalla, entre ellas la de Guacha Corral, de cinemática inversa (Rey Ripoll, 2008). Este evento deformacional afecta a las estructuras anteriores, donde se intensifica el plegamiento, volcándose y aplanándose casi totalmente la foliación S2, generando grandes estructuras plegadas con vergencia hacia el Oeste y una foliación milonítica S3 más penetrativa (Martino *et al.*, 1995). Posteriormente se produce un magmatismo M3, de composición félsico alumínico-potásico, donde se emplaza el batolito de Achala (Rapela, 1982; Lira. y Kirschbaum, 1990) y el Batolito Cerro Áspero-Alpa Corral (Coniglio y Esparza, 1988; Pinotti *et al.*, 2002, 2014)

Diferentes autores, entre ellos Rey Ripoll (2008), en base a las características litológicas observadas dentro de la faja de Cizalla Guacha Corral, propuso diferentes

tasas de deformación y además analizó su variabilidad espacial. Este autor señala que la FOccGC, representada por milonitas en el sector occidental y protomilonitas hacia el sector oriental, estaría indicando una disminución de la tasa de deformación hacia el Este. La FCEGC, representada por protomilonitas, presenta una tasa de deformación constante y menor que la determinada en el segmento anterior. Finalmente la FORGC, representada por milonitas y filonitas en el sector oriental y protomilonitas hacia el occidental, define una disminución de la tasa de deformación hacia el Oeste (Fig. III.3).

A modo de síntesis, se puede decir que a partir de todos estos eventos se generan dos tipos de foliaciones, que se reconocen en la estructura interna de las rocas metamórficas de la Sierra de Comechingones, las foliaciones metamórficas y las milonítica.

### *III.3.2-Estructuras de deformación frágil*

El campo de deformación frágil que caracteriza la Sierra de Comechingones, se encuentra representado por un conjunto de fallas, las cuales, como ya se mencionó anteriormente, tiene una cinemática inversa que se vuelve lítrica en profundidad (Fig. III.6) (Ramos, 1999; Costa, 1996), y fracturas con diferentes dimensiones y direcciones.

A continuación se pretende realizar una descripción agrupándolos en función de estas dos características.

- **Sistema meridiano a submeridiano:** Constituye el sistema más importante, el cual fue definido por la orogenia andina generando grandes bloques diferencialmente ascendidos y basculados. El principal sistema de fallas de la región es la megaestructura falla de Comechingones (Fig. III.2 A), comienza a reconocerse al Sur de la latitud de 31°49' S (Nono-Las Rabonas) a lo largo de 160 km aproximadamente, hasta la localidad de La Punilla en la Provincia de San Luis (latitud 33° 9' 4" S).

Se ha caracterizado como una falla inversa de muy alto ángulo, que en la gran mayoría de sus exposiciones presenta un buzamiento al Este variable entre 45°y 55°. En función de este ángulo de inclinación promedio, se asume que la traza original de este frente de levantamiento debería expresarse mediante un diseño sinuoso o lobulado.

Con este rumbo se reconocen varias fracturas de distinta jerarquía, tanto en el ámbito serrano como pedemontano (Fig. III.2 B).

- **Rumbo NO-SE:** Son otra familia de estructuras muy bien representadas en el extremo sur de la sierra, y se caracterizan por una importante extensión. Estas estructuras generan el descenso escalonado de los bloques serranos y controlan la mayoría de los cursos que tienen sus nacientes en este sector como es el caso de los ríos La Tapa, Las Cañitas, La Invernada/San Bartolomé y los arroyos Papagayos, Vílchez, Pasito Hondo, Los Comederos, Las Colecitas, entre otras (Andreazzini, 2015) (Fig. III.2 B).



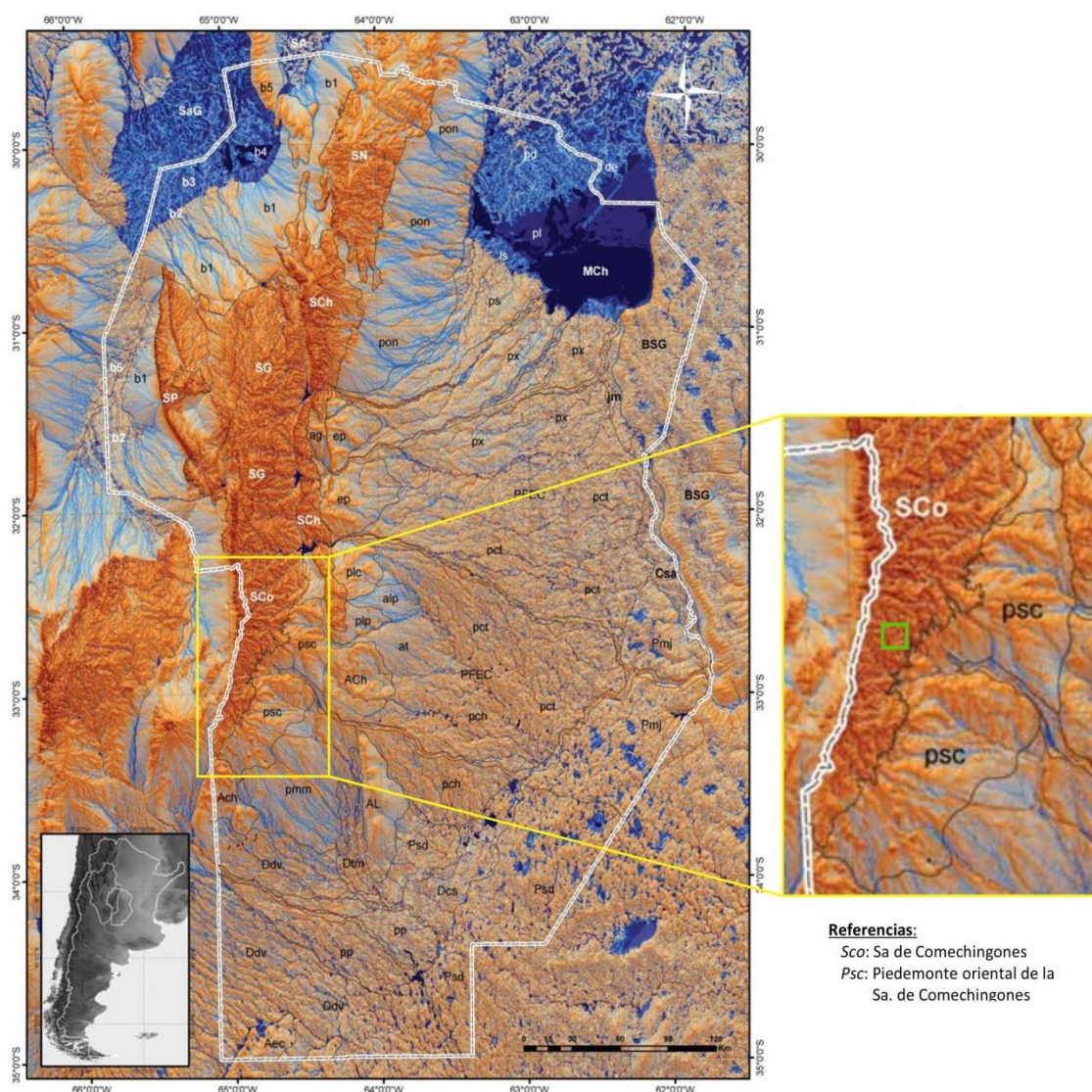
- **Rumbo ENE-OSO/NE-SO:** Estas estructuras son numerosas y de significativa longitud. En la Figura III.2B se destacan las que controlan cambios en el recorrido general NO-SE del río La Tapa, los ríos Piedras Blancas, Río Cuarto y los arroyos Alto Lindo, Las Parecitas, entre otros menores.

- **Fracturas radiales y anulares:** Estas estructuras se asocian al contacto entre la roca hospedante y el batolito Cerro Áspero, y se extienden por una franja de 5km (Fig.III.4). En el borde occidental del plutón El Talita este sistema no se reconoce, debido a que han sido cortadas por las estructuras Cenozoicas responsables del levantamiento de la sierra. En el plutón Alpa Corral presentan un mejor desarrollo las fracturas radiales, que alcanzan los 7km de longitud, mientras que las anulares son más escasas y discontinuas. Algunas de las fracturas radiales y anulares están ocupadas por diques graníticos (Pinotti *et al.*, 2014) (Fig. III.4) y gran parte de estos sistemas controlan cursos de bajo orden (Fig. III.2 B).

### III.4-Geomorfología regional

La provincia de Córdoba abarca parte de dos regiones geomorfológicas de primer orden. Por un lado la zona de montaña, representada por la provincia geomorfológica Sierras Pampeanas y por otro lado las grandes llanuras, las cuales abarcan la provincia geomorfológica Llanura Chacopampeana (Carignano *et al.*, 2014)(Fig. III.5).

A continuación se hará una síntesis de las mismas, haciendo énfasis en la descripción de las unidades geomorfológicas más relacionadas al área de trabajo.



**Figura III.5.** Modelo digital del terreno, donde se definen las principales unidades geomorfológicas de la Provincia de Córdoba (Los límites entre unidades se definen con líneas grises). Se amplía a la derecha la región de la Sierra de Comechingones (SCo), donde se marca con un rectángulo verde el área de estudio de este trabajo (Modificado de Carignano *et al.*, 2014).

### **III.4.1-Provincia geomorfológica: Sierras Pampeanas**

Las principales características de esta provincia geomorfológica están relacionadas con su origen fundamentalmente estructural-denudacional (Carignano *et al.*, 2014), ya que desde el Paleozoico Superior se dieron alternancias de diferentes eventos tectónicos y extensos periodos de estabilidad. Por esta razón el basamento fue expuesto y luego sometido a los agentes de meteorización y a los procesos de erosión.

De este modo, el sistema de Sierras Pampeanas está formado por un conjunto de cordones serranos elongados en sentido general Norte-Sur, limitados por fallas inversas de alto ángulo, que exponen en diferentes bloques basamento ígneo-metamórfico. Estos bloques están separados por amplias depresiones intermontanas, que conforman cuencas en su mayoría de edad Neógena.

Esta provincia geomorfológica comprende cinco unidades mayores (Carignano *et al.*, 2014), entre ellas la Sierra de Comechingones.

#### **Sierra de Comechingones**

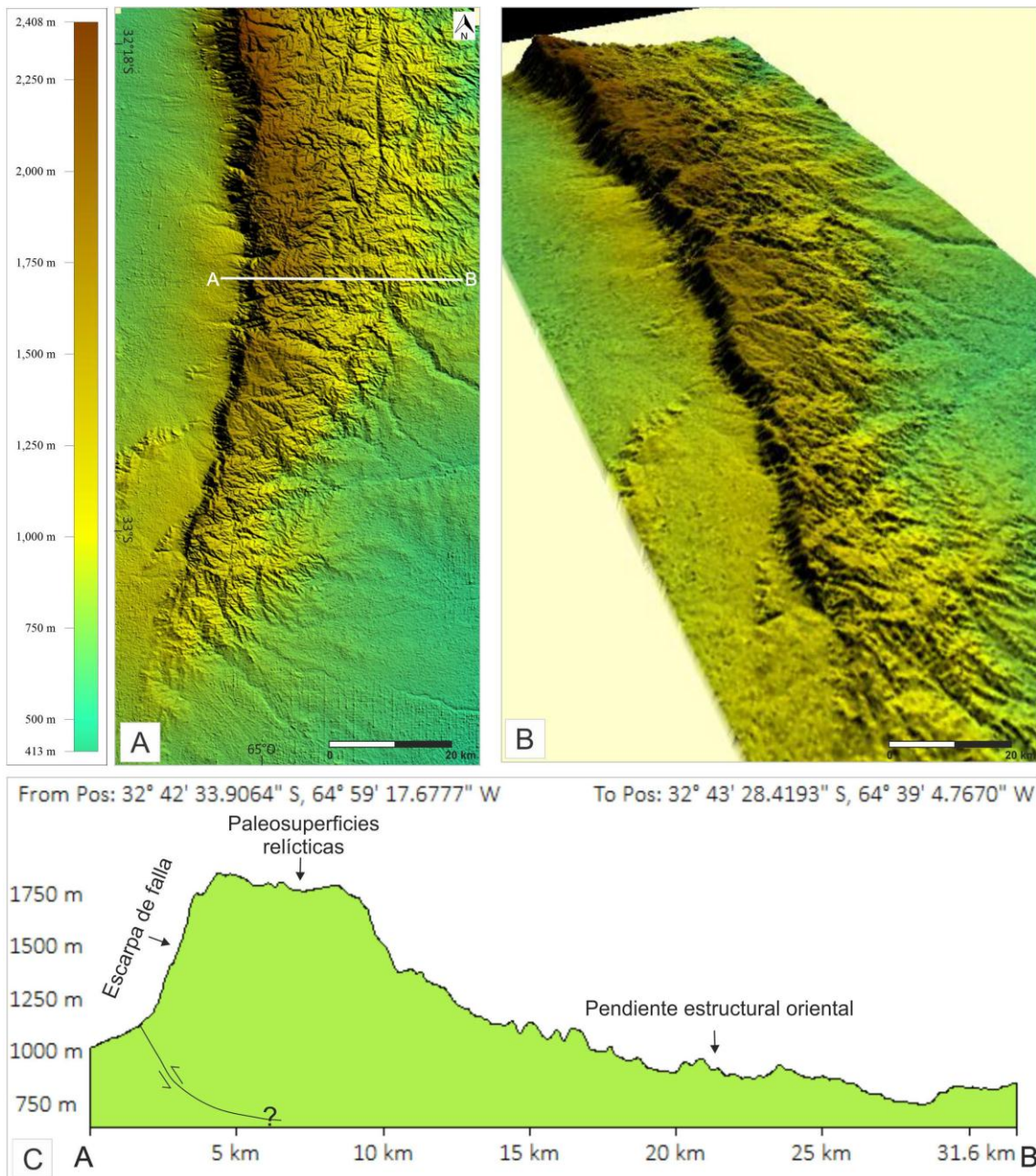
---

Este cordón, al igual que el resto de Sierras Pampeanas, está conformado por megabloques submeridianos, fallados y basculados hacia el Este, lo que le otorga un perfil transversal marcadamente asimétrico, con la pendiente occidental abrupta y la oriental con una disminución gradual hacia la Llanura Pampeana (Figs. III.5 y III.6). Su ancho varía entre 35 a 6 km reduciéndose hacia el Sur, al igual que su altitud que desciende desde 2000 a 900 m s.n.m., conforme disminuye el rechazo de la falla de Comechingones (Degiovanni *et al.*, 2005).

Dentro de esta unidad se definen rasgos morfoestructurales mayores como la escarpa occidental asociada a la falla de Comechingones y una pendiente estructural oriental más suave que preserva relictos de paleosuperficies de erosión en los sectores cumbres.

La escarpa de falla de Comechingones (Fig. III.6) presenta una morfología muy variable en toda su extensión debido a variaciones en el rechazo vertical, litología involucrada, presencia de escalonamientos por estructuras secundarias y grado de cobertura sedimentaria (Degiovanni, 2008). En los segmentos centro y norte dominan elevadas pendientes y por lo general la escarpa se encuentra muy disectada por ríos y torrentes, que generan en su frente formas triangulares, con algunas acumulaciones de pie de talud en las partes bajas (Carignano *et al.*, 2014).

La pendiente estructural oriental, se caracteriza por una red de drenaje de alta densidad, generalmente asimétrica y muy controlada por la estructura (Fig. III.6). Esta red está conformada por el sistema de los ríos Tercero y Cuarto, y numerosos arroyos menores.



**Figura III.6.** (A) Modelo de elevación digital del terreno del STRM (90 m de resolución) mostrando los aspectos geomorfológicos principales de la Sierra de Comechingones y piedemonte aledaño, (B) Modelo de elevación digital del terreno, vista en 3D y (C) Perfil topográfico transversal a la Sierra de Comechingones y piedemonte oriental (Transecta en la imagen A).

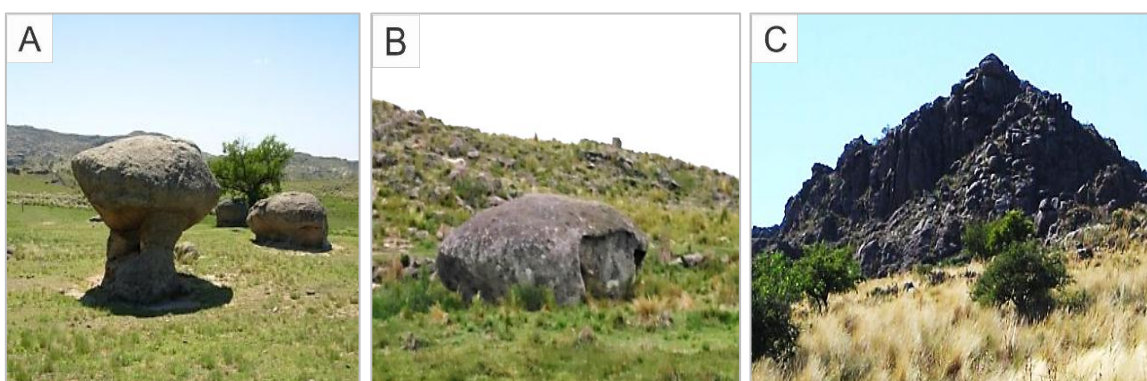
En las áreas cumbres de las sierras, y en general en divisorias de agua, se preservan paleosuperficies relicticas o superficies de erosión antiguas, localmente denominadas "pampas de altura". Su principal característica es que poseen un relieve local mínimo, conformando una superficie suavemente ondulada con amplios valles e interfluvios rebajados. Se encuentran aproximadamente entre 2000 a 500 m s.n.m, y tienen pendientes del orden del 2-3% (Andreazzini *et al.*, 2014).

Algunos autores han propuesto un modelo poligenético para el desarrollo de estas paleosuperficies (basado en el concepto King, 1963) reconociendo varios niveles, de



distinto origen y edad (Carignano *et al.* 1999; Rabassa *et al.* 1997; Rabassa 2010; Andreazzini y Degiovanni, 2012). El nivel más elevado correspondería a un *etchplain*, originado principalmente por meteorización química bajo condiciones ambientales posiblemente cálida y húmeda durante el intervalo Triásico tardío-Jurásico medio (Carignano *et al.*, 1999; Rabassa *et al.*, 2010), mientras que los demás niveles serían el resultado de una extensa denudación en climas más áridos (procesos de pedimentación) durante el Jurásico tardío-Cretácico y Cretácico superior-Mioceno. Otros autores las interpretan como una única "peneplanicie" (en el sentido de Davis), desarrollada entre el Paleozoico superior-Mioceno, y que durante la orogenia Andina fue exhumada y desmembrada (González Díaz, 1981; Costa *et al.*, 1999; Beltramone, 2007; entre otros). Estas paleosuperficies presentan distinto grado de evolución según su posición dentro del bloque basculado y la litología sobre la que se han desarrollado.

Los paisajes desarrollados en granitos, debido al alto grado de diaclasamiento y/o cambios faciales que presentan estas rocas, se caracterizan por mostrar formas variadas y de diferentes dimensiones, las cuales generalmente están asociadas a regolitos arenizados. Entre las mayores se incluyen morfologías dómicas, campaniformes, llanuras graníticas y tors, mientras que las de tamaño intermedio están representadas por bochones, tafonis, "hongos", rocas pedestales, gnammas o pilancones (Fig. III.7). También se destacan de manera aislada relieves crestiformes asociados a vetas hidrotermales rellenas principalmente de cuarzo cristalino, calcedonia y fluorita (Coniglio, *et al.*, 2001; Benito *et al.*, 2017), resultantes de procesos de erosión diferencial.



**Figura III.7.** Formas típicas en el ambiente granítico. (A) Hongo y bochones (B) Tafonis (C) Domo parcialmente degradado, con apilamiento de bloques.

Los paisajes desarrollados sobre rocas metamórficas se caracterizan por ser más homogéneos, y suelen dominar relieves crestiformes, asociados a facies de mayor resistencia a la meteorización/erosión y orientados según la esquistosidad/foliación de las rocas (Fig.III.8). Particularmente, los afloramientos de rocas migmatíticas son redondeados a subredondeados definiendo lomadas suaves asociadas a la esquistosidad poco marcada o nula. Por otra parte, los ortogneises morfológicamente

desarrollan un patrón de afloramientos subredondeados con bochones irregulares, con marcado diaclasamiento ortogonal.

En cuanto a las rocas miloníticas, se caracterizan por su posición topográfica inferior, asociada fundamentalmente a una mayor intensidad de los procesos denudativos. Dentro de estos paisajes se presentan cerros relícticos aislados asociados a cuerpos de anfibolitas, generados por procesos de alteración-erosión diferencial.



**Figura III.8.** Paisajes homogéneos sobre rocas metamórficas, con morfologías crestiformes y subredondeadas.

#### ***III.4.2-Provincia geomorfológica: Llanura Chacopampeana***

Esta extensa unidad geomorfológica, que abarca el centro-este de la Argentina, constituye una cuenca distal del antepaís andino, siendo el lugar de tránsito de los sedimentos hacia la plataforma y talud continental atlánticos (Carignano *et al.*, 2014). Su relieve se vincula a procesos cenozoicos donde predominan los sistemas fluviales, aluviales efímeros, lagunares y eólicos.

Particularmente, en el sector lindante con las Sierras Pampeanas de Córdoba se denomina Llanura Pampeana, la cual está dominada por depósitos y morfologías eólicas pleistocenas y holocenas, que conforman un potente manto que cubre la mayor parte de su superficie. Subordinadamente se reconocen geoformas fluviales/lagunares. En Carignano *et al.* (2014) se describen cuatro ambientes geomorfológicos principales: la depresión de la Laguna de Mar Chiquita, la planicie fluvio-eólica central, la planicie arenosa eólica del sur y los ambientes pedemontanos. Dados los objetivos de este trabajo, sólo se realiza a continuación una breve descripción de este último ambiente, haciendo mayor énfasis en el piedemonte oriental de la Sierra de Comechingones (Fig. III.6).

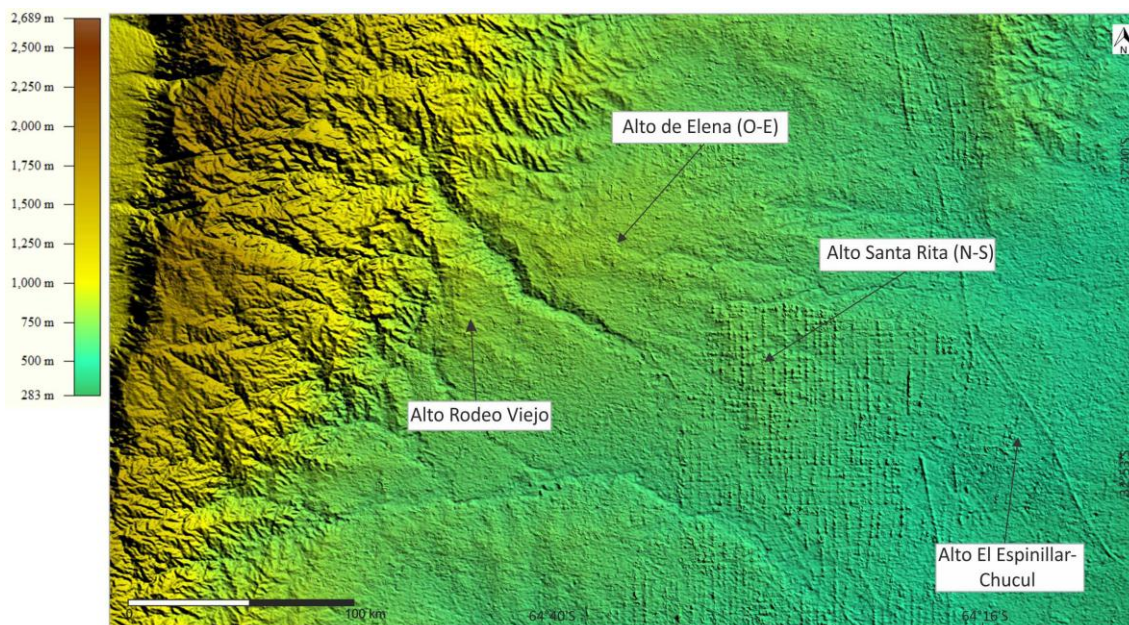
### ***Ambiente pedemontano Oriental de la Sierra de Comechingones***

Esta unidad corresponde a una faja que bordea la serranía (Fig. III.5), con una longitud de aproximadamente 200km desde la localidad La Cruz (al Norte) hasta la localidad de Chajan (al Sur), con un ancho de 20-35km y una altura variable entre 800 y 500 m s.n.m, registrándose las mayores alturas en el sector central (cuenca del río Cuarto o Chocancharava).

El límite occidental del piedemonte es irregular debido a la presencia de bloques de basamento elevados diferencialmente por neotectónica, formando distintos altos estructurales como los de Elena (750–630 m s.n.m), Rodeo Viejo (700-650 m s.n.m), Santa Rita (670-630 m s.n.m) y El Espinillar-Chucul (470 m-410 m s.n.m.) (Carignano *et al.*, 2014).

Estos afloramientos se pierden por debajo de depósitos sedimentarios asociados a la yuxtaposición y/o coalescencia de abanicos aluviales, como es el caso del abanico del río Seco, depósitos fluviales de importantes ríos y sus tributarios como los del río Chocancharava (Barrancas-Seco, San Bartolomé/La Invernada, Las Cañitas y Piedras Blancas) y del arroyo Santa Catalina (La Colacha, Cipión, Barranquita y Knützen), y depósitos de loess o loess removilizado, los cuales conforman un paisaje de colinas suaves y lomadas bajas.

Más al Este se integran transicionalmente con la Planicie Arenosa del Sur, denominada llanura Pampeana (Degiovanni, 2008).



**Figura III.9.** Modelo de elevación digital del terreno del STRM (90 m de resolución) del sector de la Sierra de Comechingones y piedemonte aledaño, en este último se destacan los principales altos estructurales.



## Capítulo IV

### Contexto Geológico y Geomorfológico de la Cuenca Arroyo Arenoso



## IV.1- Características Estratigráficas

---

La cuenca del A° Arenoso presenta un área de 0,62 km<sup>2</sup> y se desarrolla sobre el plutón Alpa Corral, de edad Devónica superior (Pinotti *et al.*, 2002, 2014), el cual es cubierto parcialmente por sedimentos cuaternarios (Carignano *et al.*, 1999; Degiovanni, 2008; Andreazzini y Degiovanni, 2014; Andreazzini *et al.*, 2013 y 2017).

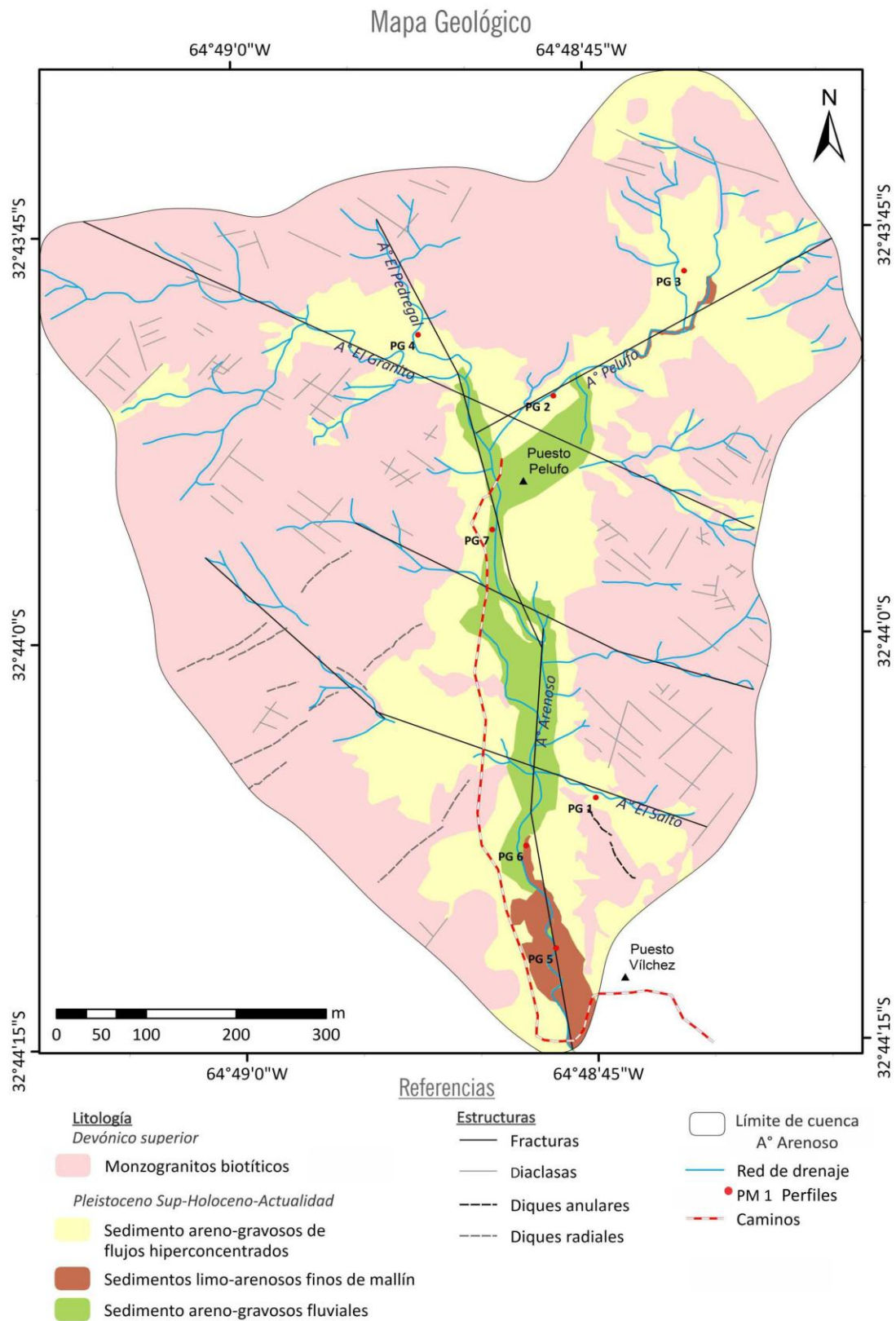
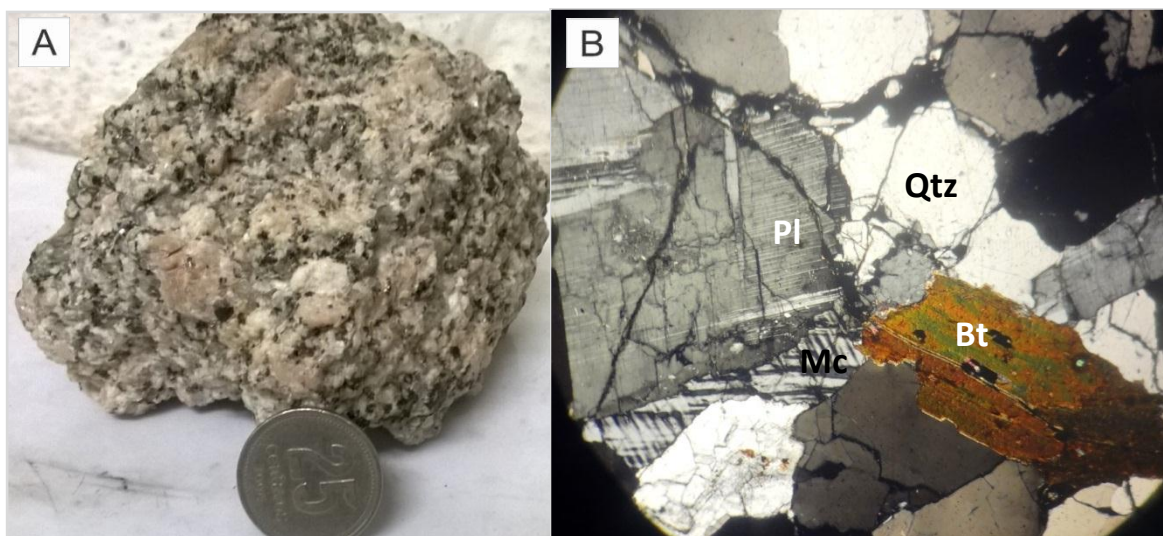


Figura IV.1. Mapa geológico local de la cuenca A° Arenoso.

#### IV.1.1-Basamento ígneo del Devónico superior

En este sector el basamento está representado por rocas de la unidad interna del plutón Alpa Corral que corresponden a **monzogranitos biotíticos porfíricos** de grano grueso a muy grueso (Pinotti *et al.*, 2014). Las mismas están compuestas por cuarzo, plagioclasa, ortoclasa y microclino principalmente (Fig. IV.2.A). Benito *et al.* (2015), en proximidades del área de estudio ( $32^{\circ}42'50''S-64^{\circ}46'23''$ ), describe sección delgada de estas rocas donde se observan cristales de cuarzo anhedral, plagioclasas subhedral y cristales de feldespato potásico con formas euhedral a subhedral conformando megacristales con eje mayor de 3 a 0,8 cm, dimensión que varía entre las muestras hasta 0,5 cm o menor. Como minerales accesorios se identifica biotita, zircón, apatito y muscovita. Los cristales de biotita presentan una morfología anhedral con tamaños de eje mayor variable entre 0,15 - 0,2 cm, el apatito se encuentra como cristales anhedral incluidos en biotita y la muscovita se presenta en bajas proporciones, identificadas únicamente en muestras macroscópicas, tal como cristales anhedral de 0,2 cm de eje mayor (Fig. IV.2. B).

Por último, como minerales secundarios reconoce e halla clorita, opacos, posiblemente correspondientes a óxidos de hierro y titanio, epidoto y argilominerales



**Figura IV.2.** (A) Muestra macroscópica y (B) Corte delgado de monzogranito biotítico, conformado por Cuarzo (Qtz), Plagioclasa (Pl), Feldespatos K (Microclino (Mc)) y Biotita (Bt). Tomado de Benito *et al.* (2015).

Además, se reconocen diques radiales de orientación NE-SO y anulares NO-SE, de composición **monzogranítica aplítica**, con fenocristales de microclino de 2 a 10mm de eje mayor. Localmente, están enriquecidos en volátiles llevando a texturas con tendencia pegmatíticas (Pinotti *et al.*, 2014) (Figs. IV.1 y IV.3).



**Figura IV.3.** Vista de un dique monzogranítico aplítico en margen izquierda del Arroyo Arenoso.

#### **IV.1.2.-Sedimentos cuaternarios.**

Los depósitos sedimentarios corresponden principalmente al relleno de valles y cubierta de laderas, y están representados por sedimentos aluviales y coluviales de variada granulometría y energía. Todas las secuencias que conforman los depósitos sedimentarios de la cuenca de estudio están incididas por la red de drenaje actual.

##### **IV.1.2.A.-Descripción de perfiles sedimentarios.**

Se describieron siete perfiles sedimentarios, cuya localización se presenta en la Figura IV.1.

**Perfil sedimentario PG1:** (Margen izquierda "A° El Salto", 32°44'06''S y 64°48'43,2''O.- Fig. IV.4)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor total de 3,75m. En la base se observa el basamento ígneo (Fig. IV.4 **A**) y por encima se encuentra una secuencia sedimentaria de color pardo a pardo rojiza con un espesor de 2,85m, integrada por varios niveles tabulares con estructura masiva (Fig. IV.4 **B**, señalados en la figura con líneas de punto azules). El análisis granulométrico (PG1-M1) muestra una distribución polimodal (Fig. IV.5), con dominio de grava fina (17,18%), sábulo (14,16%), arena muy gruesa (15,33%), arena gruesa (15,58%) y arena mediana (15,82%). En menor proporción se encuentran arena fina y muy fina, limos y arcilla (totalizando un 22,5%). La secuencia muestra una pobre selección y, en general no está cementada y es poco cohesiva.

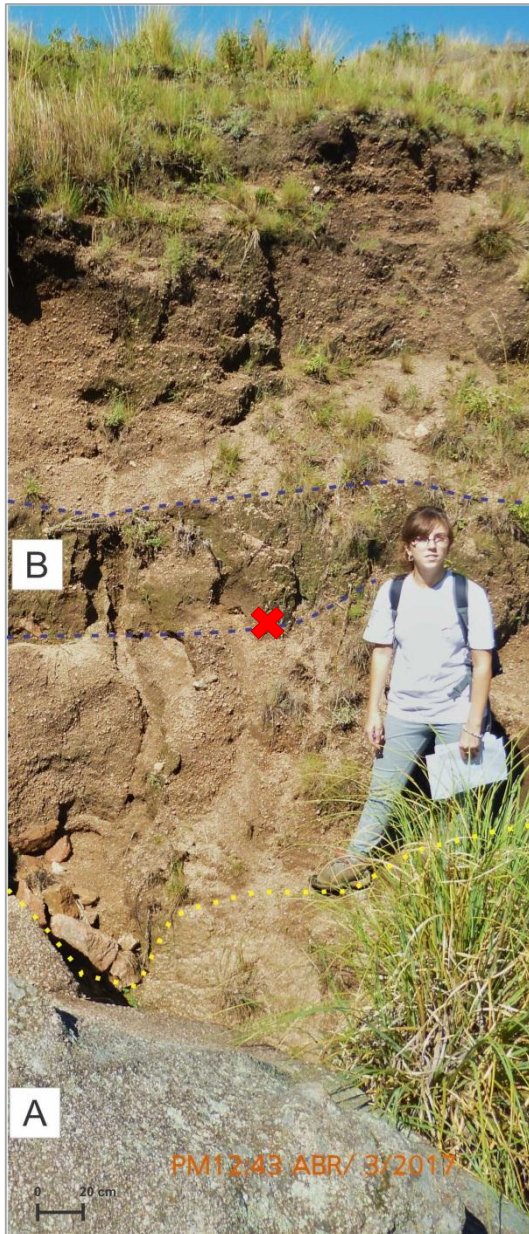
Finalmente, los 0,34m superiores del perfil muestran un incremento en el contenido de materia orgánica y es importante la actividad radicular (Fig. IV.4).

**Interpretación:** La secuencia **B** se interpreta como producto de una sucesión de eventos de flujos hiperconcentrados en manto. Los materiales más gruesos

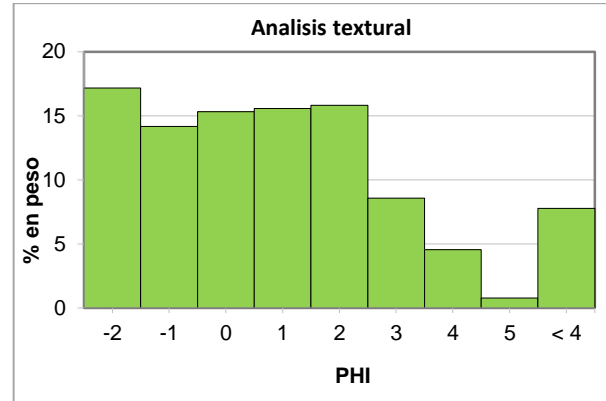


corresponden a clastos de basamento cristalino, mientras que los más finos (arena muy fina-limo) corresponderían a depósitos eólicos removilizados, ya descritos por otros autores para el área serrana (Andreazzini *et al.*, 2013 y Andreazzini, 2015). A partir de las características observadas y su similitud con secuencias descritas en el área por los citados autores se asignan estos depósitos al periodo Holoceno.

El suelo desarrollado en la parte superior correspondería al Holoceno tardío-actualidad.



**Figura IV.4.** Perfil sedimentario PG1, (A) Basamento granítico. (B) Secuencias arenograsosas de flujos hiperconcentrados, donde se observan distintos eventos (líneas de punto azules). X-Sitio de muestreo PG1-M1.



**Figura IV.5.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG1-M1.

**Perfil sedimentario PG2:** (Margen derecha "A° Pelufo", 32°43'51"S y 64°48'46"O- Fig. IV.6)

**Descripción:** El perfil presenta base cubierta y aproximadamente 0,65m de potencia, donde intercalan niveles más masivos de menor granulometría (Fig. IV.6 **A** y **C**) con otros lenticulares más gruesos (Fig. IV.6 **B**) de colores pardos, con estratificación muy grosera.

En los primeros, la fracción granulométrica dominante (Fig. IV.7) corresponde a grava fina (21,66%) y sábulo (19,65%), encontrándose algunos clastos mayores aislados del orden de 0,15-0,20m. El análisis granulométrico de la muestra PG2-M1 (Fig. IV.7) muestra una distribución unimodal asimétrica positiva, lo cual indica un importante porcentaje de fracciones finas y además una moderada selección de los depósitos sedimentarios. Por su parte en los cuerpos lenticulares (Fig. IV.6 **B**), domina las gravas medias.

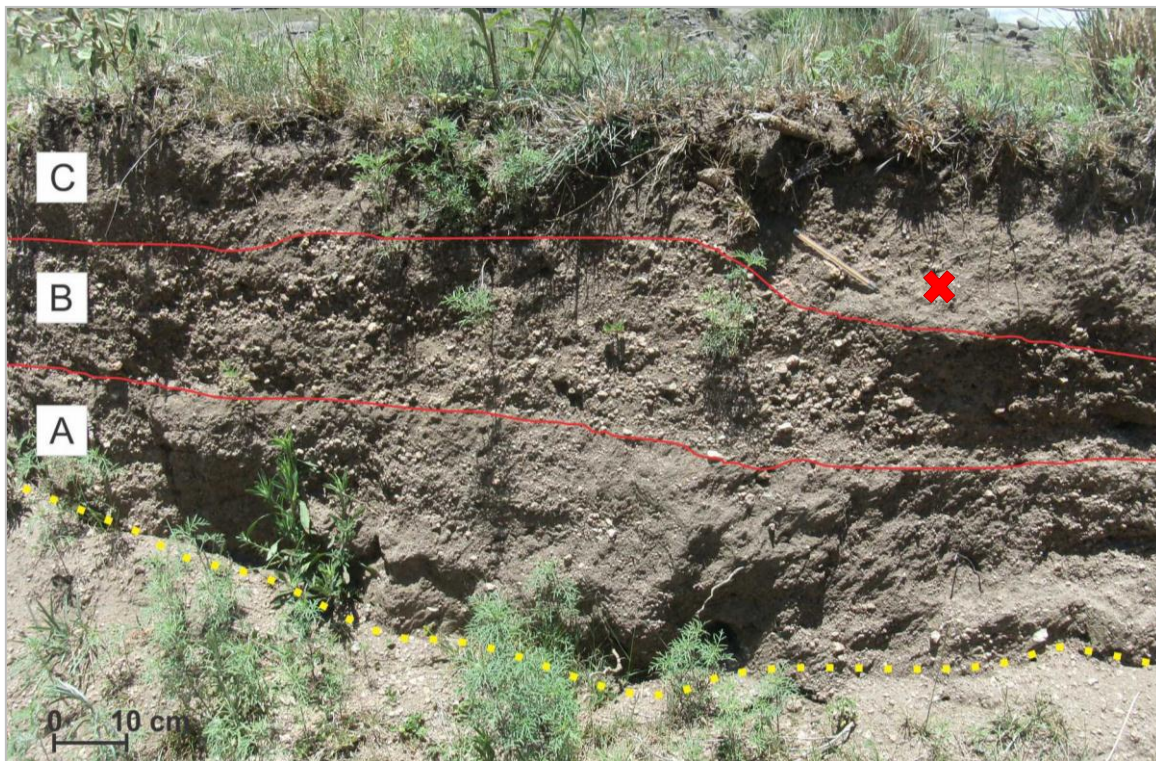
En el nivel superior del perfil, se manifiesta una importante actividad radicular y un incremento en el contenido de materia orgánica (Fig. I.2 **C**).

Aproximadamente 20m aguas arriba de este perfil, se exhiben otros depósitos similares apoyados sobre basamento cristalino donde están ausentes los cuerpos lenticulares (Fig.IV.8).

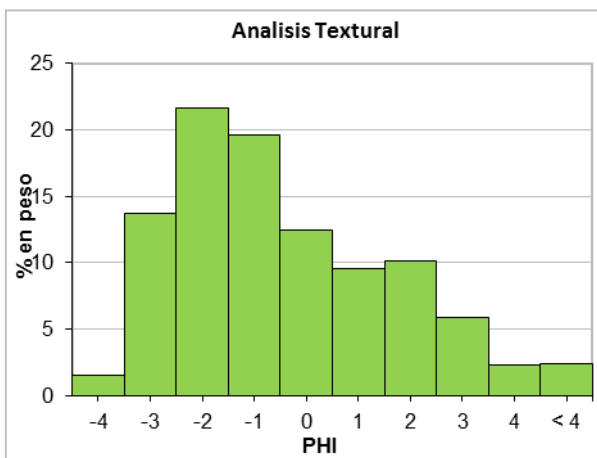
#### **U7**

**Interpretación:** Los niveles masivos de este perfil se interpretan como producto de flujos hiperconcentrados en manto, mientras que los niveles lenticulares, se vincularían a flujos encauzados de mayor energía, por lo que transportan clastos de mayor granulometría.

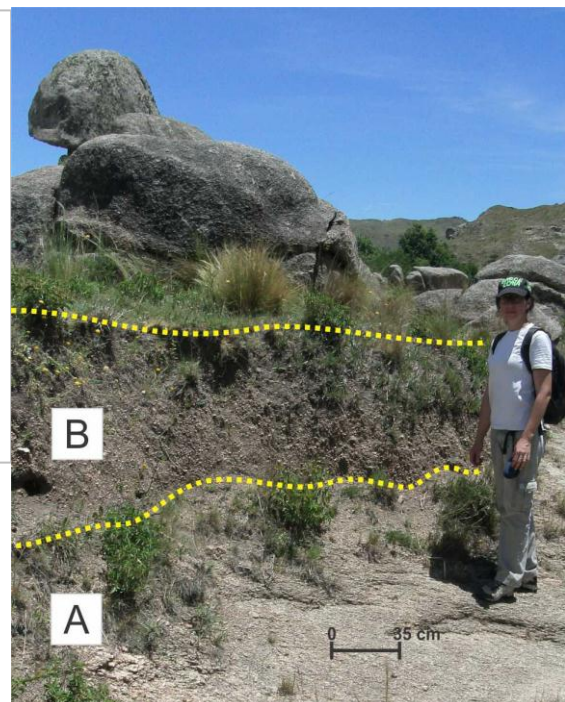
Al presentar características similares al perfil anterior, los depósitos de flujos hiperconcentrados se asignan al periodo Holoceno, mientras que el suelo desarrollado en la parte superior correspondería al Holoceno tardío-actualidad.



**Figura IV.6.** Perfil sedimentario PG2. (A y C) Niveles masivos, (B) Niveles lenticulares. X-Sitio de muestreo PG2-M1.



**Figura IV.7.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG2-M1.



**Figura IV.8.** Continuidad del perfil sedimentario PG2aguas arriba, (A) Basamento cristalino y (B) Niveles masivos de flujos hiperconcentrados.

**Perfil sedimentario PG3:** (Margen izquierda "A° Pelufo", 32°43'46,5"S y 64°48'40,6"O- Fig. IV.9)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor total de 1,05m, base cubierta y está conformado por una secuencia de color pardo rojiza, de niveles tabulares con estructura masiva cuya granulometría está dominada por las fracciones sábulo (23%) y arena muy gruesa (21,98%) (Fig. IV.10). En todo el perfil se observan gravas finas dispersas y clastos aislados de 0,10 m de eje mayor aproximadamente (Fig. IV.9 **A**). El histograma granulométrico de la muestra PG3-M1 (Fig. IV.10) presenta una distribución unimodal asimétrica positiva, la cual indica una importante presencia de materiales finos. El grado de selección es moderado a pobre.

La parte superior del perfil muestra un color pardo oscuro (Fig. IV.9 **B**), debido al alto contenido de materia orgánica y actividad radicular. Además, presenta una estructura en bloques moderada. El análisis granulométrico (PG3-M2-Fig. IV.11) denota una distribución polimodal, donde el 87,04% de la muestra corresponde a sábulo, grava fina, arena media, arena muy gruesa, arena gruesa (el porcentaje de cada granulometría disminuye respectivamente). El 12,85% restante de la muestra incluye arena fina y muy fina y pelitas. Puede observarse un leve incremento de finos respecto a la muestra basal. Este histograma indica un grado de selección muy pobre para los depósitos superiores del perfil.

**Interpretación:** Estos depósitos masivos de granulometría gruesa son interpretados, al igual que los perfiles anteriores, como producto de flujos hiperconcentrados, donde predominaban principalmente los flujos en manto, y corresponderían al periodo Holoceno.

De acuerdo a la mayor selección y menor porcentaje de finos de los niveles basales, se infiere un mayor contenido de agua en los flujos que los depositaron.

El suelo desarrollado en la parte superior correspondería al Holoceno tardío-actualidad.

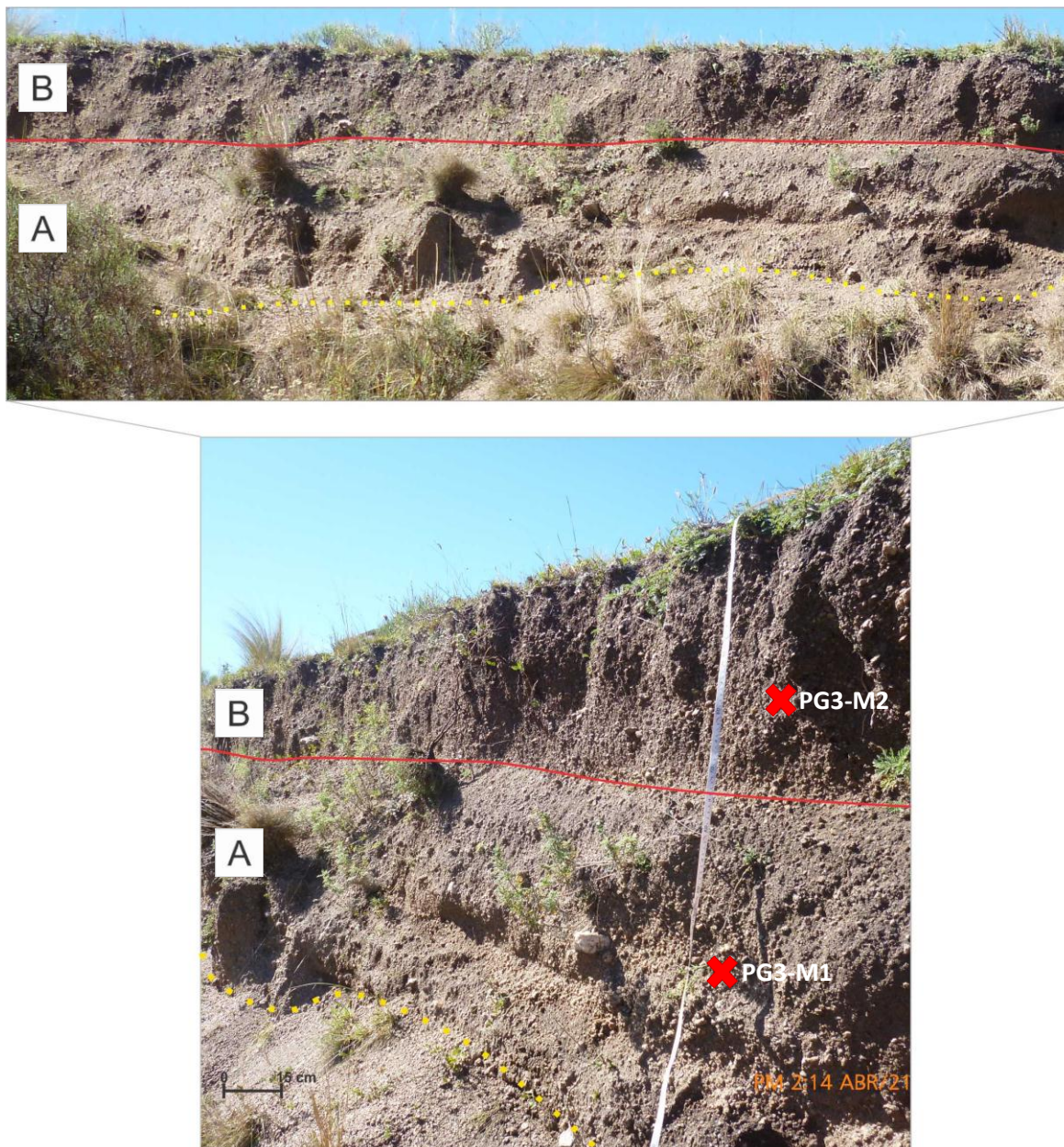


Figura IV.9. Dos vistas del perfil sedimentario PG3, (A) Nivel sábulo-arenoso masivo y (B) Nivel arenoso masivo con mayor contenido de materia orgánica. X-Sitios de muestreos PG3-M1 y PG3-M2.

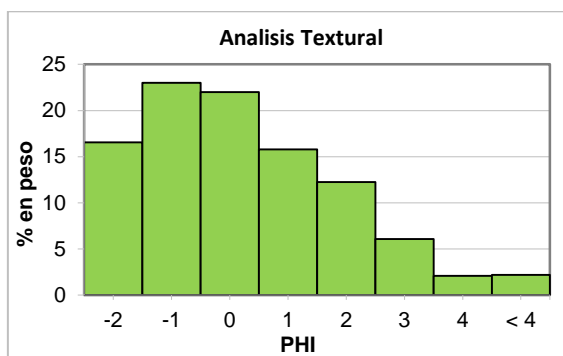


Figura IV.10. Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG3-M1.

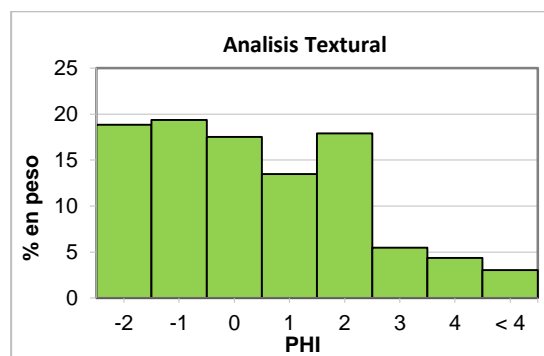


Figura IV.11. Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG3-M2.

**Perfil sedimentario PG4:** (Margen izquierda "A° El Pedregal", 32°43'49"S y 64°48'52"O- Fig. IV.12)

**Descripción:** El perfil exhibe un depósito sedimentario homogéneo, con un espesor de 2,25m y estructura en general masiva, observándose una estratificación muy grosera y discontinua. Granulométricamente dominan la fracción arenosa gruesa-gravosa, muy similar a los perfiles anteriormente descritos, con la particularidad de presentar gravas gruesas dispersas en todo el perfil. Tiene un color pardo y, hacia el techo, debido al incremento de materia orgánica, pardo oscuro.

**Interpretación:** A partir de las características observadas y su similitud con secuencias descritas en perfiles anteriores, se interpreta que este depósito es producto de sucesivos episodios de flujos en manto hiperconcentrados, que corresponderían al periodo Holoceno, mientras que el suelo desarrollado en la parte superior se habría desarrollado en el Holoceno tardío-actualidad.



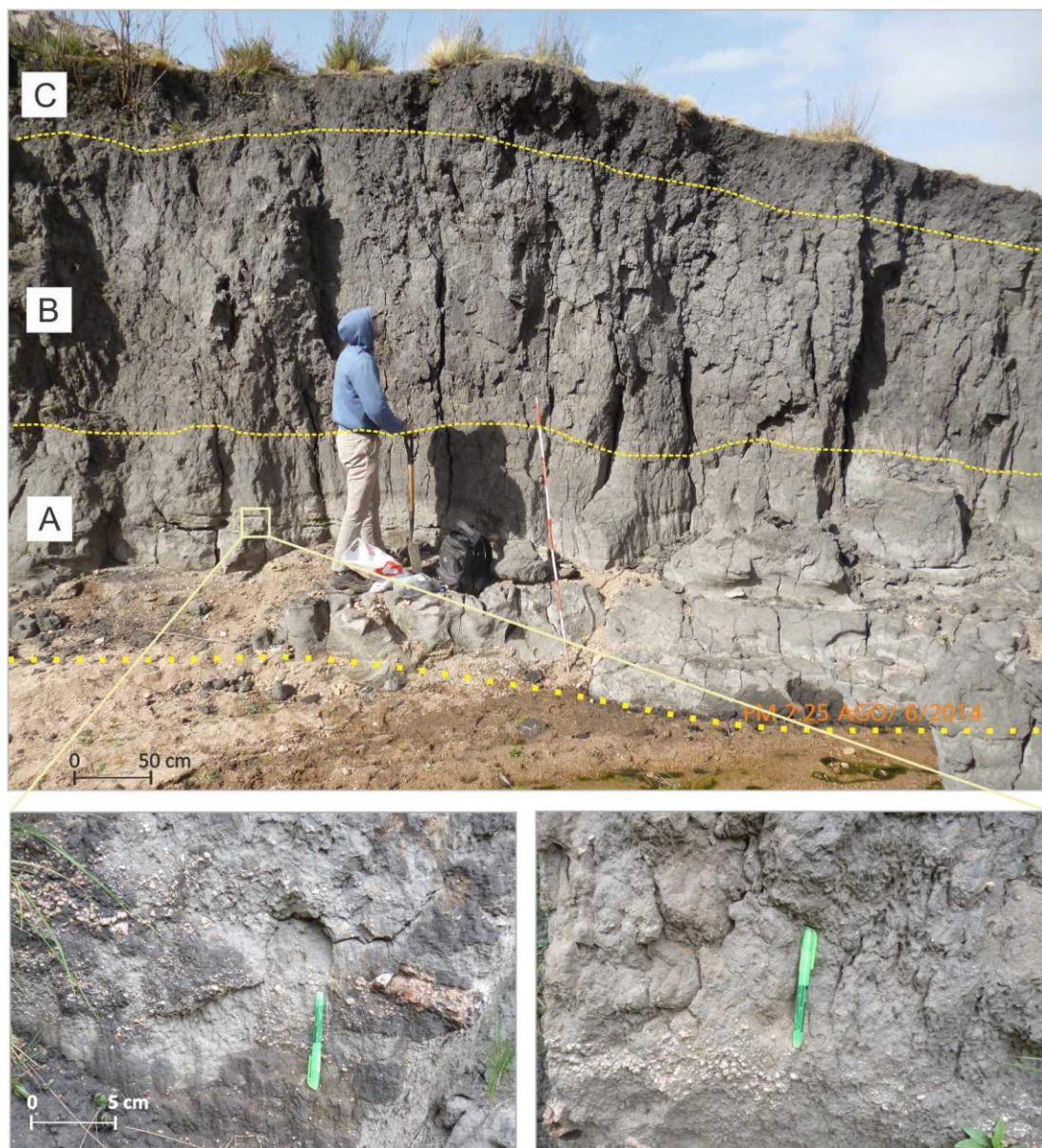
**Figura IV.12.** Perfil sedimentario PG4, secuencia masiva de flujos hiperconcentrados.

**Perfil sedimentario PG5:** (Margen izquierda A° Arenoso, 32°44'10,5"S y 64°48'46,5"O- Fig. IV.13)

**Descripción:** Este perfil, descrito en Andreazzini *et al.* (2017) presenta un espesor de 4,0m, y está conformado por una secuencia homogénea, limo-arenosa. Se caracteriza por presentar un color grisáceo a negro e importante grado de bioturbación (Fig. IV.13). De base a techo se reconocieron tres unidades (**A**, **B** y **C**), de contactos transicionales, observándose en este sentido un incremento de limo (40 a 57%), arcilla (10 a 14%) y materia orgánica (1,1 a 13,8%). La unidad **A** muestra localmente cuerpos lenticulares, con una granulometría areno-gravosa (Fig.IV.13 **A**) y la unidad **C** un desarrollo edáfico en su parte superior (Fig.IV.13).

**Interpretación:** Las secuencias descriptas se interpretan como depósitos de un ambiente pantanoso de baja energía de tipo mallín. Andreazzini *et al.* (2017) asigna tentativamente, estos depósitos al Holoceno inferior-medio, debido a que en el período Hypsithermal (aprox. 9000 a 3000 años AP) se dieron condiciones climáticas cálidas y húmedas, que estuvieron caracterizadas por la acumulación de sedimentos finos en ambientes pantanosos (con alto contenido de materia orgánica y diatomeas), según Kröhling y Carignano (2014). Bajo este clima se habría generado la progresiva recarga del acuífero en medio fracturado, con la aparición de numerosos manantiales, donde la mayor humedad produciría un anegamiento semi-permanente en el sector inferior de la cuenca A° Arenoso, dando así origen a este tipo de ambiente. A partir de la observación de secuencias similares en los alrededores, según Andreazzini *et al.* (2017) este mallín habría tenido una extensión del orden de 400m de largo por 60m de ancho.

Los cuerpos lenticulares, de mayor granulometría y menor contenido de materia orgánica, reconocidos en los niveles inferiores de este perfil, son producto de pequeños canales con mayor energía que drenaban de manera esporádica en estos ambientes de mallín. Luego se da un cambio gradual hacia condiciones de menor escorrentía de agua, evidenciadas por el mayor aporte de sedimentos finos, los cuales provendrían, principalmente de la removilización de secuencias loésicas/loessoides disponibles en el área serrana, depositadas durante el Último Máximo Glacial. Fuentes secundarias de estos materiales serían la alteración del granito y directamente desde la suspensión eólica. Además, estas condiciones de humedad permitieron un importante desarrollo de vegetación y con ello un alto aporte de materia orgánica al sustrato, dando origen a los niveles de color grisáceos característicos de este perfil (Andreazzini *et al.*, 2017).



**Figura IV.13.** Perfil sedimentario PG 5, unidad A, B y C. En la unidad A se muestra un detalle de los niveles lenticulares presentes en la unidad basal.





**Perfil sedimentario PG6:** (Margen izquierda A° Arenoso, 32°44'7.7"S y 64°48'47.7"O- Fig. IV.14)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor de 3,0m y base cubierta, y en él se reconocieron 5 niveles. El inferior (Fig. IV.14 **A**), de 0,35m de potencia, está constituido por material pelítico, y presenta color pardo muy oscuro. Por encima se encuentra un paquete sedimentario de 0,50m de potencia, con geometría lenticular y estratificación grosera, conformado por gravas muy finas a medianas, con una pobre selección (dominan clastos menores de 2-3 cm) (Fig. IV.14 **B**).

La secuencia culmina con un nivel homogéneo de 2,5m de potencia pelítico, con gravillas dispersas, que intercalaciones de lentes areno-gravosas de espesores variables entre 5cm a 0,25m. El color de este nivel es gris muy oscuro y se encuentra muy bioturbado (Fig.IV.14 **C**). En la parte superior de esta unidad se observa una gran actividad radicular.

**Interpretación:** Los depósitos de este perfil, ubicado unos 100m aguas arriba del perfilPG5, se interpretan como asociados a una posición de borde del mismo ambiente de mallín instalado en el Holoceno inferior-medio.

Los niveles lenticulares areno-gravosos se interpretaron como productos de flujos esporádicos, de variada energía y cortas trayectorias, que llegaban desde las laderas a los bordes del mallín, el cual funcionaría como nivel de base del arroyo Arenoso.

En el techo del perfil se observa un suelo de pobre desarrollo.



**Figura IV.14.** Perfil sedimentario PG6. (A) Nivel pelítico, (B) Niveles arenoso-gravosos lenticulares y (C) Niveles pelíticos con lentes areno-gravosas.

**Perfil sedimentario PG7:** (Margen derecha del A° Arenoso, 32°43'56"S y 64°48'48,9"O- Fig. IV.15)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor total de 3,50m y base cubierta. La unidad basal **A** (0,75 m potencia) se conforma de tres niveles. El primero (Fig. IV.15 **A1**), de 0,24 m de potencia, color pardo oscuro y estructura masiva, exhibe una distribución granulométrica unimodal (Fig. IV.16), donde la fracción dominante (aproximadamente 65%) corresponde a grava fina. El porcentaje de limos y arcillas es de 2,46%. Este histograma tiene una distribución asimétrica positiva, debido a la presencia de finos y muestra una buena selección.

Mediante contacto transicional, se dispone un segundo nivel (Fig. IV.15 **A2**) de 0,23m de espesor, color pardo claro y estructura masiva. Estos materiales presentan una distribución unimodal dominada por la fracción sábulo (35,48%), seguida de arena muy gruesa (25,14%). Las fracciones limo y arcilla muestran una leve disminución respecto al nivel inferior (1,35%). Este histograma muestra una distribución levemente asimétrica positiva, e indica una buena selección (Fig. IV.17).

La secuencia continúa gradualmente con un último nivel (Fig. IV.15 **A3**) de 0,26m de espesor, estructura masiva y color pardo oscuro debido al mayor contenido de materia orgánica. El análisis granulométrico (PG7-M3) muestra una distribución unimodal (Fig. IV.18), con dominio de sábulo (29,43%), y también altos porcentajes de grava fina (27,57%) y arena muy gruesa (20,72%). La fracción limo y arcilla es menor que en los niveles inferiores (1,26%). El histograma muestra una distribución asimétrica positiva y una selección moderada a pobre en los materiales de este nivel.

La secuencia culmina, mediante un contacto erosivo, con la unidad **B**, de 1,76m de espesor, constituida por materiales que presentan una distribución unimodal (Fig. IV.19), con dominio de arenas muy gruesas (23,93%), seguido por sábulo (22,51%) y arena gruesa (20,73%). El porcentaje de finos sólo alcanza el 0,31%. Este histograma es asimétrico positivo y muestra una pobre selección de los materiales (En la base de esta unidad se observa un nivel con estructura cruzada planar poco marcada (Fig. IV.15 **B1**) que pasa a un nivel superior con estratificación cruzada en artesas (Fig. IV.15 **B2**), mientras que en el techo se observa una estratificación laminar y, en algunos sectores, cruzada planar (Fig. IV.15 **B3**).

La parte superior del perfil denota un leve incremento en el contenido de materia orgánica y es importante la actividad radicular.

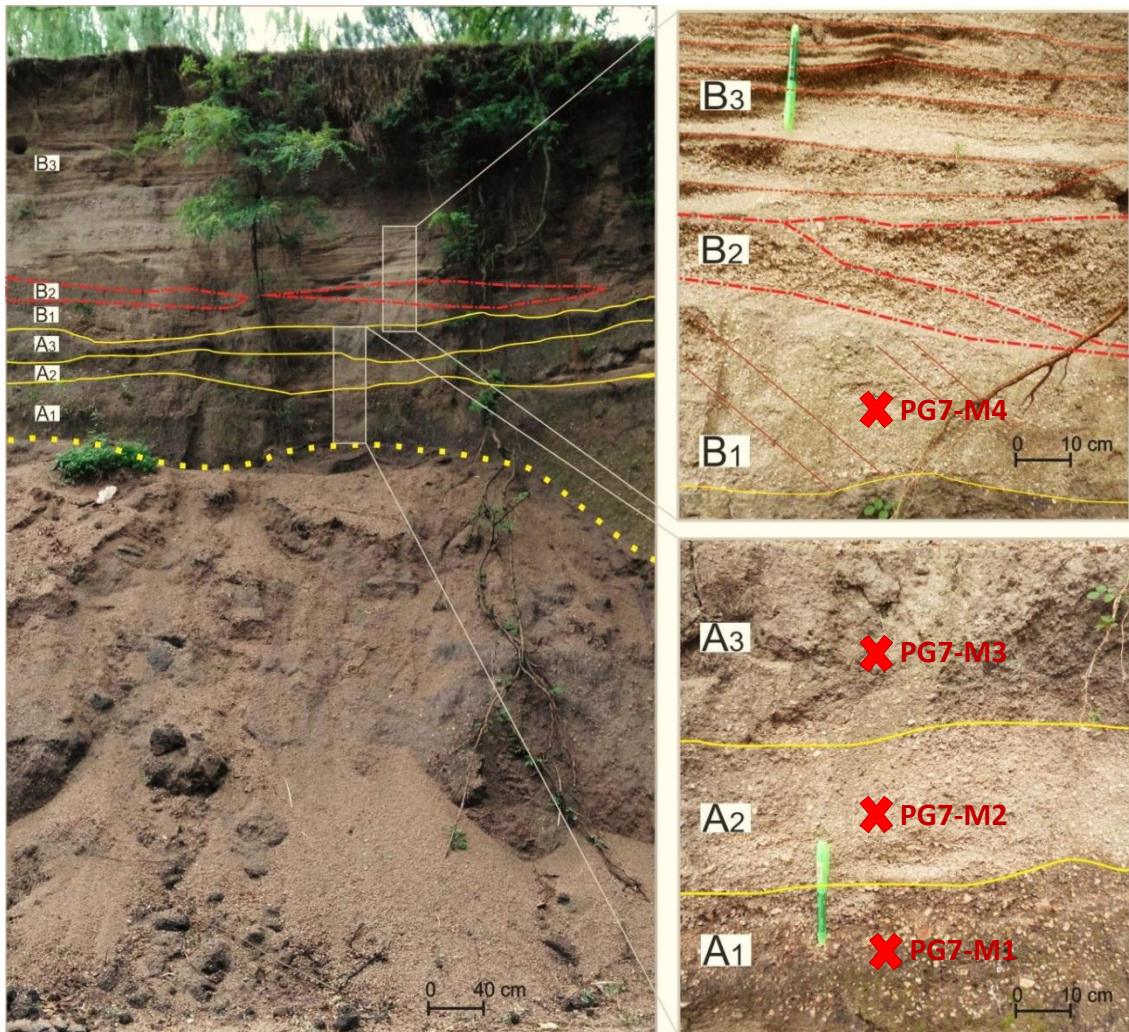
**Interpretación:** Del análisis del perfil sedimentario PG7 pueden reconocerse dos procesos muy importantes en el relleno del valle de la cuenca A° Arenoso.

La primera unidad (Fig. IV.15 **A**) se interpreta como producto de flujos hiperconcentrados en manto en un medio acuoso, los cuales denotan variaciones en la energía del flujo. En el techo de esta unidad se reconoce un suelo, el cual se habría

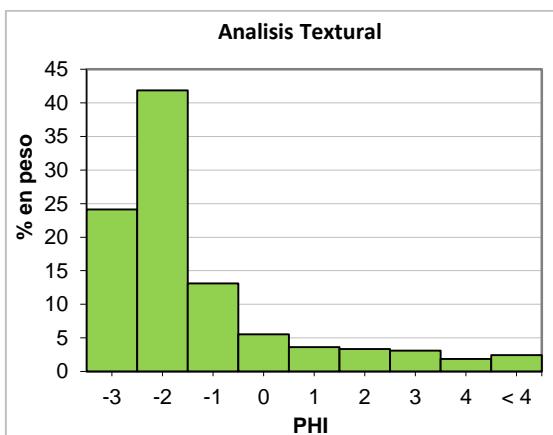


generado en un periodo de mayor humedad y estabilidad, que favoreció el desarrollo de vegetación y con ello un aporte de materia orgánica al sustrato (Fig. IV.15 **A3**). Debido a estas características, este suelo podría ser equivalente a los depósitos superiores del mallín del perfil PG6.

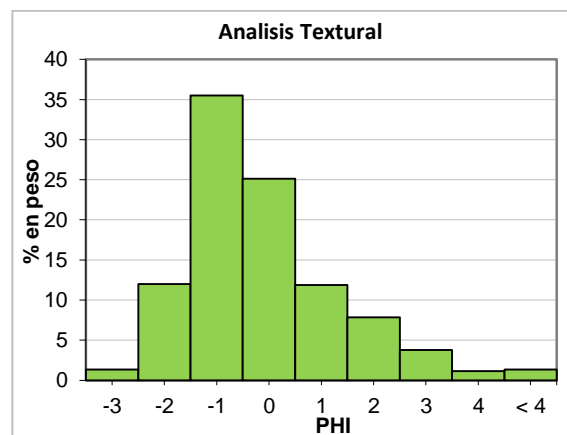
La unidad **B** por su parte, corresponde a sucesivas secuencias fluviales de cursos efímeros de energía creciente. De ésta se puede interpretar que, en una primera instancia se generaron cursos efímeros que no presentaban cauces definidos, es así como se dieron depósitos arenosos con estructura poco marcada de tipo cruzada planar. Estos mismos fueron evolucionando rápidamente hasta que se formaron canales entrelazados, evidenciados por las estructuras en artesas, los cuales presentaban barras móviles que constituyeron depósitos arenosos con estructuras laminar y cruzada planar. Estos depósitos sugieren un cambio en las condiciones ambientales, con mayor disponibilidad de materiales (menor cobertura vegetal, mayor torrencialidad en las lluvias) y representarían un ambiente de agradación reconocido en el valle principal aguas arriba del área ocupada por el mallín. Se asume que estas secuencias, que exhiben pobre desarrollo edáfico, serían coetáneas con el inicio/primeras etapas de incisión del mallín, y, por lo tanto, se los asigna al Holoceno tardío-actualidad.



**Figura IV.15.** Perfil sedimentario PG7 (A1) Nivel masivo con dominio de gravas finas (A2) Nivel masivo con dominio de sábulos y arena muy gruesa (A3) Nivel masivo con dominio de sábulos, grava fina y arena muy gruesa (B1) Nivel con dominio de sábulos y arenas muy gruesas/gruesas y estratificación cruzada planar (B2) estratificación cruzada en artesas (B3) estratificación cruzada planar. X-Sitios de muestreos PG7-M1, PG7-M2, PG7-M3 y PG7-M4.



**Figura. IV.16.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG7-M1, nivel A1.



**Figura. IV.17.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG7-M2, nivel A2.

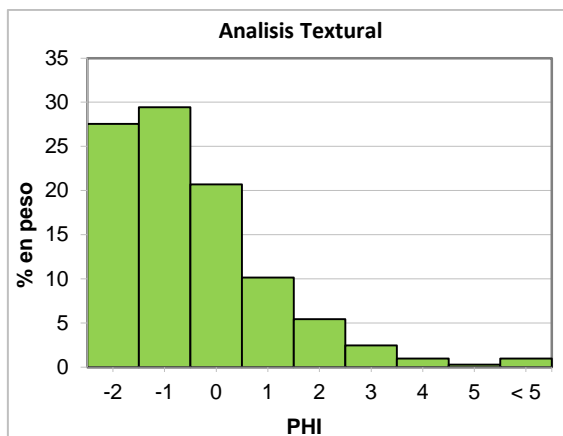


Figura. IV.18. Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG7-M3, nivel A3.

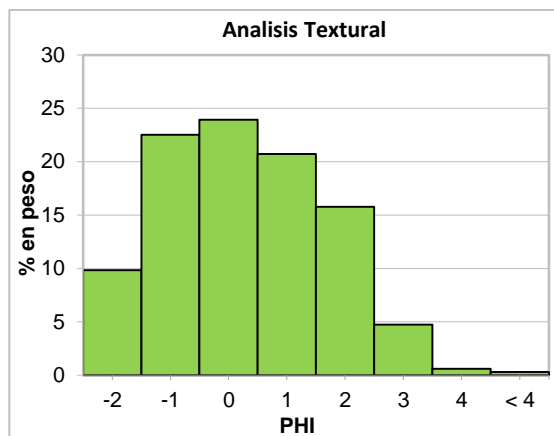


Figura. IV.19. Histograma de distribución granulométrica de la muestra PG7-M4, nivel B1.



#### IV.1.2.B.-Síntesis Estratigrafía del Cuaternario

A partir de los perfiles descritos se definen tres unidades cartográficas (Fig.IV.1) en función de la fracción granulométrica dominante, el proceso que les dio origen y la edad.

Dentro de los sedimentos más antiguos de la zona de estudio y de mayor extensión areal, se incluyen depósitos de flujos hiperconcentrados, algunos de los cuales podrían ser de edad Pleistoceno superior-Holoceno inferior, por ejemplo, la base del perfil PG6, mientras que otros se atribuyen al Holoceno medio-tardío. Estos depósitos se incluyeron en la unidad cartográfica "**Sedimentos areno-gravosos de flujos hiperconcentrados**".

Por su parte, los depósitos de mallines (activos e inactivos) conforman la unidad "**Sedimentos limo-arenosos finos de mallín**". Esta unidad ha sido estudiada por Andreazzini *et al.* (2017), quienes en base a dataciones radiocarbónicas y análisis de diatomeas, le asignan una edad Holocena temprano-medio.

Por último, la unidad más moderna definida en la cuenca de estudio incluye a los depósitos fluviales generados durante el Holoceno tardío-actualidad, y se los representa como unidad "**Sedimentos areno-gravosos fluviales**".



## IV.2- Características Estructurales

---

Tal como se observa en el mapa de la figura IV.1, en la cuenca se reconocen estructuras de deformación frágil de distinta envergadura y orientación, la mayor parte están asociadas al emplazamiento del plutón Alpa Corral (Fig. III.4).

Éstas son muy significativas en el control de la red de drenaje de la cuenca de estudio. Dentro de las fracturas más importantes se destaca la que controla el cauce del A° Arenoso, de dirección aproximada N-S, que a escala regional, coincide con las fracturas anulares mayores del plutón (Figs. III.4 y IV.1).

Otros sistemas importantes son los conjugados NO-SE, que controlan los tributarios "A° El Granito" y "A° El Salto", y NE-SO, que controla el afluente "A° Pelufo". Estas últimas estructuras, a escala regional, coinciden con las fracturas radiales mayores del plutón Alpa Corral (Figs. III.4 y IV.1).

Otras estructuras menores se relacionan directamente con la litología granítica y corresponden a familias de diaclasas ortogonales que controlan el desarrollo de las geoformas típicas de estos ambientes y el patrón de drenaje (Vidal Romaní *et al.*, 1998).

Se reconocen dos juegos de diaclasas perpendiculares a la superficie, de orientación NO-SE y NE-SO. El primero de ellos domina en los afloramientos rocosos y controla algunos tributarios menores.





### IV.3- Características Geomorfológicas

---

De acuerdo a lo presentado en la figura III.5 la cuenca del Arroyo Arenoso se desarrolla en la Pendiente estructural oriental de la Sierra de Comechingones donde dominan morfologías denudativas, asociadas a ciclos erosivos pre-ándicos y a procesos posteriores, llevados a cabo fundamentalmente por la actividad fluvial.

En la figura IV.20 se presenta el mapa geomorfológico de la cuenca, en el cual se definen tres unidades mayores y siete subunidades, las que se detallan a continuación.

***Unidad I: "Relieve granítico residual"***

***Sub unidad I.A:*** Megaformas residuales degradadas

***Sub unidad I.B:*** Taludes con bloques

***Sub unidad I.C:*** Taludes con arenización

***Unidad II: "Taludes con cubierta coluvial"***

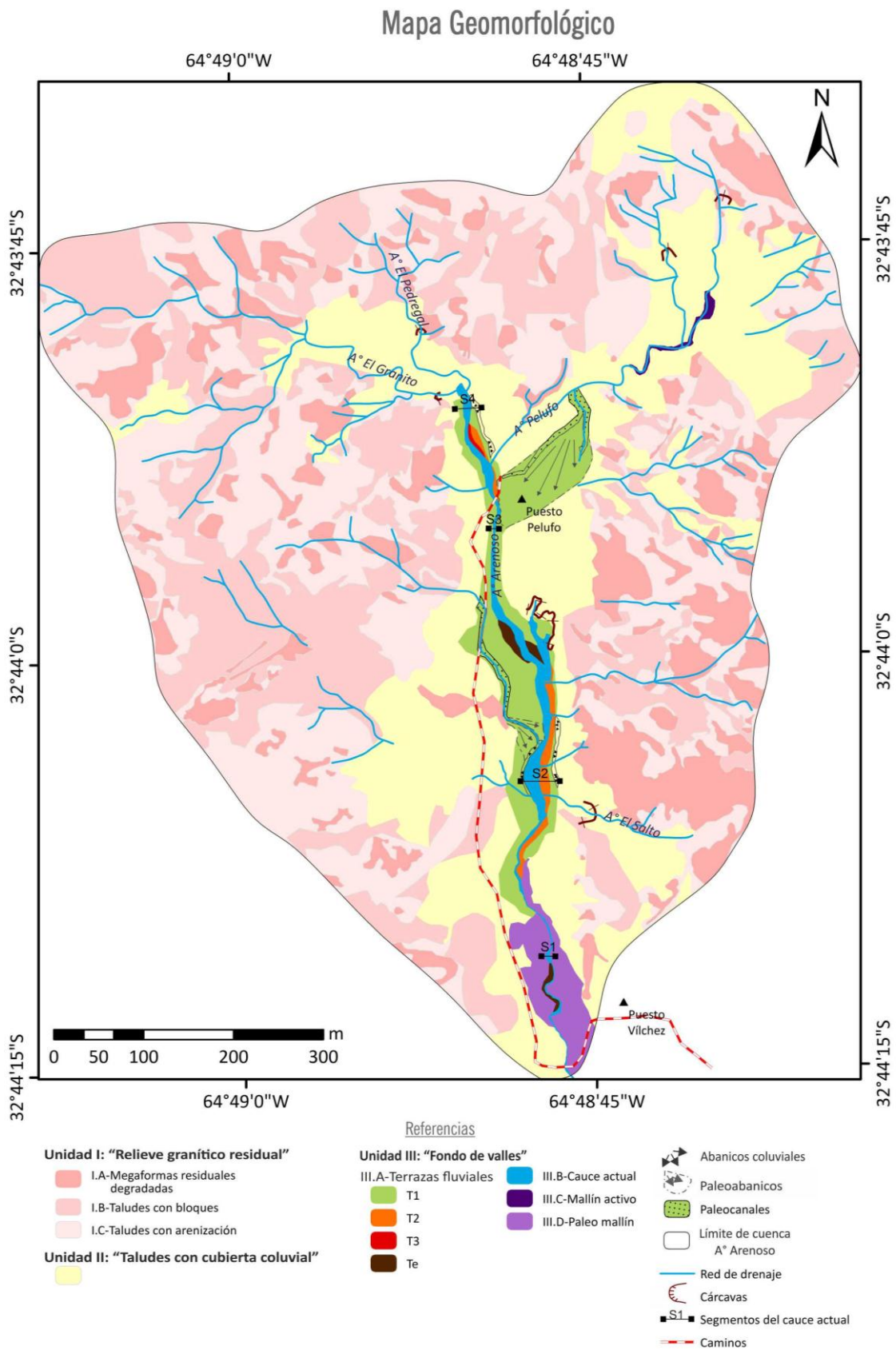
***Unidad III: "Fondo de valles"***

***Sub unidad III.A:*** Terrazas fluviales

***Sub unidad III.B:*** Cauce actual

***Sub unidad III.C:*** Mallín activo

***Subunidad III.D:*** Paleomallín



FiguraIV.20. Mapa geomorfológico de la cuenca del A° Arenoso.

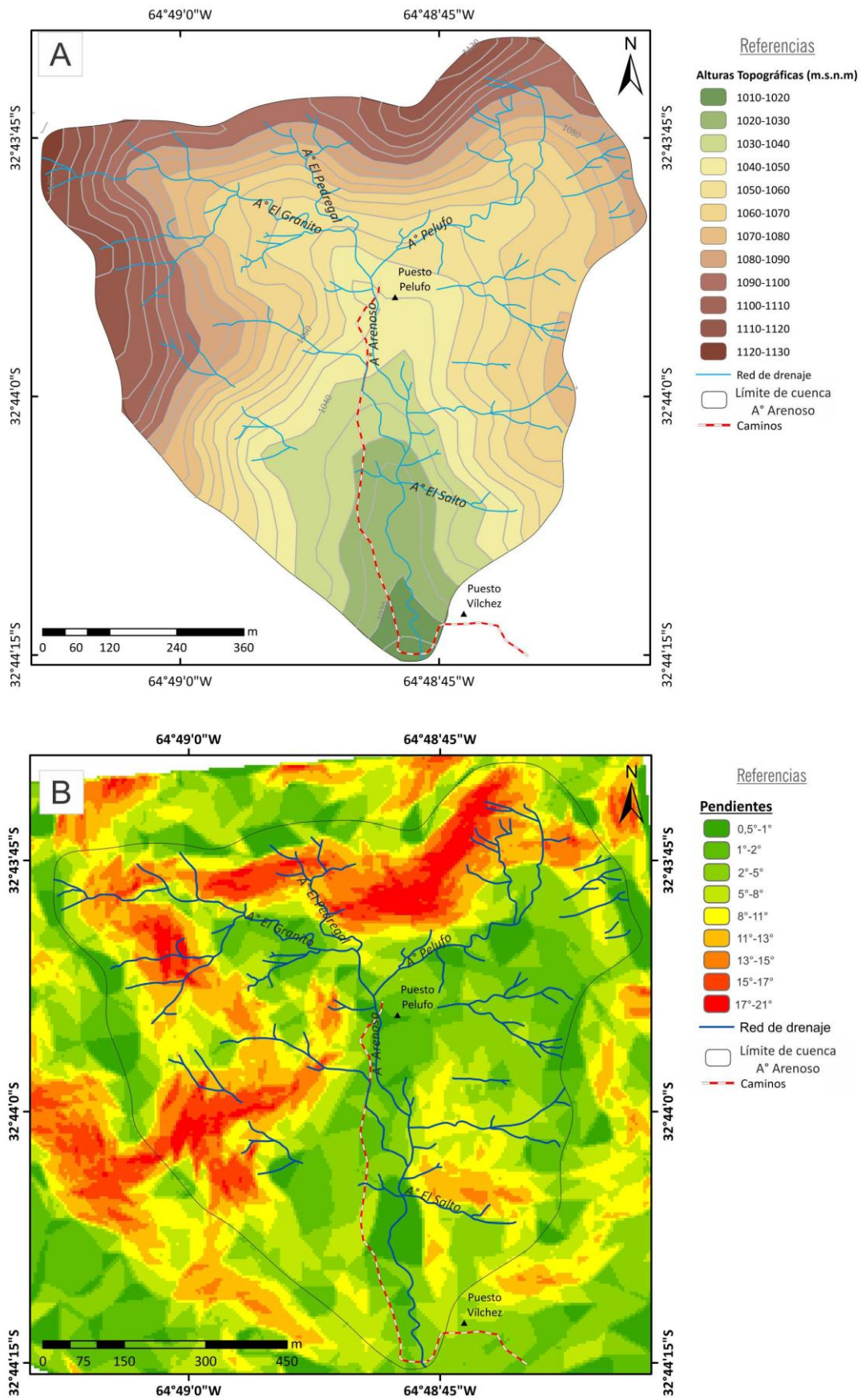


Figura IV.21. (A) Mapa topográfico y (B) Mapa de pendientes de la cuenca del A° Arenoso.

### IV.3.1-Descripción de Unidades Geomorfológicas.

#### Unidad I: "Relieve granítico residual"

En las zonas de mayor altura topográfica (cotas 1130-1070 m s.n.m.) y pendientes entre 19° a 12° (42% a 27%) (Fig. IV.21), se observan numerosas formas del paisaje muy características de ambientes graníticos cuya génesis se asocia a procesos de etchplanación mesozoica (Rabassa *et al.*, 2010) y ciclos de pedimentación posterior.

Según el grado de evolución del paisaje se subdivide esta unidad en tres menores (Fig.IV.20, 22).



Figura IV.22. Vista hacia el Oeste de algunos ambientes geomorfológicos.

### Sub unidad I.A: Megaformas residuales degradadas (Berrocales)

Dentro de esta unidad (0,18Km<sup>2</sup>) se agrupan aquellas morfologías de grandes dimensiones que Pedraza *et al.* (1996) definen como formas primarias en un paisaje granítico (Fig. IV.22). En esta cuenca, las megaformas son domos (Fig. IV.24) y de manera aislada se observan algunos crestones, los cuales en general son más altos que los domos y presentan bordes angulosos (Fig. IV.23). Estas morfologías muestran una clara relación con las diaclasas ortogonales de los granitos, cuando las estructuras son curvas tienden a generar formas dómicas, mientras que cuando son verticales, se dan crestones (Vidal Romaní *et al.*, 1998).

En general, esta subunidad presenta un grado bajo de cobertura vegetal y se ve afectada por una progresiva alteración de las rocas, causando un ensanchamiento de las diaclasas, y permitiendo la formación de bolos (Fig. IV.24). Los mismos se observan en la superficie de los domos o crestones y tienen una dimensión variable (eje mayor del orden de 1,8m). En algunos sectores, se observan formas particulares como hongos o tafonis.



Figura IV.23. Morfologías tipo crestones.



Figura IV.24. Morfologías graníticas de domos campaniformes con bolos en la superficie.

### Subunidad I.B: Taludes con bloques (Pedrizas)

La progresiva alteración de los domos, crestones y bolos conduce a la formación de bloques menores (Fig. IV.22), dispuestos sobre el talud. Éstos tienen dimensiones de 30 o 40cm, aproximadamente, en su eje principal. Por lo general, presentan bordes angulosos pero se observan casos donde presentan un mayor grado de redondez, los cuales reciben el nombre de bochas.

Estas morfologías son desplazadas de su lugar de origen y se acumulan sobre laderas de pendientes moderadas (Fig.IV.25).

Pedraza *et al.* (1996) clasifica estas superficies como pedrizas o berrocales degradados, que en la cuenca de estudio ocupan un área de 0,48 km<sup>2</sup>.



**Figura IV.25.** Pedrizas o berrocales degradados.

### Sub unidad I.C: Taludes con arenización

Por lo general, conjuntamente con el origen de los bloques/bochas o en una etapa más avanzada de meteorización se produce la arenización del basamento cristalino subaflorante (Fig. IV.22).

En la cuenca de estudio las zonas arenizadas ocupan un área de 0,18 km<sup>2</sup> y se sitúan en laderas de pendiente moderada, al pie de los afloramientos rocosos, donde coexisten algunos bloques o bochas individuales. Está cubierta tiene un espesor variable y bajo grado de cobertura vegetal (Fig. IV.26).



Figura IV.26. Taludes con arenización.

Son más susceptibles a la erosión y al transporte por flujos encauzados o arroyada difusa.

## Unidad II: "Taludes con cubierta coluvial"

Esta segunda unidad incluye las morfologías generadas por procesos de remoción en masa, principalmente asociadas a flujos hiperconcentrados, los cuales son muy importantes en la agradación del valle. Se asocian a las zonas de altura topográfica media (1070 a 1030 m s.n.m.) y pendientes entre 9° a 4° (20% a 8,8%) (Figs. IV.21 y 22). Como ya se mencionó anteriormente, estos flujos generan depósitos masivos, en general mantiformes y, localmente encauzados.

Particularmente en la cuenca de estudio, estos flujos transportan sedimentos desde las zonas arenizadas, hacia otras de menor pendiente, cubriendo taludes y fondos de valle, con espesores variables entre 0,60-4,0m. Morfológicamente constituyen superficies inclinadas, con pendientes que varían entre 5° y 8° (11,1% y 17,7%, respectivamente), y ocupan aproximadamente un área de 0,16 km<sup>2</sup> (Fig. IV.27).

Se encuentran estabilizadas con una importante cobertura vegetal, y suelen presentar cárcavas totalmente inactivas (Fig. IV.28), aunque localmente se desarrollan procesos de erosión hídrica, generando morfologías de diferentes dimensiones como surcos (rills) y algunas cárcavas.



Figura IV.27. Taludes con cubierta coluvial.

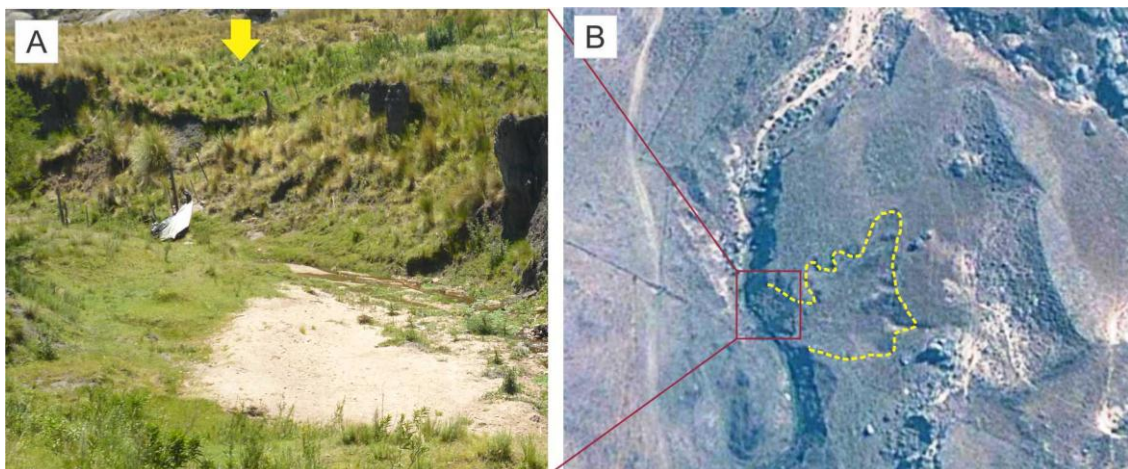


Figura IV.28. (A) Vista desde el A° Arenoso, de una cárcava inactiva desarrollada sobre los taludes con cubierta coluvial (B) Vista en planta (Imagen de Google Earth 2010).



### **Unidad III: "Fondo de valles"**

Esta unidad se desarrolla entre los 1050 y 1010 m s.n.m., con pendientes bajas, que varían entre 5° a 3° (11,1% a 6,6%), y está dominada por morfologías fluviales de diferentes edades (Figs. IV.21 y 22), asociadas a canales de baja jerarquía y régimen efímero, que ocupan aproximadamente un área total de 0,033 km<sup>2</sup>. Se identificaron cinco subunidades.

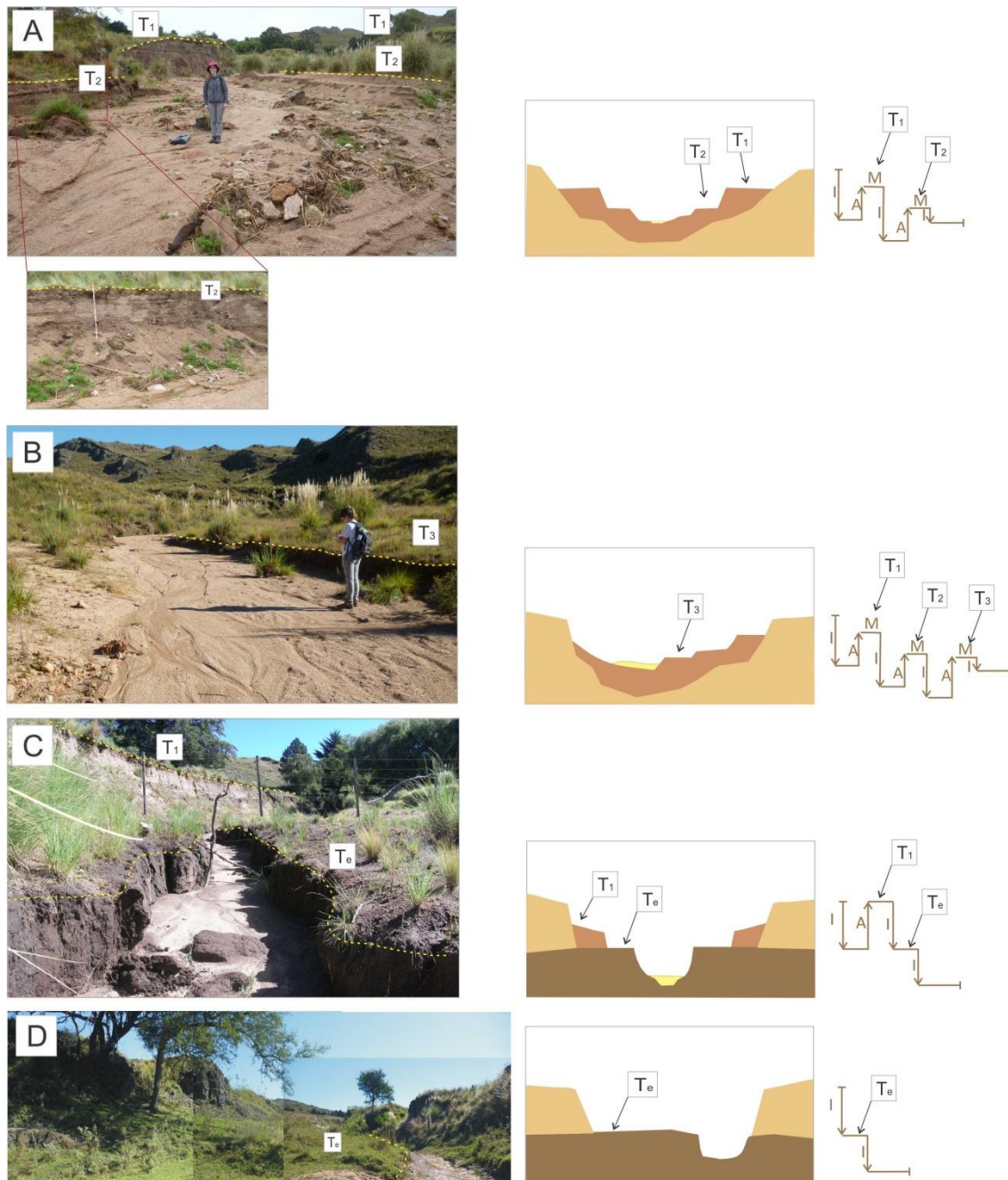
#### **Sub unidad III.A: Terrazas fluviales**

Asociadas al colector principal se reconocieron dos tipos de terrazas, las de agradación, situadas en la cuenca media-superior, y las erosivas, ubicadas en la cuenca media-inferior (Fig. IV.20).

Dentro de las primeras se reconocen tres niveles de terrazas discontinuos. La T1 (aprox. 4 m de desnivel local) es la de mayor expresión areal, está bien representada en la margen derecha, mientras que la T2 (aprox. 2 m de altura) y T3 (aprox. 1 m de altura) se distribuyen sobre ambas márgenes en una franja muy reducida. La T1 se forma a partir de un primer evento de incisión, seguido por uno de agradación y migración del canal, y finalmente una nueva etapa de incisión de mayor magnitud que el anterior (Fig. IV.29 **A** y **C**). Por su parte, la T2 y T3 responden a un ciclo de agradación y posterior incisión (Fig. IV.29 **A** y **B**), y por sus dimensiones se deduce un proceso de profundización más acelerado.

Todos los niveles de terrazas están vegetados, presentando la T1 mayor porcentaje de cobertura y diversidad de vegetación (árboles, arbustos, pastizales, etc.), mientras que los niveles inferiores tienen especialmente herbáceas.

Por otra parte, las terrazas erosivas tienen muy poca representación areal (Fig. IV.20), reconociéndose un nivel más antiguo (de aprox. 2 m de desnivel) previo a la confluencia con el arroyo Vílchez, labrado sobre secuencias de mallín (Fig. IV.29 **D**), y uno más reciente (1 m aprox.), en cuenca media, que expone secuencias de flujos hiperconcentrados. Estas últimas reflejan un tiempo de permanencia del canal sobre un lecho cohesivo y su posterior incisión (Fig. IV.29 **C**).

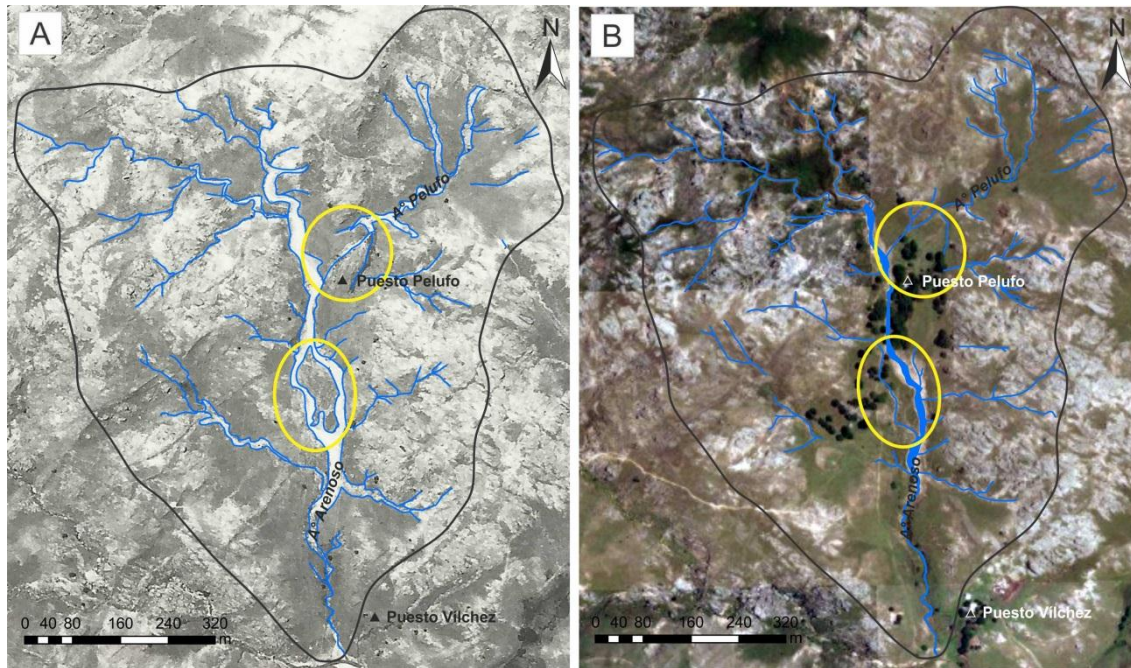


**Figura IV.29.** Terraza fluviales, diagramas y esquemas de evolución (I: incisión, A: agradación, M: migración). (A) Terrazas de agradación T1 y T2. (B) Terraza de agradación T3. (C) Terraza de agradación T1 y terrazas erosivas Te, en secuencias de flujos hiperconcentrados. (D) Terraza erosiva (Te), en secuencias de mallín.

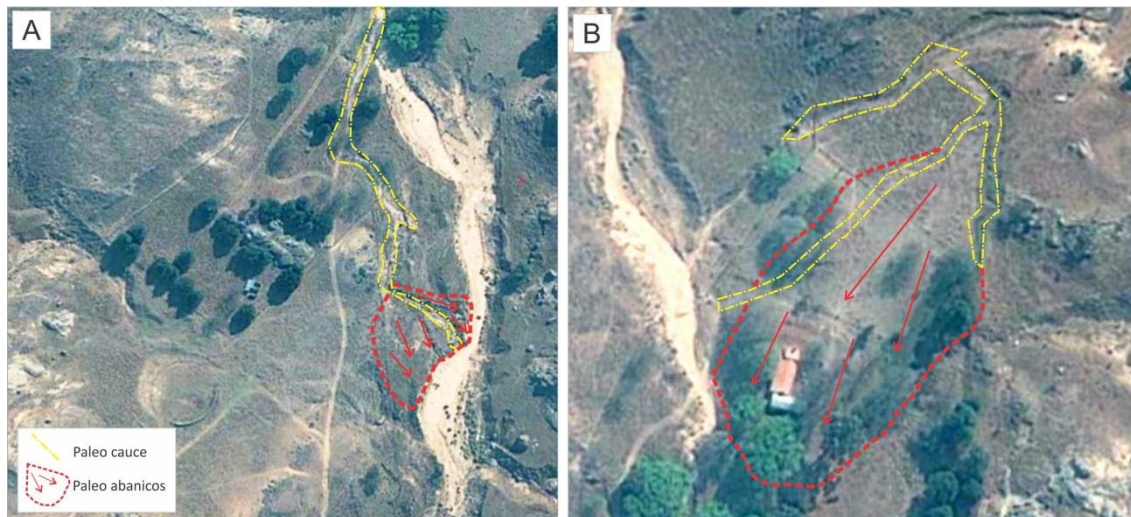
Dentro de esta subunidad se reconocen dos paleocanales, uno del A° Arenoso y otro de su tributario A° Pelufo, los cuales fueron detectados a partir de la comparación entre fotografías aéreas del año 1970 e imágenes satelitales de Google Earth y Bing Maps del año 2010 (Figs. IV.20 y 30).

Estos paleocauces tienen un diseño entrelazado, cauce más ancho que el actual, y menor grado de profundización, lo que denota agradación por alto suministro de sedimentos y menor disponibilidad de agua respecto a las condiciones actuales. Como

se verá más adelante, en el capítulo VI de características climáticas, hasta inicios de la década del 70', se registró un ciclo más seco, donde el total de precipitaciones anuales era de aproximadamente 582mm inferior a la media. De estos paleorasgos se observan pequeños abanicos de descarga en el colector principal (Figs. IV.31 y 32).



**Figura IV.30.** Cambios en la red de drenaje del A° Arenoso (marcadas por círculos) (A) Foto Aérea de 1970 (B) Imagen satelital Bing Maps de 2010.



**Figura IV.31.** Detalle de paleocanales y abanicos terminales señalados en la Figura IV.30 (A) en el A° Arenoso y (B) en el A° Pelufo.



**Figura IV.32.** Unidad geomorfológica Fondo de valles, donde se indica el paleocanal del A° Arenoso (líneas amarillas) con su abanico de descarga (flechas rojas) (Fig. IV.31) y el cauce actual.

### Sub unidad III.B: Cauce actual

El **cauce actual del A° Arenoso** ocupa un área  $0,10\text{km}^2$  y tiene una longitud de 800m. Corresponde a un canal mixto, si bien dominan los tramos aluviales, en determinados sectores presenta un lecho rocoso.

Para una mejor descripción del mismo, se divide al canal principal en cuatro segmentos, denominados S1 a S4, desde su confluencia con el A° Vílchez y hacia aguas arriba, respectivamente (Fig.IV.20) que muestran características diferentes, como lo son la relación ancho/profundidad, diseño en planta, tipo de sustrato, etc.

El **segmento n°1** se ubica en el sector inferior de la cuenca y corresponde a un tramo aluvial, de mayor sinuosidad que los restantes. A este diseño meandriforme se asocian morfologías típicas de erosión de márgenes, como taludes verticales, y otras de acreción, como barras laterales y centrales tipo *lag*.



Figura IV.33. Segmento n°1 del cauce del A° Arenoso.

En este segmento el canal, cuyo ancho es del orden de 4 m y su pendiente de  $3^\circ$  (6%), se encuentra incidido, con barrancas de hasta 5 m de alto, por lo que tiene una baja relación ancho/profundidad (aprox. 1). Es uno de los pocos segmentos que tiene un caudal permanente (Fig.IV.33).

En el **segmento n°2** el canal presenta una pendiente de  $1^\circ$  (2%) y un diseño entrelazado, con baja sinuosidad e importantes barras de tipo marginales y centrales (Figs.IV.34 y IV.32A). Se asocia a un tramo del arroyo de régimen efímero, donde la sección transversal incrementa la relación ancho/profundidad. En general es un canal poco profundo, con un ancho de 13m aproximadamente, a excepción de algunos sectores donde se reduce a 3-5m. Se reconocen procesos activos de erosión de márgenes y de incisión, con barrancas entre 0,6 y 4 m de altura.



Figura IV.34. Segmento n°2 (barra marginal).

En este segmento el canal recibe el aporte de tres afluentes de pequeñas dimensiones, dos de ellos presentan un

cauce de lecho rocoso poco definido y el tercero corresponde a un afluente donde sus cabeceras conforman dos cárcavas activas. Este último presenta un canal aluvial con un diseño en planta entrelazado de corta longitud y un ancho de 10 m.

El **segmento n°3** es un canal rectilíneo con una pendiente de 4°(8%), en general aluvial, efímero, que presenta importante incisión, con barrancas de hasta 6m de alto, y procesos activos de erosión lateral (Fig. IV.35). Se caracteriza por tener un ancho de 1,5m, que aguas abajo va aumentando hasta 4 m. Por estas razón es que presenta una relación ancho/profundidad baja a media. En el tramo superior de este segmento afloran rocas de basamento (Fig. IV.35), generando un resalto topográfico en el perfil longitudinal del A° Arenoso, al que se asocia un frente de retroceso. En este trayecto el arroyo tiene un caudal permanente.



**Figura IV.35.** (A) Segmento n°3, se puede observar el lecho aluvial (flecha roja) con afloramiento de basamento (flecha azul) y frente de retroceso (flecha amarilla). (B) Vista desde aguas arriba del frente de retroceso hacia aguas abajo.

El **segmento n°4**, incluye el tramo superior del colector principal, donde confluyen los tres afluentes principales (Fig. IV.20). Este segmento presenta una pendiente de 5° (11%), posee un canal de régimen efímero y un diseño en planta entrelazado con baja sinuosidad, similar al segmento n°2, en el cual se observan pequeñas barras arenosas (Fig. IV.36 A).

Presenta la sección transversal más ancha (entre 16m a 25m) y poco profunda de todo el canal principal, con márgenes muy bajas (aproximadamente de 0,50m), en donde localmente aflora basamento.

**Los canales de los tributarios** en general son mixtos en proximidades de la confluencia, disminuyendo el aluvión hacia aguas arriba. Los tramos aluviales son más anchos, y presentan una incisión del orden de 2-4 m (Figs. IV.36 B, C y D).



**Figura IV.36.** (A) Segmento n°4.(B) Arroyo El Pedregal, (C) Arroyo Pelufo y (D) Arroyo El Granito.

### Sub unidad III.C: Mallín activo

Se utiliza el término mallín para denominar un tipo de humedal, desarrollado en ambientes de relieve llanos o cóncavos ubicados en zonas intermontanas, donde existe acumulación de sedimentos finos y aporte de aguas superficiales y/o subterráneas.

Se caracterizan por presentar suelos oscuros, con alto porcentaje de materia orgánica (Raffaele, 1999), debido a la gran acumulación de material vegetal y una elevada cobertura de especies típicas de estos medios anóxicos.



Figura IV.37. Mallín activo.

En la cuenca de estudio se reconoce un ambiente de mallín activo, el cual se ubica en el fondo de valle del A° Pelufo (Fig.IV.20), posee una morfología elongada y ocupa un área aproximada de 750m<sup>2</sup> (Fig.IV.37).

### Sub unidad III.D: Paleomallín

En la cuenca de estudio también se ha reconocido un ambiente de mallín inactivo.

Estos depósitos, ya fueron descritos en los perfiles PG6 y PG7 del Capítulo IV.1, ocupan un área de 8223 m<sup>2</sup> en el fondo del valle en la cuenca inferior del Arroyo Arenoso (Figs. IV.20 y IV.38). Andreazzini *et al.* (2017) infiere que el espacio ocupado por este mallín habría tenido dimensiones aproximadas de 400m de largo por 60m de ancho.



Figura IV.38. Vista de los depósitos del paleomallín incidido por el A° Arenoso.

Este paleomallín se ha desactivado por incisión de la red de drenaje.





## Capítulo V

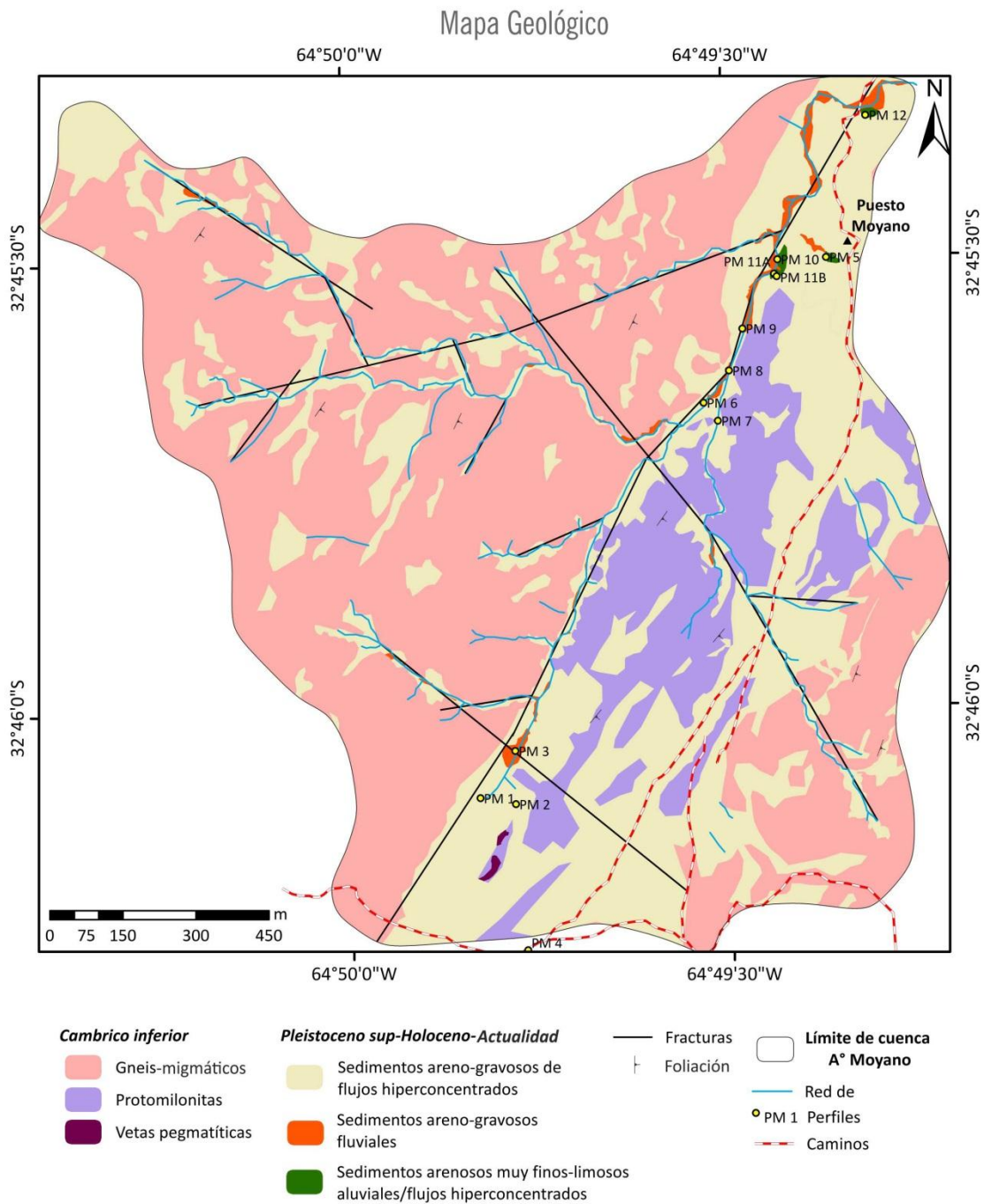
### Contexto Geológico y Geomorfológico de la Cuenca Arroyo Moyano



## V.1- Características Estratigráficas

---

La cuenca del A° Moyano, presenta un área 2,17 km<sup>2</sup> y drena rocas de basamento metamórfico del Complejo Monte Guazú (Cámbrico inferior) y milonitas pertenecientes a la faja de cizalla Guacha Corral (Ordovícico superior-Devónico inferior) (Fagiano *et al.*, 2002, 2004; Rey Ripoll, 2008; Otamendi *et al.*, 2000, 2004; Cristofolini *et al.*, 2016), cubierto parcialmente por sedimentos cuaternarios (Andreazzini, 2015, Andreazzini *et al.*, 2013 y 2017) (Fig. V.1)



**Figura V.1.** Mapa geológico de la cuenca A° Moyano. La tipificación del basamento cristalino fue tomada de Rey Ripoll (2008) y Fagiano (2007).

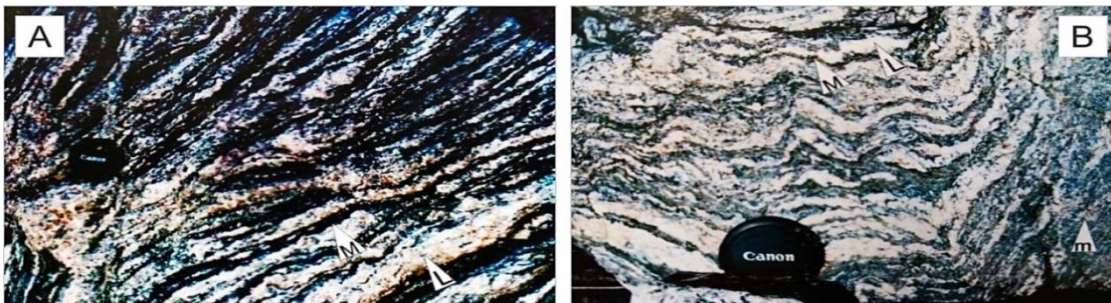
### ***V.1.1-Basamento metamórfico del Cámbrico inferior-Devónico inferior.***

Según Fagiano (2007) y Rey Ripoll (2008), las rocas de mayor dominio en la cuenca corresponden al Complejo Monte Guazú (Otamendi, 2000), conformado por migmatitas intercaladas con tabiques irregulares y elongados de gneises tonalíticos biotíticos, los cuales se encuentran metamorizados en facies de anfibolita alta.

Los afloramientos de migmatitas muestran una estructura estromatítica con un bandeo uniforme, el cual en determinados sectores se observa deformado y plegado (Fig. V.1.2. **A** y **B**), por esta razón se las clasifica como **migmatitas estromatíticas**. Se caracterizan por presentar una foliación poco marcada en dirección NO-SE con un buzamiento de mediano ángulo hacia el Este. También es común la presencia de pequeños resisters calcosilicáticas de grano fino.

Las migmatitas presentan leucosomas con un tamaño de grano grueso y una textura granoblástica inequigranular, los cuales están compuestos por cuarzo, plagioclasa, escaso feldespatos potásico y cantidades menores de biotita, sillimanita, granate, apatita y circón. El melanosoma se caracteriza por una textura lepidoblástica y está compuesto por biotita, sillimanita y granate. En menor proporción se encuentra circón, apatita, cuarzo, muscovita y minerales opacos.

Estas rocas presentan una estructura foliada bien desarrollada, dada por la orientación preferencial de biotita y sillimanita. Los mesosomas presentan características intermedias de composición entre los leucosomas y melanosoma.



**Figura V.2.** (A) Muestra macroscópica de migmatitas estromatíticas (B) Muestra macroscópica de migmatitas estromatíticas plegadas (Tomado de Fagiano, 2007).

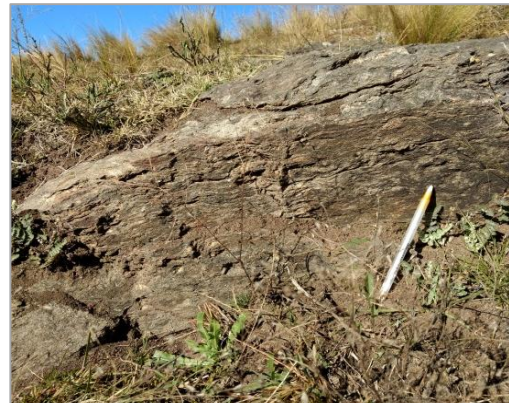
Los **gneises tonalíticos biotíticos** se encuentran interdigitados dentro de los afloramientos de migmatitas como tabiques crestiformes con dimensiones que varían desde pocos a centenares de metros y presentan contactos transicionales o netos (Fig.V.3). Se describen con un tamaño de grano medio a grueso, y muestran una estructura con bandas leucocráticas, constituidas por cuarzo y menor proporción de plagioclasa, que alternan con bandas ricas en biotita.

En el área de estudio domina una litología intermedia entre las migmatitas estromatíticas y los gneis tonalíticos biotíticos, que Fagiano (2007) clasifica como **gneis migmáticos** (Fig. V.1).

Por otra parte, las rocas que componen la Faja de Cizalla Central Guacha Corral (FCeGC) en la zona de estudio, según Fagiano (2007) y Rey Ripoll (2008), se definen como **protomilonitas** que se van entrelazando con las migmatitas y gneises del Complejo Metamórfico Monte Guazú. En la cuenca se presentan como un filete de deformación, de 300-400m de potencia, con una estructura principalmente N-S y buzamiento 30° al Este (Fig. V.4). Estos afloramientos se encuentran metamorfizados en facies de anfibolita retrógrada a esquistos verdes. Tienen un tamaño de grano que varía de fino a medio, donde se observa una foliación milonítica anastomosada. Presenta porfiroclastos de cuarzo y plagioclasa, con biotita y muscovita subordinadas, y la matriz es muy escasa, de grano fino, y está compuesta por biotita, moscovita y sericita (Rey Ripoll, 2008).



**Figura V.3.** Afloramientos crestiformes de gneises tonalíticos biotíticos de la cuenca Moyano.



**Figura V.4.** Afloramiento de protomilonitas de la cuenca Moyano.

Además, de manera dispersa, se observan afloramientos reducidos de vetas **pegmatíticas y leucogranito inequigranular** (Fig. V.1). Las primeras, compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita y óxidos, son tabulares, de grano medio a grueso, y concordantes con la roca encajante (Fig. V.5 **A**).

Los segundos se asocian a la unidad externa del plutón Alpa Corral (Pinotti *et al.* 2014), y son discordantes a la roca metamórfica (Fig. V.5 **B**).



**Figura V.5.** (A) Vetas pegmatíticas. (B) Afloramientos de leucogranito inequigranular.

### V.1.2.-Sedimentos cuaternarios.

Al igual que en la cuenca granítica, los depósitos sedimentarios corresponden al relleno de valles serranos y cubierta de taludes, y están representados principalmente por sedimentos coluviales y, subordinadamente aluviales,, los cuales son expuestos por la incisión fluvial/hídrica actual.

#### V.1.2.A.-Descripción de perfiles sedimentarios.

Se describieron doce perfiles sedimentarios, cuya localización se presenta en la Figura V.1.

**Perfil sedimentario PM1:** (Cabecera de cárcava, 32°40'06''S y 64°49'49,6''O- Fig. V.6)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor total de 1,65m, apoya sobre basamento metamórfico con una importante cubierta vegetal. Se reconoce una sola unidad **A**, en la que se identifica un nivel basal masivo de 0,52m de espesor, color pardo claro, compuesto por arenas con gravas angulosas dispersas (eje mayor de 0,10m aproximadamente), con moderado grado de cementación (Fig. V.6. **A1**). Transicionalmente se pasa a un nivel de 0,95m de espesor, masivo y con una granulometría más fina (Fig. V.6. **A2**). Los materiales de este nivel presentan una distribución unimodal (Fig.V.7), con moda dominante en arena media (22,76%), seguido por un alto porcentaje de arena gruesa (17,78%) y arena fina (16,43%). Este histograma es asimétrico negativo, debido a la cola de gruesos, y presenta una selección moderada.

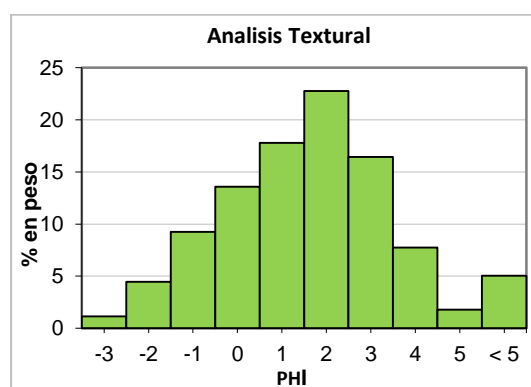


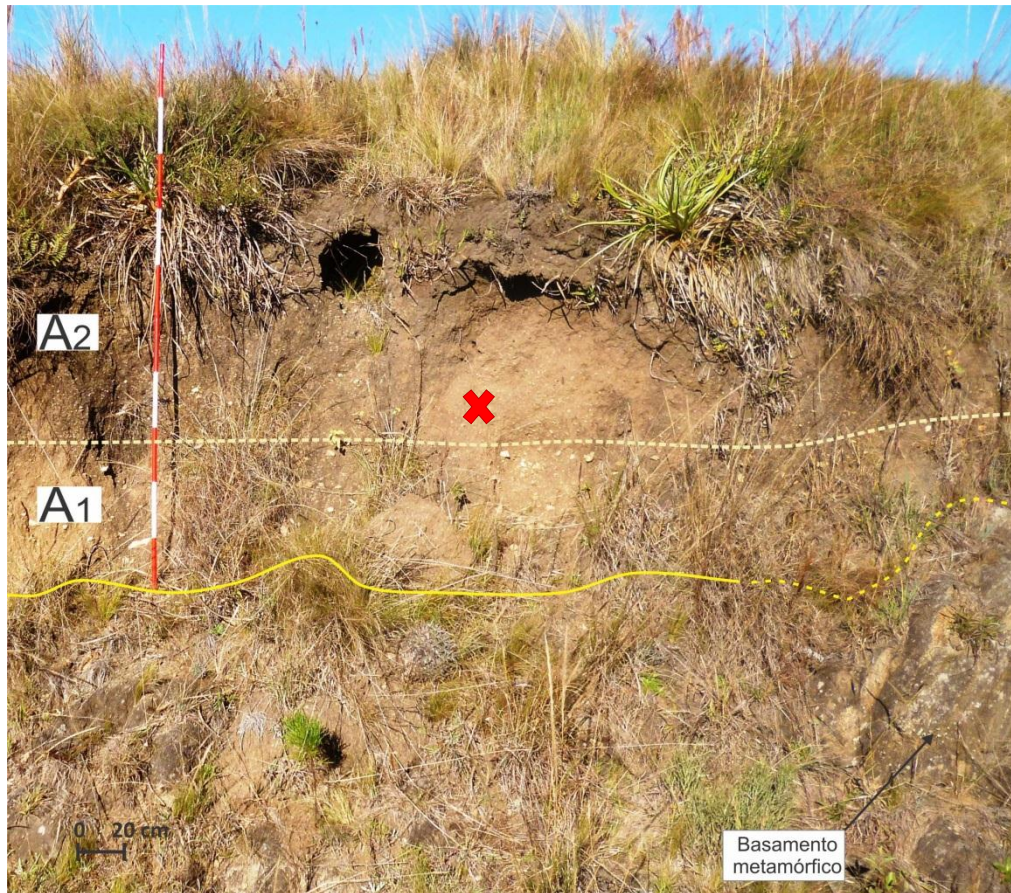
Figura V.7. Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM1-M1.

En la parte superior, de color pardo oscuro, se observa un incremento en el contenido de materia orgánica y es importante la actividad radicular.

**Interpretación:** Este depósito se interpreta como producto de flujos hiperconcentrados en manto, de variada energía, que transportaron materiales alterados del basamento metamórfico cercano y sedimentos eólicos ya descritos para este sector serrano por Andreazzini (2015) y Andreazzini *et al.* (2013). Los niveles basales se interpretan como de mayor energía que los superiores.

A partir de las características observadas y su similitud con secuencias descritas en el área por otros autores (Andreazzini, 2015) se asignan estos depósitos al periodo Holoceno.

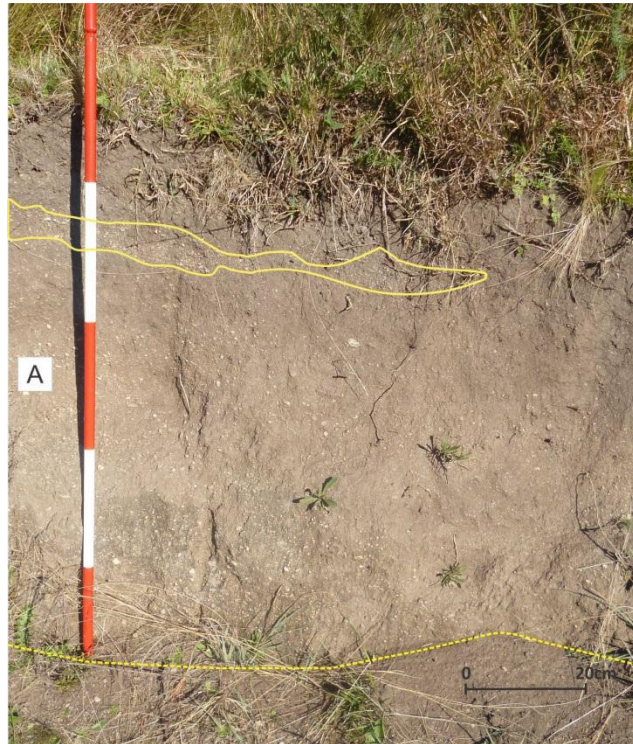
El suelo desarrollado en la parte superior correspondería al Holoceno superior-actualidad.



**Figura V.6.** Perfil sedimentario PM1. (A1) Nivel arenoso-gravoso masivo, (A2) Nivel arenoso masivo. X- Sitio de muestreo PM1-M1.

**Perfil sedimentario PM2:** (Cabecera de cárcava; 32°46'06,2''S y 64°49'46,8''O- Fig. V. 8)

**Descripción:** Este perfil (espesor 0,73m) tiene base cubierta y se conforma de un nivel homogéneo compuesto predominantemente por arenas y gravas dispersas (eje mayor de aproximadamente 0,02m). El 0,50m inferior presenta un color pardo claro que va gradando hacia arriba a pardo oscuro debido a un mayor contenido de materia orgánica. Todo el perfil tiene estructura masiva, si bien hacia el techo se observa un pequeño cuerpo lenticular de gravas con una estratificación muy grosera (Fig. V.8 A).



**Figura V.8.** Perfil sedimentario PM2. (A) Nivel masivo con algunos cuerpos lenticulares (Línea continua amarilla).

En el nivel superior del perfil se observa una importante actividad radicular.

**Interpretación:** Se interpreta esta secuencia como producto de flujos hiperconcentrados en manto, que incluyen materiales alterados del basamento metamórfico y sedimentos eólicos. El depósito lenticular se puede asociar a pequeños canales de flujos esporádicos de mayor fluidez.

Al presentar características similares al perfil anterior, los depósitos de flujos hiperconcentrados corresponderían al periodo Holoceno, mientras que el suelo desarrollado en la parte superior se habría desarrollado en el Holoceno superior-actualidad.



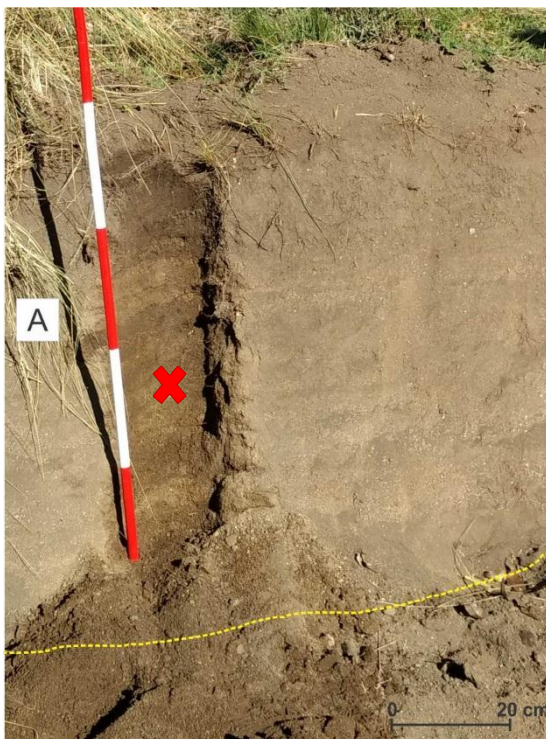
**Perfil sedimentario PM3:** (margen izquierda de tributarios, 32°46'02,7''S y 64°49'46,8''O- Fig. V.9)

**Descripción:** Este perfil homogéneo tiene un espesor total de 0,94m, presenta base cubierta y está compuesto por una secuencia arenosa con estratificación laminar planar (sets de hasta 0,08 m de espesor). La granulometría de estos materiales presenta una distribución unimodal (Fig. V.10), con fracciones dominantes en arena gruesa (22,86%) y muy gruesa (22,67%), seguido por arena media (20,29%). Este histograma muestra una distribución simétrica y buena selección

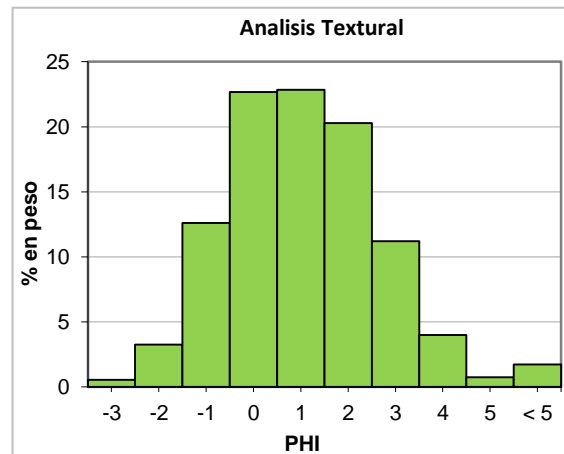
En general el perfil tiene un color pardo rojizo, con algunas láminas pardo rojizas más oscuras. Los 0,30 m superiores muestran un color pardo oscuro y mayor contenido de raíces (Fig. V.9 A).

**Interpretación:** Esta secuencia representa depósitos fluviales, producto de sucesivos eventos de crecida de pequeños canales efímeros, que remobilizan los depósitos de flujos hiperconcentrados expuestos en el sector. En la parte superior presenta un suelo de pobre desarrollo.

A partir de las características observadas en estos depósitos se asignan al periodo Holoceno.



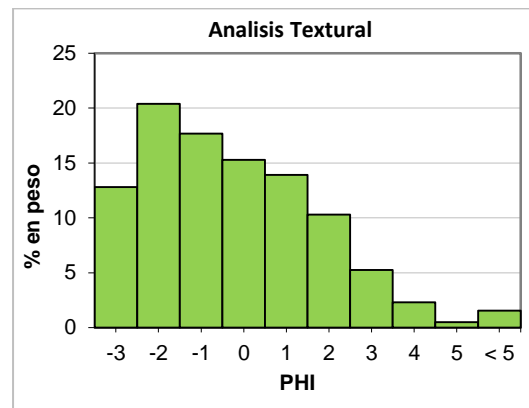
**Figura V.9.** Perfil sedimentario PM3. (A). Nivel arenoso con estratificación laminar. X-Sitio de muestreo PM3-M1.



**Figura V.10.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM3-M1.

**Perfil sedimentario PM4:** (Margen del camino, 32°46'16''S y 64°49'46''O – Fig. V.11)

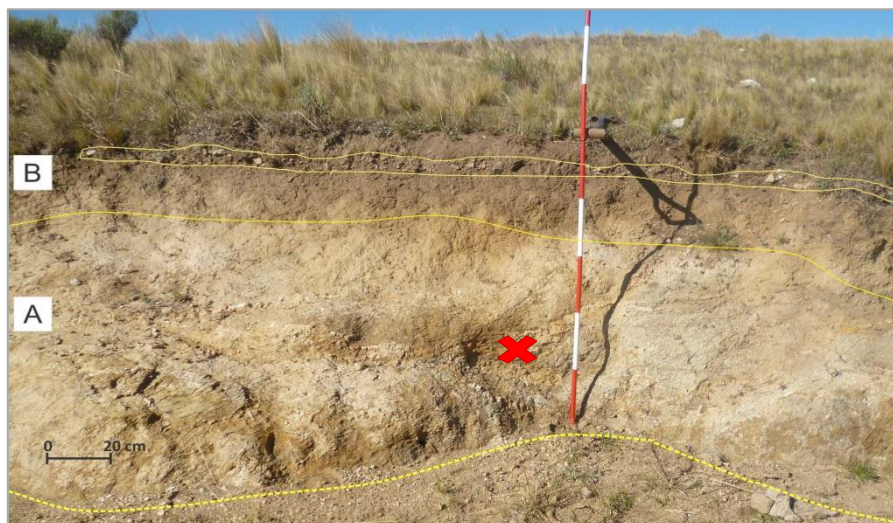
**Descripción:** Se trata de un perfil de 1,15 m de espesor, base cubierta, donde los primeros 0,87m corresponden a basamento metamórfico alterado (Fig. V.11 A). Este regolito de color blanquecino a amarillento presenta un alto grado de alteración y, en general, la roca se disgrega en fracción de grava arenosa. Los materiales de la muestra analizada presentan una distribución unimodal (Fig.V.12), con una moda dominante en grava fina (20,39%), seguido por un alto porcentaje de sábulo (17,66%) y arenas desde muy gruesa (15,29%) a gruesa (13,91%). Este histograma tiene una distribución asimétrica positiva, debido a la cola de finos, y selección moderada a pobre



**Figura V.12.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM4-M1.

Discordantemente se apoya una unidad de 0,27m de espesor, color pardo oscuro/rojizo, conformada por arenas poco consolidadas, con una estructura masiva, en la cual se observa un nivel gravoso con clastos alineados de hasta 3,5cm de eje mayor (Fig. V.11 B). En su parte superior se observa un leve incremento de materia orgánica y de raíces.

**Interpretación:** La unidad sedimentaria corresponde a flujos hiperconcentrados con variaciones de energía, asignables al periodo Holoceno superior, los cuales muestran un grado incipiente de edafización.



**Figura V.11.** Perfil sedimentario PM4. (A) Regolito de basamento metamórfico muy alterado (B) Depósito masivos con nivel de gravas. X-Sitio de muestreo PM4-M1

**Perfil sedimentario PM5:** (Cabecera cárcava, 32°45'30,32"S y 64°49'25,60"O- Fig. V.13)

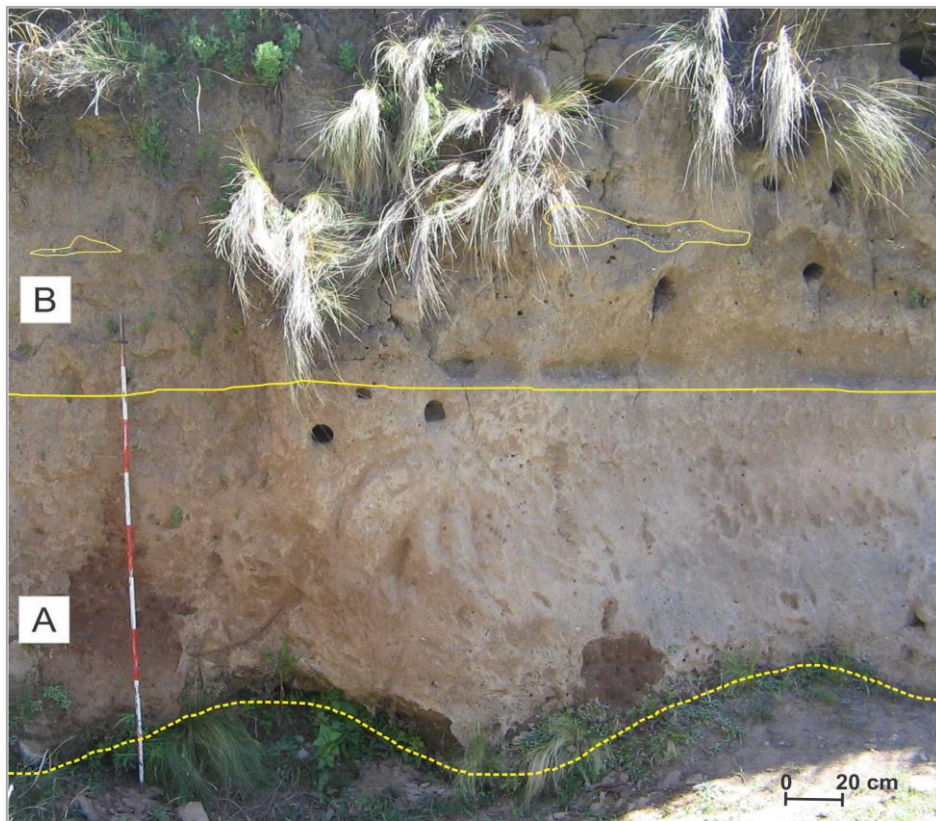
**Descripción:** Este perfil presenta un espesor total de aproximadamente 3m. La unidad inferior posee una geometría tabular, con un espesor de 1,60m, y está conformada por materiales limo-arenosos finos con abundantes gravillas dispersas de hasta 10-15 cm de eje mayor y con un moderado grado de cementación. Esta unidad muestra una coloración pardo rojiza, estructura aparentemente masiva e importante bioturbación. Los 0,40m inferiores de esta unidad poseen una coloración parda más clara siendo materiales más limosos (Fig. V.13 **A**).

En contacto neto se dispone un paquete de 1,10m de espesor formado por secuencias areno-gravosas, que hacia el techo se vuelven arenosas finas-limosas. Localmente se observan niveles con geometría lenticular con estratificación muy grosera y poco marcada (Fig. V.13 **B**).

Hacia el techo del perfil se observa un incremento en el contenido de materia orgánica, y estructuras prismáticas, siendo importante también la actividad radicular.

**Interpretación:** La unidad inferior puede asociarse a un depósito generado por flujos hiperconcentrados, a partir de la removilización de los depósitos loésicos presentes en el área, mientras que las secuencias superiores se corresponden con eventos fluviales efímeros de energía decreciente, asociados a rellenos de canal y episodios de desbordes.

Andreazzini (2015) correlaciona los depósitos de flujos hiperconcentrados pardo rojizos a la Fm La Invernada (Cantú, 1992), de edad Pleistoceno superior y Holoceno inferior, mientras que asigna a los sedimentos fluviales como modernos (Holoceno superior-actualidad). Actualmente en el techo de este perfil se desarrollan horizontes edáficos.



**Figura V.13.** Perfil sedimentario PM5. (A) Unidad inferior limo-arenosa (B) Unidad areno-gravosa con gradación a arenosa fino-limosa.

**Perfil sedimentario PM6:** (Margen derecha A° Moyano, 32°45'39,37"S y 64°49'31,5"O- Fig. V.14)

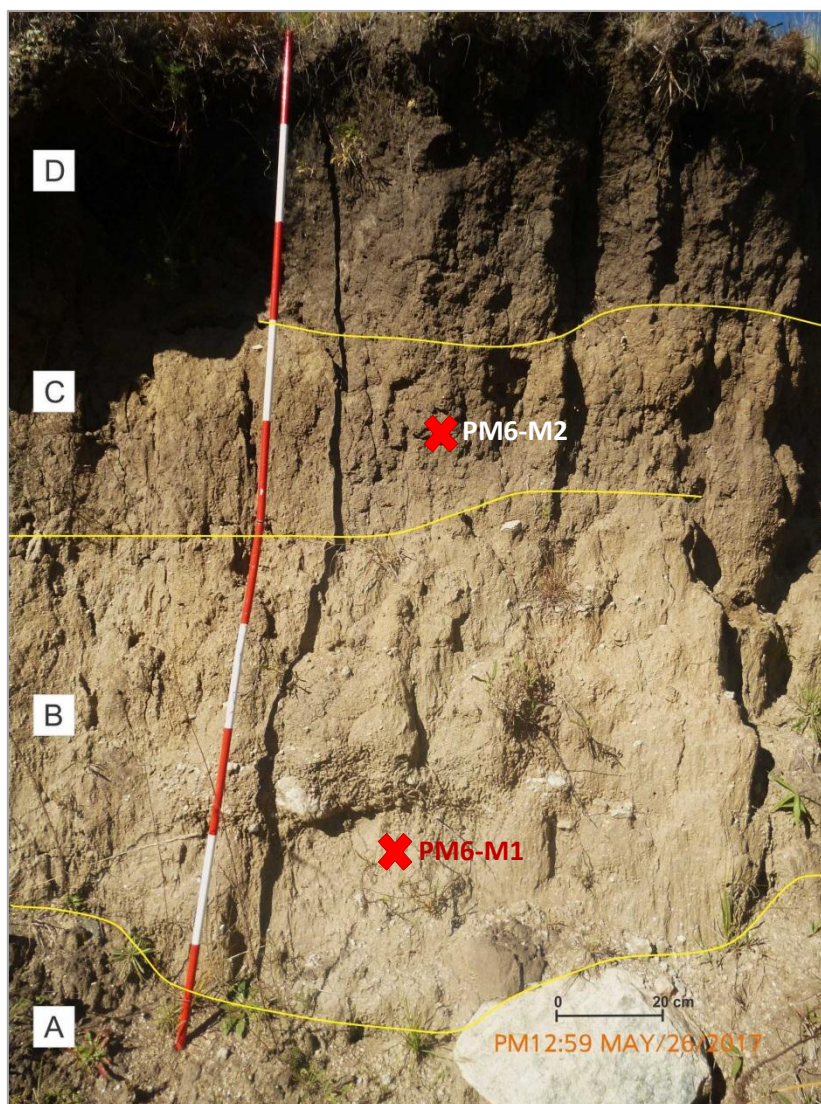
**Descripción:** El perfil tiene un espesor total de 2,15m, donde los primeros 0,40m corresponden a basamento metamórfico con un grado bajo de alteración (Fig. V.14 **A**). Sobre éste se observan 0,80m de regolito muy alterado, que se desintegra en una granulometría gravo-arenosa. Este nivel presenta un color pardo verdoso a grisáceo con algunos niveles blanquecinos más resistentes, que poseen mayor contenido de arcillas (Fig. V.14 **B**). Los materiales de la muestra analizada presentan una distribución unimodal (Fig. V.15), con un dominio de arena media (26,69%), arena fina (19,57%) y arena gruesa (17,48%). Cabe destacar el mayor porcentaje de limos finos más arcillas (9,67%) y la escasez de gravas, comparado con los perfiles anteriores. La distribución es aproximadamente simétrica y denota una selección moderada a buena.

En contacto neto, por encima se encuentra un nivel de 0,20m de espesor, muy cementado, color pardo oscuro, estructura masiva, areno-gravoso, con gravas dispersas en todo el nivel (Fig. V.14 **C**).

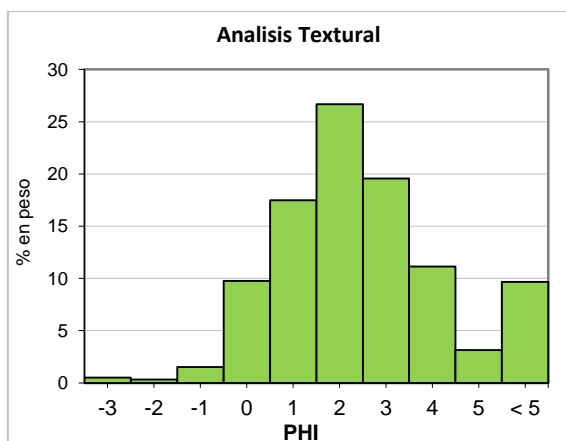
Culminando este perfil se observa un nivel de 0,50m de espesor, color pardo muy oscuro, con alta bioturbación y estructura masiva (Fig. V.14 **D**). Los materiales de la muestra presentan una distribución bimodal (Fig. V.16), donde las modas dominantes corresponden a grava mediana (19,58%) y arena gruesa (15,24%), seguidos por un alto porcentaje de arena media (14,11%) y arena muy gruesa (12,57%). Este histograma muestra una distribución asimétrica positiva y una pobre a muy pobre selección

**Interpretación:** Sobre basamento alterado yacen depósitos sedimentarios producto de diferentes eventos de flujos hiperconcentrados asignados al Holoceno. Las cementaciones carbonáticas se asociarían a ciclos de mayor aridez.

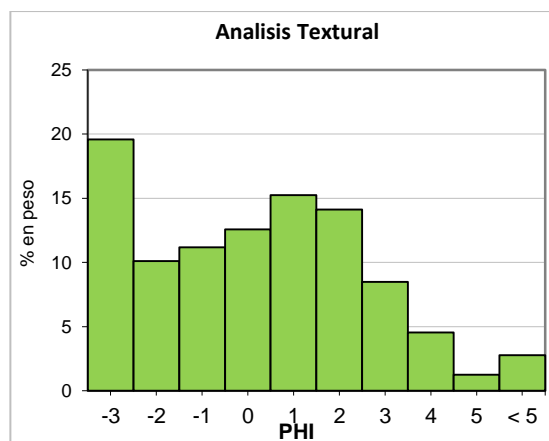
La parte superior de este perfil presenta un suelo con alto contenido de materia orgánica.



**Figura V.14.** Perfil sedimentario PM6. (A) Basamento alterado, (B) Regolito, (C) Nivel arenoso pardo oscuro y (D) Nivel arenoso pardo muy oscuro. X-Sitios de muestreos PM6-M1 y PM6-M2.



**Figura V.15.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM6-M1.



**Figura V.16.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM6-M2.

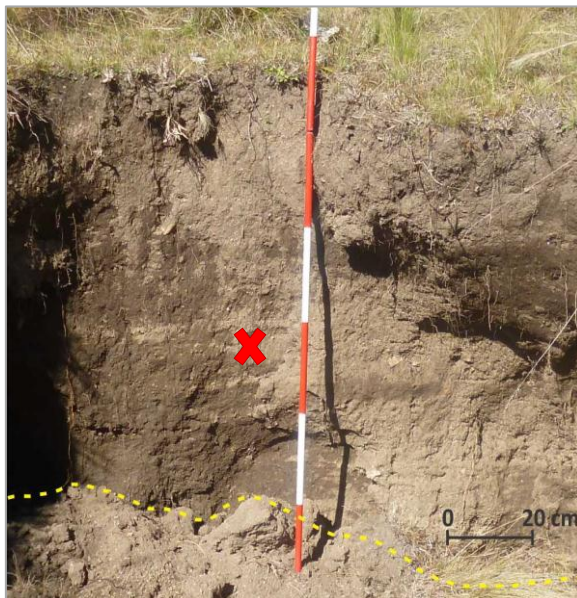
**Perfil sedimentario PM7:** (Cabecera de cárcava, 32°45'40,9"S y 64°49'30,3"O- Fig. V.17)

**Descripción:** Este perfil posee un espesor de 1m y muestra una secuencia homogénea de color pardo a pardo oscuro, caracterizada por una fracción granulométrica arenosa gruesa con gravas dispersas (eje mayor de hasta 3cm) (Fig. V.17). Los materiales de la muestra analizada presentan una distribución unimodal, simétrica, con modas dominantes en arena muy gruesa (28,27%) y arena gruesa (27,21%), y una selección muy buena a buena (Fig. V.18).

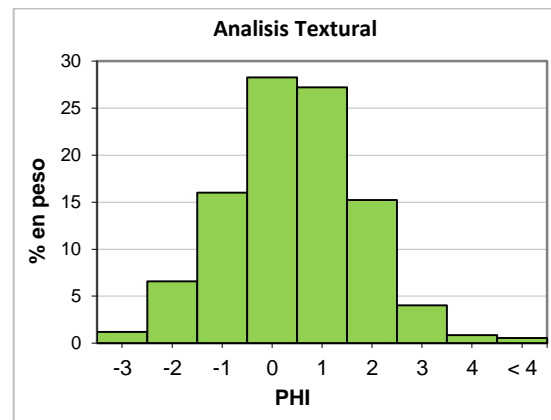
En general, la secuencia exhibe una estratificación grosera tabular, con una estructura interna masiva. Se observa en todo el perfil una importante actividad radicular (Fig. V.17).

**Interpretación:** Este depósito masivo conformado por arena gruesa es interpretado como producto de flujos hiperconcentrados, con predominio de flujos en manto. Debido a su similitud con depósitos ya descritos anteriormente, se los asigna al periodo del Holoceno.

Por último, en la parte superior de esta secuencia se reconoce un suelo poco desarrollado.



**Figura V.17.** Perfil sedimentario PM7, Secuencia homogénea arenosa gruesa con gravas dispersas y estratificación grosera. X-Sitio de muestra PM7-M1



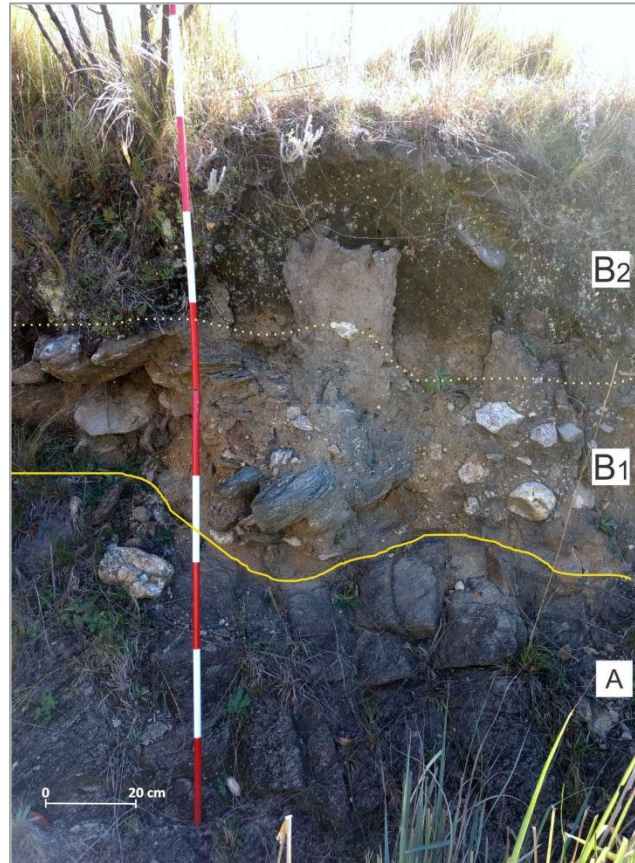
**Figura V.18.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM7-M1.

**Perfil sedimentario PM8:** (Margen izquierda A° Moyano, 32°45'37,6"S-64°49'29,4"O – Fig. V.18)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor aproximado de 1m y se apoya sobre basamento metamórfico (Fig. V.18 A). La secuencia se conforma de una unidad de estructura masiva y grano decreciente, cuya base (0,56m de espesor está representada por un depósito pardo claro, clasto sostén, con bloques metamórficos (algunos de ellos muy alterados), de 0,10-0,20m de eje mayor, no imbricados, en una matriz gravo-arenosa (Fig. V.18 B1). Este nivel de mayor granulometría grada transicionalmente a un depósito masivo matriz sostén, el cual está compuesto por grava-arenosa con algunos bloques dispersos de hasta 0,14m de eje mayor (Fig. V.18 B2).

En el nivel superior del perfil se incrementa la materia orgánica y la actividad de raíces.

**Interpretación:** La base de este perfil se interpreta como un depósito de flujos hiperconcentrados de alta energía y capacidad de transporte, removiendo bloques mayores disgregados de los afloramientos metamórficos. Los niveles superiores corresponden a depósitos similares, pero de menor energía, en los cuales se observa un suelo poco desarrollado. Todo el paquete se asigna al Holoceno superior.



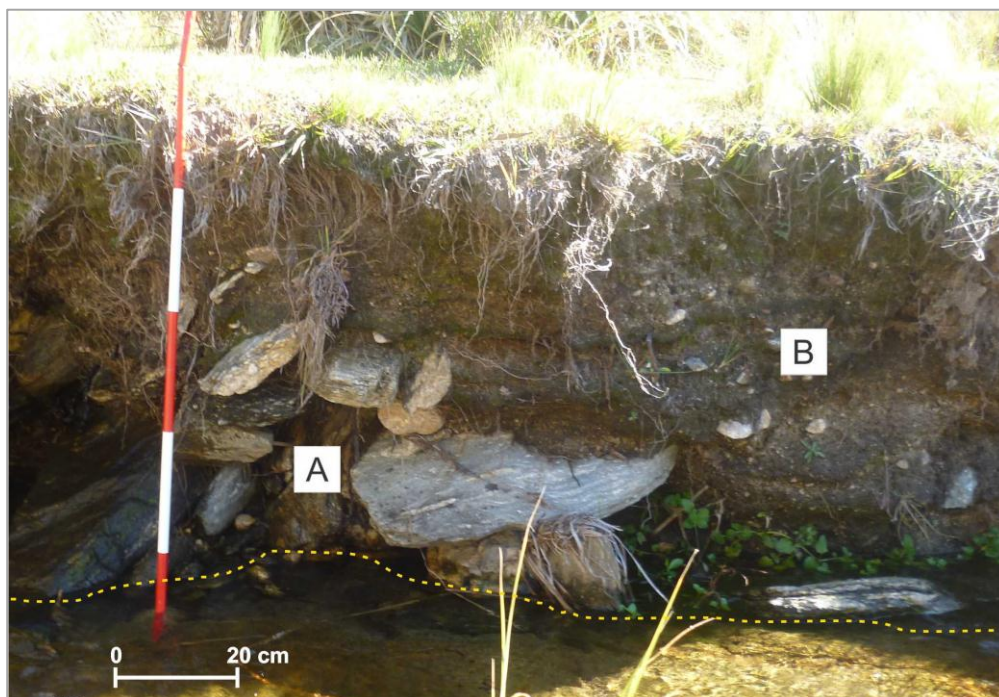
**Figura V.18.** Perfil sedimentario PM8. (A) Basamento metamórfico, (B1) Nivel clasto sostén, (B2) Nivel matriz sostén.



**Perfil sedimentario PM9:** (Margen izquierda A° Moyano, 32°45'34,8"S-64°49'28,3"O- Fig. V.19)

**Descripción:** El perfil presenta un espesor total de 0,77m, y se inicia con un depósito clasto soportado de 0,36m de espesor y geometría lenticular, compuesto por bloques metamórficos (0,15-0,52m de eje mayor), algunos de los cuales se presentan imbricados (Fig. V.19 **A**). Supreyace una secuencia de 0,63m de potencia, con estratificación laminar planar (localmente en artesas), compuesto por niveles de arena gruesa gravosa y otros arenosos finos a medios (Fig. V.19 **B**). En la parte superior es importante la actividad radicular.

**Interpretación:** Este perfil representa consecutivos eventos fluviales modernos (Holoceno superior-actualidad) de relleno de canal, los cuales muestran una variación de la energía del sistema. En una primera instancia se determina un evento de alta energía el cual genera barras psefíticas residuales (tipo lag), y luego el sistema fluvial disminuye la energía generando depósitos homogéneos más finos de relleno de canal. Actualmente sobre estos depósitos se desarrollan procesos edáficos.



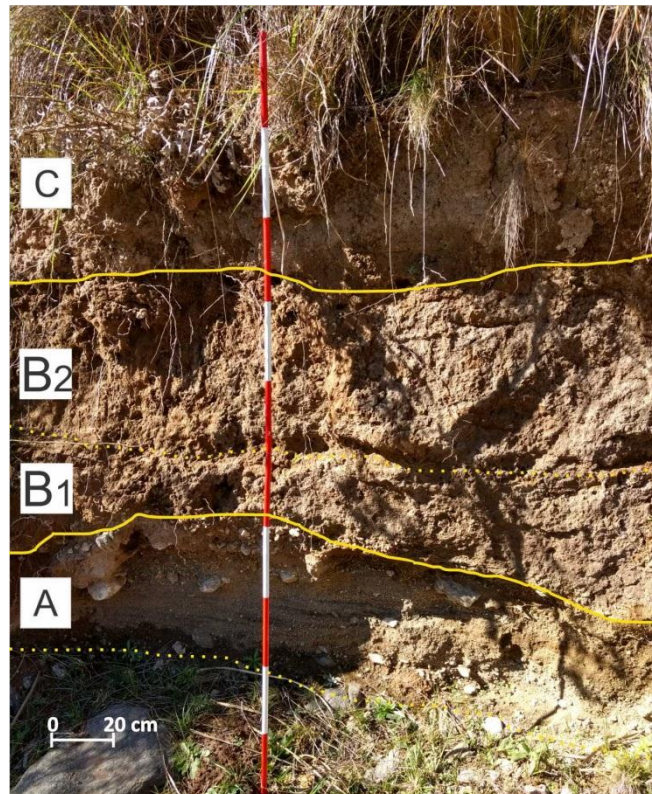
**Figura V.19.** Perfil sedimentario PM9. (**A**) Depósitos fluviales de alta energía y (**B**) moderada energía.

**Perfil sedimentario PM10:** (Margen derecha A° Moyano; 32°45'30,2"S y 64°49'25,5"O- Fig. V.20)

**Descripción:** Este perfil, de base cubierta, presenta un espesor de 1,95m, y un color pardo rojizo homogéneo. La unidad inferior, de 0,35m de potencia, es gravo-arenosa gruesa, y muestra una estratificación laminar planar bien marcada. Hacia el techo exhibe un nivel compuesto por clastos metamórficos de hasta 0,4m de eje mayor y pobre imbricación (Fig. V.20 A).

Suprayace una segunda unidad con un espesor de 0,70m y estratificación granodecreciente. Los primeros 0,20m están compuestos por arena fina a media, un importante porcentaje de arcillas y pocas gravillas dispersas (Fig. V.20 B1). En contacto gradual se reconoce un segundo nivel (0,45m) arenoso muy fino a fino, con un alto porcentaje de arcillas (Fig. V.20 B2).

Por último, la unidad C, con un espesor de 0,50m, se compone de arenas con marcada cementación de carbonatos. Esta unidad presenta una alta bioturbación y actividad radicular (Fig.V.20 C).



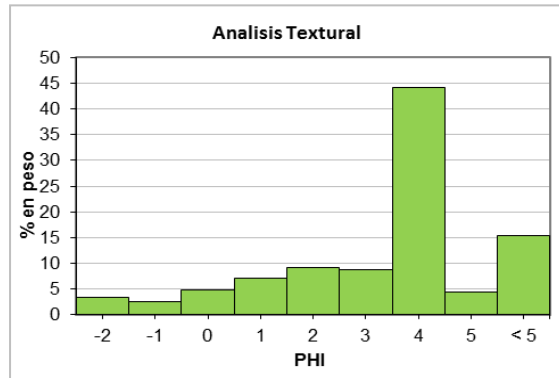
**Figura V.20.** Perfil sedimentario PM10. (A) Unidad fluvial de relleno de canal grano decreciente. (B) Depósitos de desbordes/flujo hiperconcentrados: (B1) Nivel arenoso medio a fino con arcillas, (B2) Nivel arenoso fino a muy fino con arcillas y (C) Nivel con carbonatos.

**Interpretación:** La unidad A se interpreta como una secuencia fluvial de relleno de canal, mientras que la unidad B se asigna a eventos de desbordes/flujo densos, que generan depósitos más finos con alto contenido de arcillas. La presencia de carbonatos en los niveles superiores (unidad C) del perfil se asociaría a periodos más secos, con balance hídrico negativo. Actualmente estos depósitos presentan perfiles edáficos con un pobre desarrollo.

Respecto a la edad, por su coloración, grado de cementación carbonática y correlación con otros perfiles descritos en el área por Andreazzini *et al.* (2017) se asignan al Pleistoceno superior-Holoceno inferior.

**Perfil sedimentario PM11 A:** (Margen derecha A° Moyano, 32°45'31,2"S y 64°49'25,8"O- Fig. V.20)

**Descripción:** Este perfil presenta un espesor de 3,80m, donde los 2,8 m inferiores corresponden a un depósito bien seleccionado constituido por arena muy fina-limo, levemente gravosa. Los materiales de la muestra analizada presentan una distribución bimodal, con modas del 54,19 % en arenas muy finas y 15,45% en limo medio-fino más arcillas (Fig. V.21). Este histograma es asimétrico negativo, debido al importante porcentaje de sedimentos gruesos e indica una muy buena a buena selección (Fig. V.22)



**Figura V.22.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM11A-M1.

Este depósito, de color pardo rojizo claro, exhibe una estructura laminar planar (Fig. V.21 **A1**), y, localmente, laminar cruzada o artesas poco definidas (Fig. V.21 **A2**). En los niveles superiores se observan tabiques verticales (de aprox. 5cm de espesor) rellenos de carbonatos (Fig. V.21 **A3**).

Suprayace, mediante contacto neto, un paquete de 1m de potencia de materiales arenosos con gravillas dispersas, masivos, de color pardo oscuro, con incremento de raíces hacia el techo (Fig. V.21).

**Interpretación:** Esta secuencia se interpreta como depósitos de materiales loésicos/loessoides y subordinadamente materiales más gruesos, provenientes del basamento, removilizados localmente por canales efímeros/flujo mantiformes.

La presencia de grietas verticales rellenas con carbonatos indican una disminución de la disponibilidad de agua, evidenciando condiciones más semiáridas-áridas.

Secuencias similares fueron datadas en pampas de altura próximas arrojando edades de  $23,0 \pm 2,25$  ka (Pleistoceno superior) para los depósitos loessoides y  $4180 \pm 80$  años AP (Holoceno medio-superior) para los calcretos (Andreazzini *et al.*, 2013). Los depósitos superiores corresponderían a flujos hiperconcentrados del Holoceno medio-superior.



**Figura V.21.** Perfil sedimentario PM11A. (A1) Estructura laminar planar, (A2) Estructura laminar cruzada, posiblemente en artesas, (A3) Tabiques verticales rellenos de carbonatos. X-Sitio de muestra PM11-M1

**Perfil sedimentario PM11 B:** (Margen derecha A° Moyano, 32°45'31,3"S-64°49'25,5"O-Fig.V.23)

**Descripción:** Este perfil se ubica aproximadamente a 20m del anterior, tiene 1,80m de espesor y base cubierta, está constituido por sedimentos arenosos muy finos-limosos, de color pardo rojizo oscuro en la base y más claro hacia el techo, cementados y con estructura masiva a finamente laminada (Fig. V.23).

En la parte superior de esta unidad se observa una actividad radicular poco marcada

**Interpretación:** Estos depósitos serían producto de flujos hiperconcentrados/arroyada difusa, que removilizaron localmente sedimentos provenientes de los depósitos loésicos/loessoides presentes en las pampas de altura cercanas.

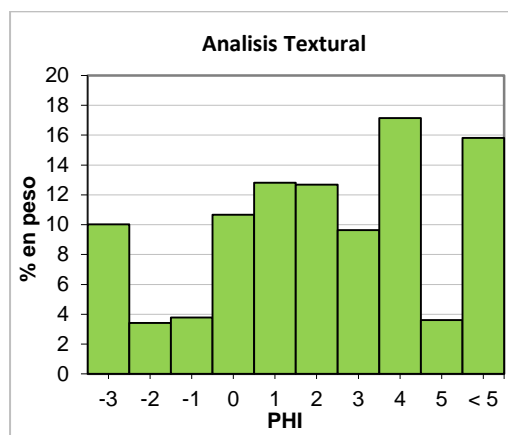
Estas características son similares a las descritas en el PM 5A, por lo que se consideran a esta secuencia de edad Pleistoceno superior y Holoceno inferior, correlacionables con Fm La Invernada (Cantú, 1992).



Figura V.23. Perfil sedimentario PM 11B

**Perfil sedimentario PM12:** (Margen derecha A° Moyano, 32°45'20,7"S y 64°49'18,3"O- Fig. V.24)

**Descripción:** Este perfil presenta un espesor de 1,45m. En la base se observa una unidad de color pardo rojizo, con estructura masiva y espesor de 0,50m, compuesta por arena muy fina limo-gravosa (Fig. V.24 **A**). Los materiales de la muestra analizada presentan una distribución polimodal, en donde las principales modas son arenas muy finas (17,15%), limo medio-fino más arcillas (15,81%) y grava mediana (10,03%). El histograma posee distribución asimétrica negativa poco marcada e indica una muy pobre selección (Fig.V.25).



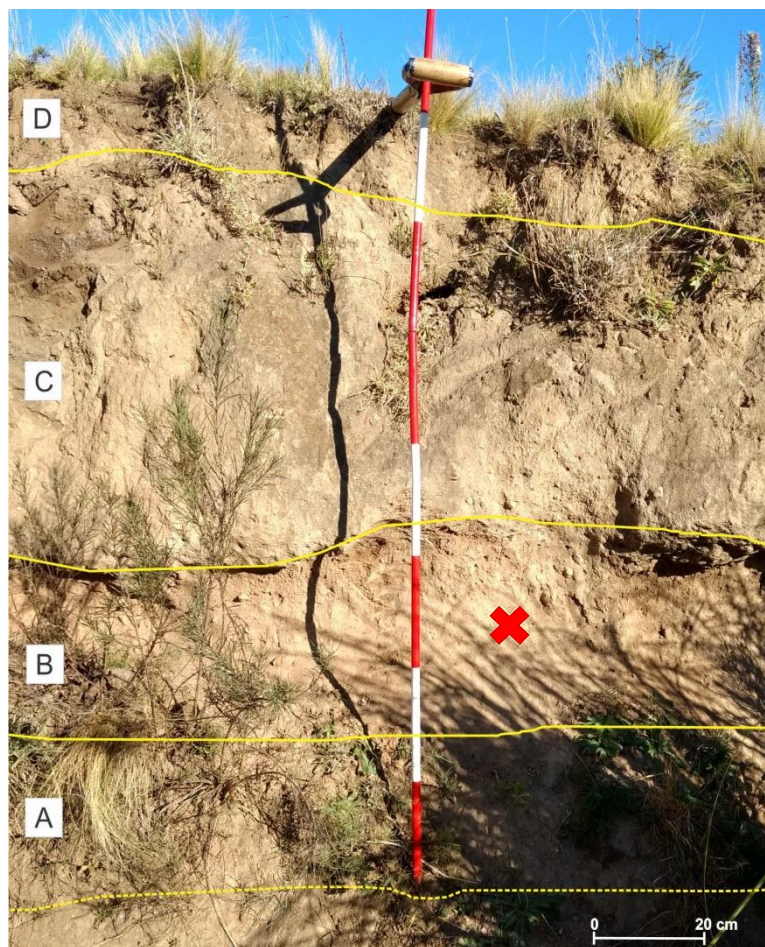
**Figura V.25.** Histograma de distribución granulométrica de la muestra PM12-M1.

En contacto transicional, y límite ondulado, yace una segunda unidad de geometría tabular, con un espesor de 0,40m y color pardo rojizo oscuro. Presenta una granulometría de arena limo gravosa, si bien se determina un mayor porcentaje de arcillas y gravillas dispersas que en la unidad inferior. Muestra una estructura masiva y bioturbación (Fig.V.24 **B**).

Hacia arriba se dispone una tercera unidad, de espesor 0,80m, color pardo claro, compuesta por arena gravosa con clastos dispersos de hasta 0,12m de eje mayor y denota una fuertemente cementación con carbonato. Presenta una estructura masiva, donde las gravillas disminuyen en cantidad y tamaño hacia el techo, al igual que el contenido de carbonatos, por lo que los niveles superiores están menos cementados. En el techo de la unidad se observa mayor grado de bioturbación y contenido de materia orgánica, lo que le otorga un color pardo oscuro (Fig. V.24 **C**).

Culminando el perfil se diferencia una cuarta unidad, masiva, de consistencia muy dura en seco, con un espesor de 0,20m, la cual está compuesta por arenas finas con gravillas dispersas. Muestra mayor bioturbación y actividad radicular que los niveles inferiores, por ende presenta un color pardo muy oscuro (Fig. V.24 **D**).

**Interpretación:** Este perfil corresponde a distintas secuencia de flujos hiperconcentrados, que por su coloración, grado de cementación, granulometría dominante y proximidad con los perfiles 11 A y B, se asignan al Pleistoceno superior-Holoceno inferior. El perfil muestra un incipiente desarrollo de suelos.



**Figura V.24.** Perfil sedimentario PM12. (A) Arena limo gravosa, (B) Arena limo gravosa, con mayor porcentaje de arcillas, (C) Arena gravosa, cementada, con estructura masiva y gravillas dispersas, (D) Arenas finas con gravillas dispersas. X-Sitio de muestra PM12-M1



### V.1.2.B.-Síntesis Estratigrafía del Cuaternario

A partir de los perfiles descritos se definen tres unidades cartográficas (Fig. V.1) en función de la fracción granulométrica dominante, el proceso que dio origen al depósito y la edad.

Los sedimentos más antiguos son los depósitos aluviales y de flujos hiperconcentrados de granulometría arenosa muy fina-limosa, coloración pardo rojiza y moderado grado de cementación (Perfiles 5A, 10, 11 A-B y 12), que se asignan al Pleistoceno superior/Holoceno inferior por su similitud con secuencias descritas en la región serrana por Andreazzini *et al.* (2013) y Andreazzini (2015). Esta unidad litológica se denomina **"Sedimentos arenosos muy finos-limosos aluviales/flujos hiperconcentrados"**.

Por otra parte, de edad Holocena/actualidad, se identifica una unidad de gran extensión areal, conformada por sedimentos asociados a flujos hiperconcentrados, con una granulometría arenosa gruesa a media con gravas dispersas y color pardo oscuro. Estos depósitos están representados por las unidades denominadas **"Sedimentos areno-gravosos de flujos hiperconcentrados"**.

Por último se reconocen secuencias fluviales arenosas gruesas-aglomerados (Perfiles 5B y 9), depositadas durante el Holoceno superior-actualidad. Esta unidad litológica se denomina **"Sedimentos arenoso-gravosos fluviales"**.



## V.2- Características Estructurales

---

Las estructuras reconocidas en la cuenca del arroyo Moyano se presentan en la Figura V.1.

### *V.2.1-Estructuras de deformación dúctil.*

Las estructuras producto del campo de deformación dúctil se relacionan directamente con la foliación de las distintas rocas metamórficas (gneis y migmatitas), que según Rey Ripoll (2008) tienen un rumbo que varía entre N 20° y N 25°. Esta última dirección se observa claramente en el sector oriental de la cuenca.

Por otra parte, las protomilonitas se caracterizan por presentar una foliación milonítica (S3), la cual es producto del retrabajo de las estructuras S2 por efecto de la Faja de Cizalla de Guacha Corral, esta foliación tiene un rumbo promedio de N 40° y un buzamiento de 30° hacia el Este (Fagiano, 2007).

### V.2.2-Estructuras de deformación frágil.

Estas estructuras, muy significativas en el control de la red de drenaje, presentan tres direcciones principales. Una de ellas, NNE-SSO coincide con la faja de cizalla Guacha Corral y controla el curso principal.

Perpendicular a esta dirección se observan otras fracturas con rumbo NO-SE, las cuales controlan los tributarios mayores de la cuenca y además al A° Papagayos, al cual confluye el A° Moyano (Figs. III.2)

Por último, se reconoce un tercer sistema, de orientación NE-SO, que controla tributarios menores y, a escala regional, se asocia a los juegos de fracturas radiales que afectan al plutón Alpa Corral (Figs. III.2 y III.4)



### V.3- Características Geomorfológicas

---

Conforme lo presentado en el mapa de la figura III.5, esta cuenca se desarrolla en la Pendiente estructural oriental de la Sierra de Comechingones, donde dominan morfologías denudativas, asociadas a ciclos erosivos pre-ándicos con distinto grado de preservación en función de la actividad fluvial posterior.

En la figura V.25 se presenta el mapa geomorfológico local, en el cual se definen tres unidades de primer orden y subunidades, cuyo relieve está muy condicionado por las diferentes litologías aflorantes. Las principales características morfométricas de la cuenca (pendientes, altitud) se presentan en las figura V.27 **A** y **B**. Se reconocieron las siguientes unidades:

***Unidad I: "Pendiente occidental incidida"***

***Unidad II: "Pendiente oriental poco incidida"***

***Unidad III: "Depresión central"***

***Subunidad III.A:*** Sector meridional con afloramientos dispersos

***Subunidad III.B:*** Planicie de agradación Moyano

***Subunidad III.C:*** Faja fluvial

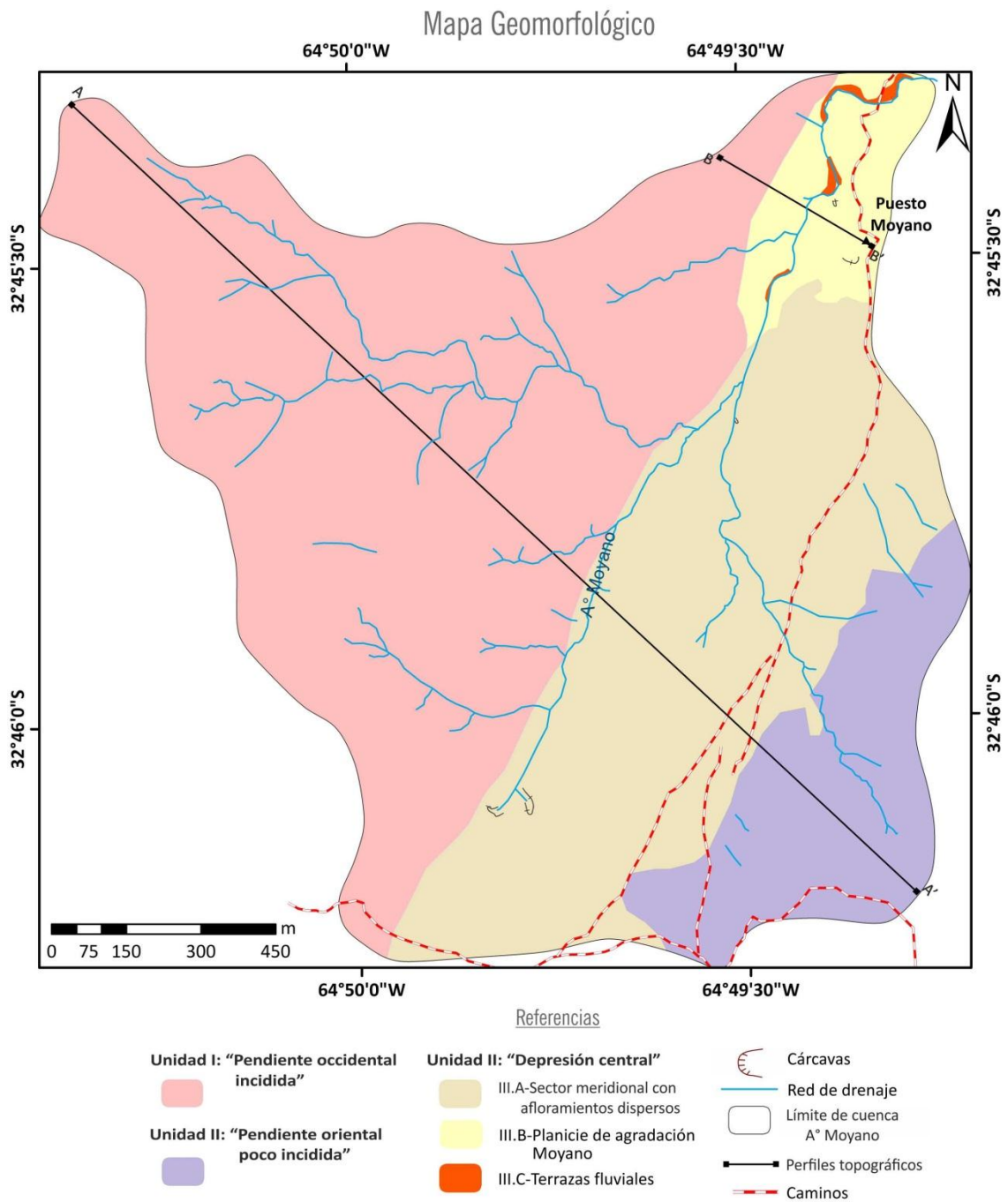
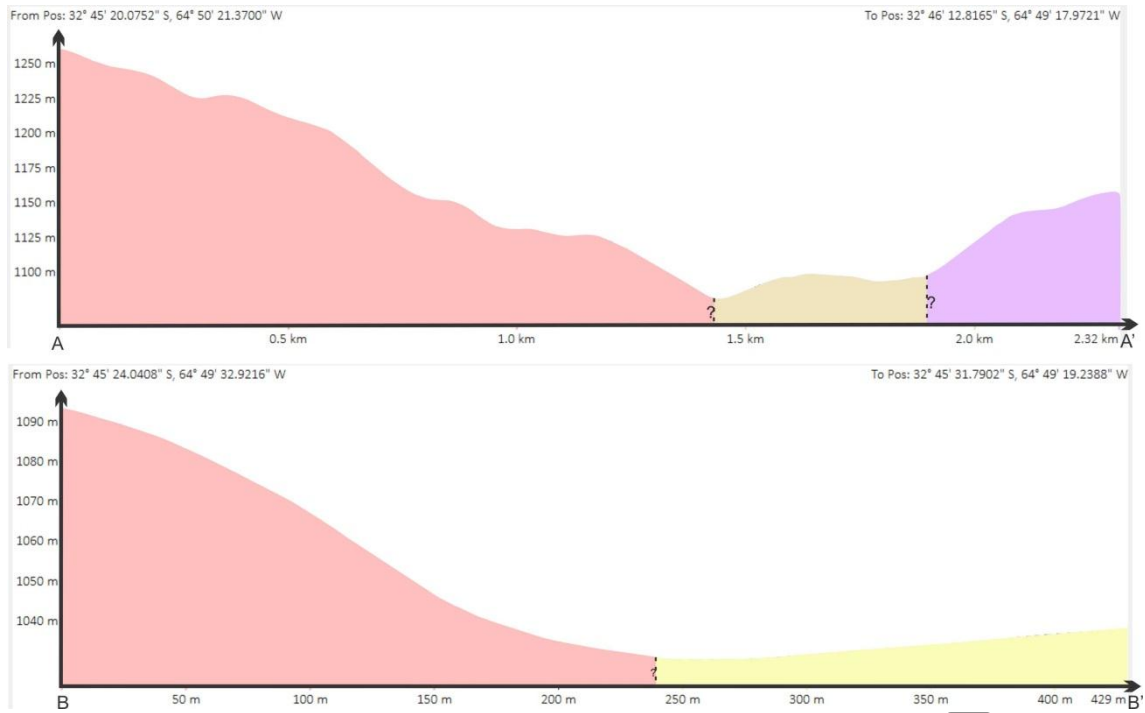


Figura V.25. Mapa geomorfológico de la cuenca A° Moyano.



**Figura V.26.** Perfiles topográficos A-A' y B-B' (localización en Fig. V.25). REFERENCIAS: I-Pendiente occidental incidida, II-Pendiente oriental poco incidida, III.A-Sector meridional con afloramientos dispersos, III.B-Planicie de agradación Moyano

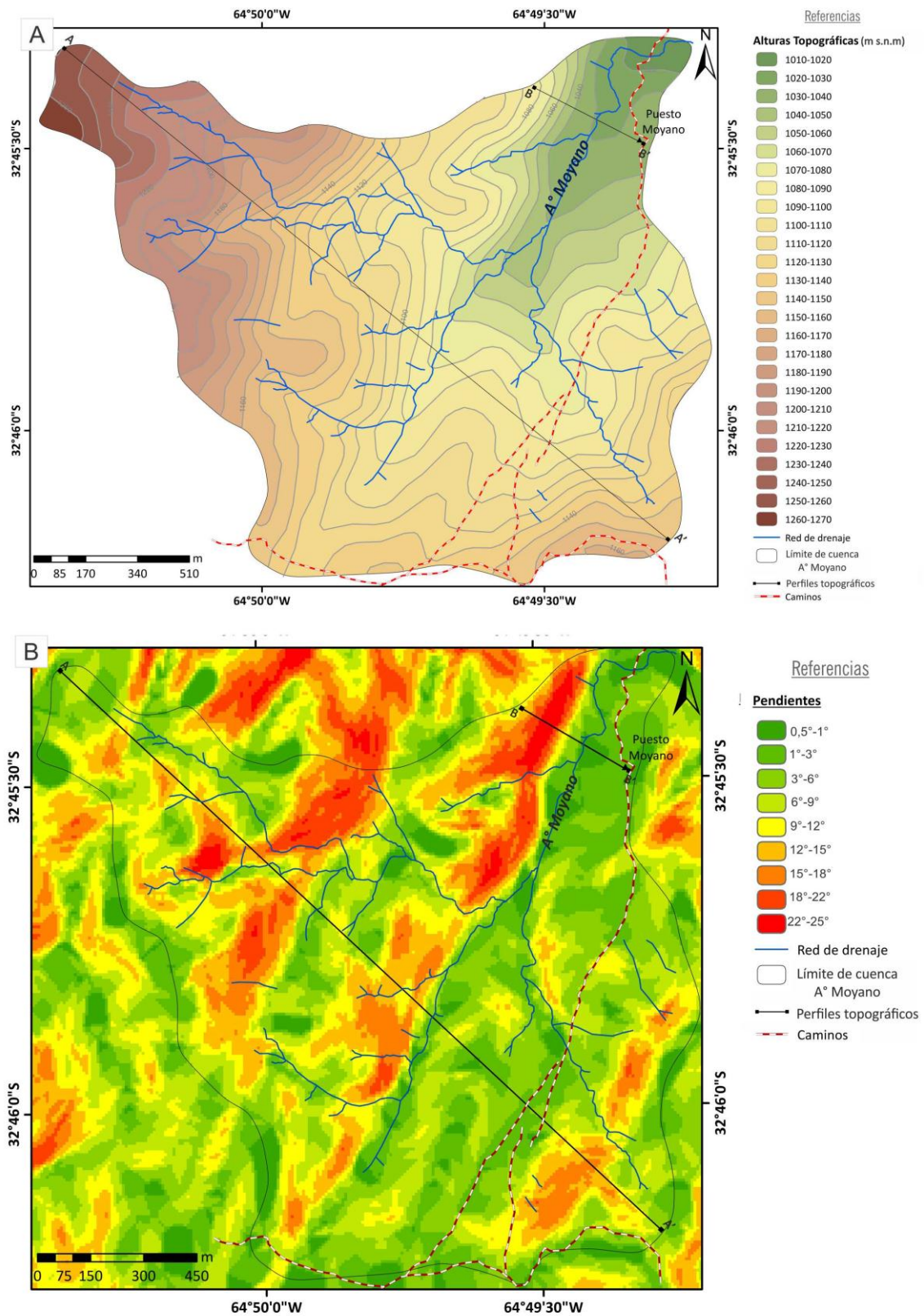


Figura V.27. (A) Mapa topográfico y (B) Mapa de pendientes de la cuenca Moyano.

### V.3.1-Descripción de Unidades Geomorfológicas.

#### Unidad I: "Pendiente occidental incidida"

Esta unidad es la de mayor extensión areal (1,14km<sup>2</sup>), se la reconoce entre los 1270 y 1030 m s.n.m. y presenta una pendiente en general elevada, del orden de 15° (33%) (Figs. V.26 y 27).

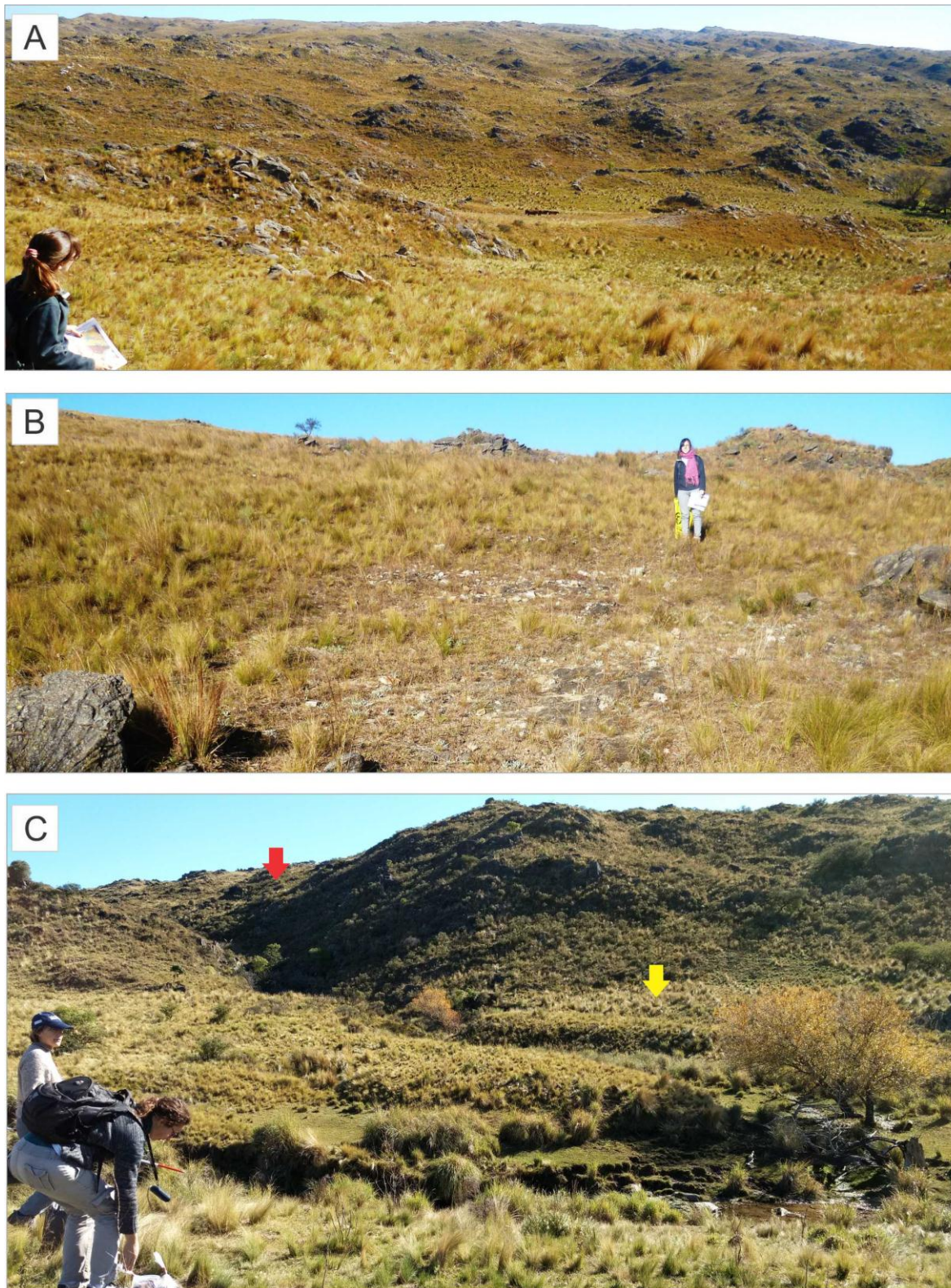
Presenta un paisaje homogéneo de lomadas suaves (Figs.V.28 y 29 **A**), desarrollado en gneis migmáticos mostrando alternancia de formas crestiformes y otras algo más redondeadas a subredondeadas, alineadas u orientadas según la esquistosidad/foliación de la roca. En general la unidad presenta una significativa cubierta vegetal (dominan pastizales) que estabiliza los taludes cubiertos de una delgada capa sedimentaria y, localmente, en algunos sectores asociados a los afloramientos rocosos, se reconocen procesos activos que originan superficies arenizadas y de bloques angulosos, con eje mayor de 0,10-0,20m (Fig. V.29 **B**).

En esta unidad se observa la mayor densidad de drenaje de la cuenca, controlada por la estructura, especialmente los sistemas NO-SE y NE-SO. Los cursos poseen un canal de lecho rocoso con un diseño rectilíneo y conforman valles en forma de "V", los cuales son relativamente angostos e incididos (Fig. V.29 **C**).

Al pie de las pendientes y en el fondo de los valles, se observan pequeñas cárcavas desarrolladas en depósitos de flujos hiperconcentrados.



Figura V.28. Vista hacia el Sur de los ambientes geomorfológicos de la cuenca del A° Moyano.



**Figura V.29.** (A) Paisaje metamórfico de la unidad I. (B) Vista de afloramientos con superficies arenizadas/de bloques. (C) Vista de valles en forma de "V" en la unidad I (Flecha roja), y contacto entre las unidades I y III (Flecha amarilla).

## Unidad II: "Pendiente oriental poco incidida"

Esta unidad, conformada por amplias lomadas (Fig. V.28), ocupa un área de 0,26km<sup>2</sup> y se desarrolla también sobre gneis migmáticos. Se ubica entre los 1170 y 1070 m s.n.m. y a diferencia de la unidad anterior, muestra una pendiente de 13°-10° (29-22%), que luego disminuye paulatinamente hacia el sector cumbral, a valores de 5°-2° (11-4%) (Figs. V.25 y 27, y perfil topográfico A-A' en Fig. V.26).

Los afloramientos metamórficos presentan morfologías crestiformes orientadas según la foliación de la roca (Fig. V.30). También las laderas de esta unidad denotan una importante cubierta sedimentaria, formada por depósitos de flujos hiperconcentrados, los cuales muestran una importante cobertura vegetal, favoreciendo a la estabilidad de los taludes y por ende disminuyendo las tasas de erosión y transporte (Fig. V.30).

En este sector de la cuenca la red de drenaje tiene menor densidad, se destaca un único tributario, el cual está controlado por fracturas NO-SE. El mismo posee un canal de lecho rocoso que en determinados sectores se vuelve mixto, con un diseño rectilíneo y valle en forma de "V" relativamente amplio, con relleno sedimentario y poco incidido, en comparación a los observados en la unidad anterior (Fig. V.30).



**Figura V.30.** Unidad II, paisajes crestiformes con importante cubierta sedimentaria y valles amplios, pocos incididos.



### Unidad III: "Depresión central"

Esta unidad constituye una depresión topográfica de dirección NNE-SSO, asimétrica (Fig. V.28), que se desarrolla entre los 1130 y 1020 m s.n.m., ocupando un área de 0,76km<sup>2</sup> (Fig. V.27).

Su origen se asociaría a la menor resistencia de las protomilonitas frente a procesos denudativos en comparación con los gneis migmáticos. Se distinguieron dos subunidades:

#### Subunidad III.A: Sector meridional con afloramientos dispersos

En este sector la depresión presenta un relieve ondulado, con una pendiente hacia el Norte y Oeste, que varía entre 1° a 3° (2-6%) (Perfil A-A' en Fig. V.26, y Figs. V.27, 28 y 31 A y B). En algunos sectores existen afloramientos dispersos que generan un resalto topográfico de mayor pendiente, aproximadamente de 7° (15%). Particularmente, estos afloramientos de protomilonitas se observan como pequeñas lomadas suaves aisladas con morfologías redondeadas a subredondeadas (Fig. V.31 A).

Debido a las características topográficas, dominan procesos de agradación coluviales y aluviales. De este modo el basamento está cubierto por secuencias de hasta 2 m de potencia, como las descritas en los perfiles PM 1, 2 y 3 de este capítulo.

En general el paisaje es estable, presentando un alto grado de cobertura vegetal, si bien en algunos sectores se observan procesos de erosión hídrica, representados por cárcavas (Fig. V.31 A).

En esta unidad la red de drenaje presenta baja densidad, los canales están poco incididos y presentan lecho mixto. En su borde occidental drena el colector principal (A° Moyano), controlado por la Faja de Cizalla de Guacha Corral, este curso desarrolla un canal aluvial, rectilíneo, mostrando una sección transversal angosta y poco profunda (Fig.V.32).



**Figura V.32.** A° Moyano con canal aluvial rectilíneo e incidido.



**Figura V.31.** Vistas hacia el Norte de la subunidad III.A, afectada por cárcavas (Señalada con flechas amarillas).

### *Subunidad III.B: Planicie de agradación Moyano*

En el sector norte de la cuenca se observa un paisaje suavemente ondulado (Figs. V.28 y 33), labrado sobre protomilonitas subaflorantes, las cuales se encuentran totalmente cubiertas por secuencias cuaternarias como las descritas en los perfiles PM 5, 10, 11 y 12 de este capítulo.

Esta planicie se desarrolla entre los 1040 a 1010 m s.n.m. y exhibe pendientes muy bajas que varían entre 1° a 2° (2-4%) (Figs. V.25, perfil topográfico B-B' en Fig. V.26 y Fig. V.27).



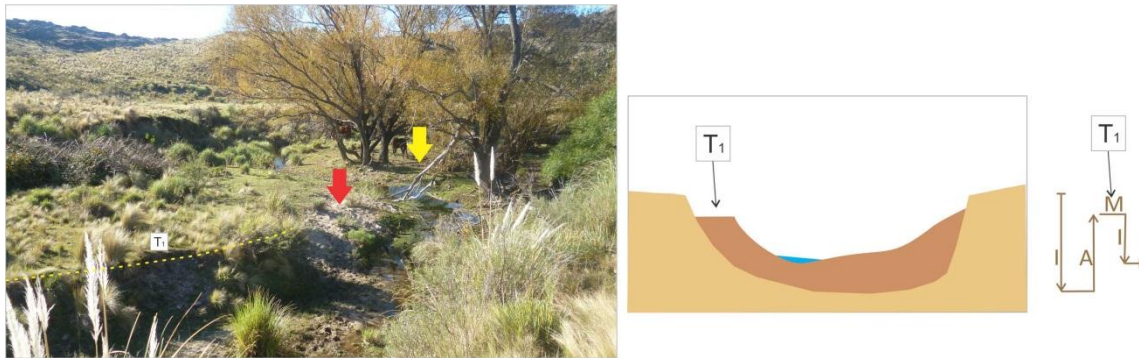
**Figura V.33.** Planicie Moyano, vista al E.

### Subunidad III.C: Faja Fluvial

La faja fluvial del A° Moyano se encuentra mejor representado en el tramo inferior del mismo, en el cual se reconocen localmente un nivel de terraza de agradación y una pequeña llanura de inundación que están constituidas por arenas/gravas y con una gran cubierta vegetal (Fig. V.34).

La T1 (aprox. 1m) se distribuye en una franja muy reducida de la margen izquierda, se forma a partir de un primer evento de incisión, seguido por uno de agradación y migración del canal, y finalmente una nueva etapa de incisión (Fig. V.34).

En este sector el canal es aluvial, está poco incidido, presenta una sinuosidad significativa observándose en algunos sectores procesos erosivos de márgenes y algunas formas de acumulación como barras tipo *lag* y espiras en bordes de meandros.



**Figura V.34.** Vista de la faja fluvial del tramo inferior del e del A° Moyano, donde se observa el canal meandriforme, barras laterales tipo *lag* (Flecha roja), llanura de inundación (Flecha amarilla) y nivel de terraza (T). La imagen de la derecha muestra diagramas y esquemas de evolución de la faja fluvial en este segmento (I: incisión, A: agradación, M: migración).



## Capítulo VI

### Características climáticas

## VI.1-Clima Regional

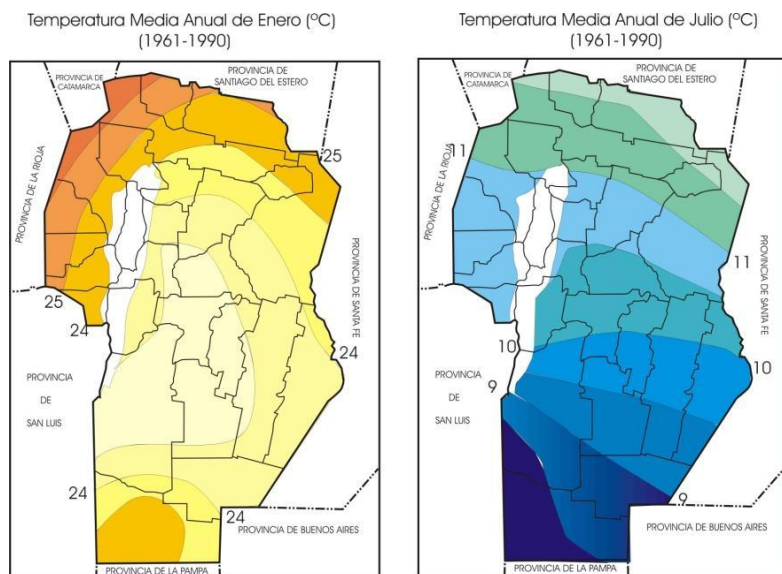
### VI.1.1- Introducción

La provincia de Córdoba, debido a su latitud, se encuentra situada dentro de la zona de climas templados de Argentina con características específicas de una provincia mediterránea. Su clima está regido por cuatro centros de acción, permanentes o semipermanentes, dos de alta presión (el anticiclón del Atlántico y el del Pacífico) y dos de baja presión (los ciclones de las depresiones del NO y de la extremidad sur del país).

Debido a las variaciones en el relieve, en la totalidad de la superficie de la provincia, se pueden observar cambios regionales y locales en el régimen térmico. El mismo queda definido por inviernos rigurosos (entre Junio y mediados de Agosto), con heladas importantes, y veranos medianamente cálidos (entre Diciembre y Marzo). Las excepciones corresponden a las mayores altitudes, sectores de sierra y altiplanicie (Capitanelli, 1979).

### VI.1.2- Temperatura

En la región serrana las temperaturas medias son del orden de 16°C, las medias máximas de 20°C y las mínimas de 9°C, éstas decrecen hacia el nivel de las altiplanicies (2.200 m s.n.m. aprox.) a 10°C, 14°C y 5°C, respectivamente, mientras que en la llanura del Sur de Córdoba, presentan un comportamiento en



**Figura VI.1.** Temperaturas medias de los meses de Enero y Julio. (Tomado de Gorgas *et al.*, 2003)

general más homogéneo, siendo los valores inferiores a 17°C, 25°C y 10°C, respectivamente (Fig. IV.1).

El verano térmico en el Sur de la provincia, presenta temperatura media de más de 20°C e inicia aproximadamente entre Octubre/Noviembre y culmina en Marzo/Abril. Por otro lado, el invierno térmico, presenta una temperatura media inferior a 10°C entre Junio y mediados de Agosto. En general, en los ambientes serranos se suelen

registrar heladas desde el mes de Marzo/Abril hasta Octubre /Noviembre, mientras que en la llanura se dan a partir de Mayo y hasta Septiembre (Capitanelli, 1979).

### VI.1.3- Vientos

Los vientos predominantes en la región son provenientes desde el N/NE y S/SE, presentando velocidades medias que, en la mayoría de los meses, superan los 10km/h y, en ocasiones se registran ráfagas de más de 100km/h. En zonas de llanura, más del 80% de los días son ventosos, aumentando la intensidad en los meses correspondientes a primavera-verano (Capitanelli, 1979).

### VI.1.4- Precipitaciones

En la provincia de Córdoba, en promedio, el 82% de las precipitaciones anuales se concentra en primavera-verano (Octubre-Marzo), mientras que en otoño-invierno (Abril-Septiembre) sólo precipita el 18% restante (Capitanelli, 1979). Esto se debe a que en verano los vientos polar o subpolar que ingresan desde la Patagonia, fenómeno conocido como Anticiclón del Atlántico Sur, se enfrentan con vientos calientes y húmedos que provienen desde las latitudes tropicales, generando importantes precipitaciones (Dasso *et al.*, 2014).

La precipitación media anual en la Provincia de Córdoba para el período 1961-1990, denota un gradiente Este-Oeste desde más de 900mm en la porción oriental del territorio a menos de 600mm en el sector occidental (Fig. IV.2) (Dasso *et al.*, 2014), si bien Blarasin (2003) determinó que en la sierra y pedemonte, se dan grandes variaciones de precipitaciones, por ejemplo, en dos estaciones pedemontanas cercanas (La Aguada y Los Chañares) se registran valores de 737mm y 900mm, respectivamente. Por otra parte, en la llanura las precipitaciones varían desde 800mm (Marcos Juárez) a 586mm (Villa Huidobro), mostrando una disminución de las lluvias desde el Noreste hacia el Sudoeste. A partir de las series estudiadas, diferentes autores (Blarasin, 2003, Dasso *et al.*, 2014) establecieron un notorio incremento en las precipitaciones en los últimos 40 años.

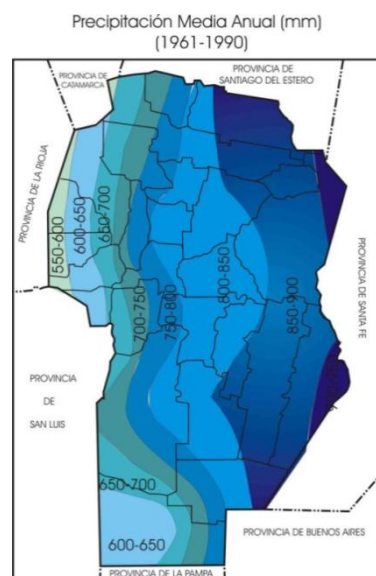
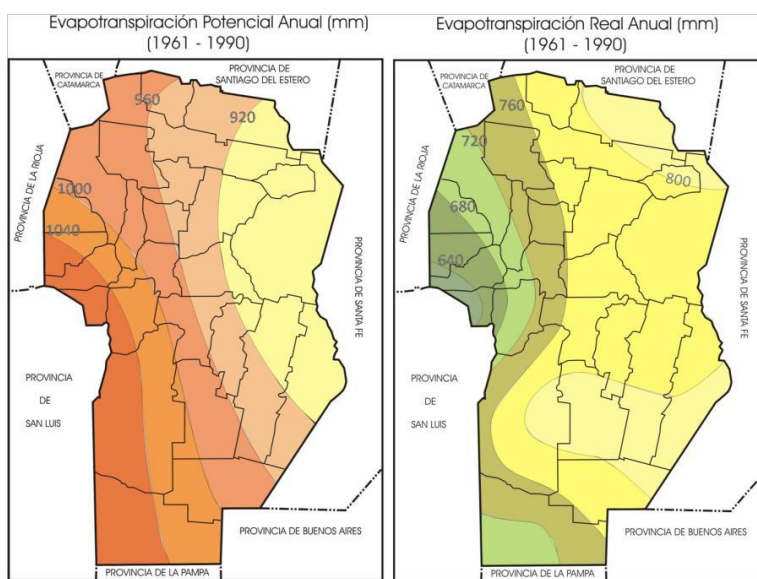


Figura VI.2. Precipitación media anual (mm). Serie 1961- 1990. (Tomado de Gorgas *et al.*, 2003)

### VI.1.5-Evapotranspiración potencial

Las condiciones geográficas, principalmente el factor relieve, juegan un rol fundamental en sectores serranos, donde la evapotranspiración potencial media anual varía entre 688 y 794mm. En general, se observa una disminución de dichos valores hacia las cumbres y altiplanicies. Por otra parte, en la llanura y piedemonte del Sur de la provincia, la evapotranspiración es mayor, del orden de 820mm (Fig. IV.3) (Capitanelli, 1979).



**Figura VI.3.** Evapotranspiración anual de la provincia de Córdoba. (Tomado de Gorgas *et al.*, 2003)

Blarasin (2003) presenta una clasificación climática según Thornthwaite (1948) a partir del balance hídrico modular, la cual determina que para la sierra y pedemonte existe una importante variación climática, desde el tipo subhúmedo-seco con un déficit variable de agua, a subhúmedo-húmedo con nula a pequeña deficiencia de agua en la llanura (que aumenta gradualmente hacia el Suroeste).





## VI.2-Clima Local

---

### VI.2.1- Obtención de datos

Las zonas de estudio se desarrollan en la Sierra de Comechingones, por lo que para caracterizar las precipitaciones locales se analizaron tres series de lluvias, de las cuales una es del sector serrano (Estación La Cumbre) mientras que otras dos se ubican en el pedemonte (Estaciones Las Tapias y Los Chañares). Estas últimas se tuvieron en cuenta debido a que son series de mayor longitud y permiten complementar el análisis de datos. Además, se obtuvieron registros muy limitados pertenecientes a particulares. La ubicación de las estaciones pluviométricas y meteorológicas se presenta en la Figura VI.4.

La estación *Las Tapias*, ubicada en el sector de pedemonte, aproximadamente a 9km de las cuencas de estudio (Fig. VI.4), corresponde a un pluviómetro a cargo de la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SSRH), abarca el período 1938-1964, faltando los años 1952 a 1954 completos, además de algunos meses en otros años. Dicha estación fue reactivada en Junio de 1993, contando con datos de lluvias hasta el presente.

La serie *La Cumbre* es más reciente (Septiembre de 2011 a la actualidad), y pertenece al registro de una estación meteorológica automática instalada por el Dpto. de Geología de la Universidad Nacional de Río Cuarto en la cuenca alta del río Las Cañitas (Fig. VI.4). La estación posee sensores para registro de temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y precipitaciones. Actualmente registra datos a intervalos de 15 minutos y los transmite por sistema de radio a un servidor localizado en la ciudad de Río Cuarto.

Con respecto a los registros de particulares, el más extenso es la serie *Los Chañares*, que corresponde a un pluviómetro localizado aproximadamente a 17,5km al SO de la estación Las Tapias y cuenta con datos de 1941 a 2005. Por otro lado, registros más cortos pero ubicados dentro de la cuenca del Arroyo Arenoso corresponde al *puesto Vilchez* (Fig. VI.4).

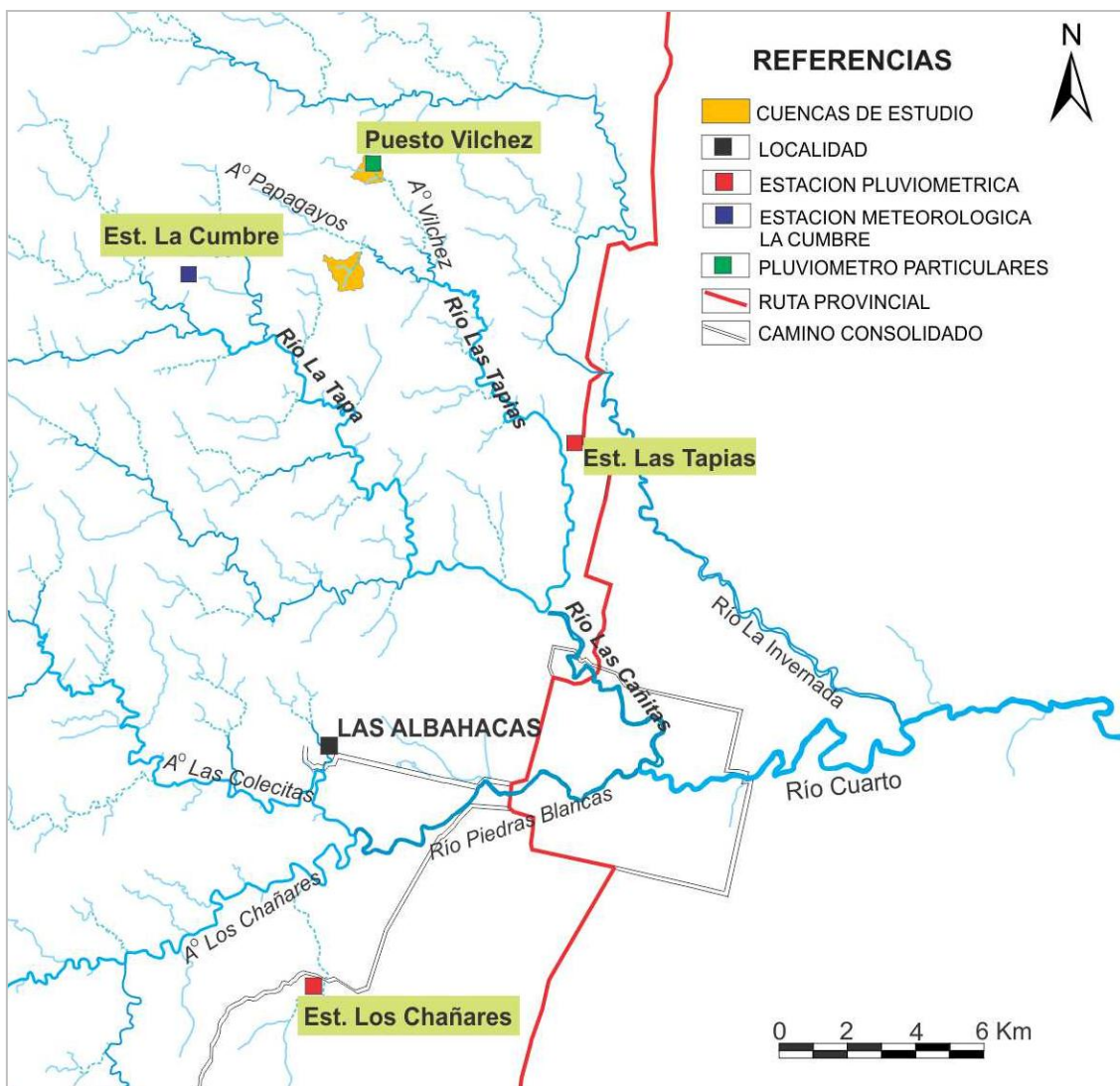


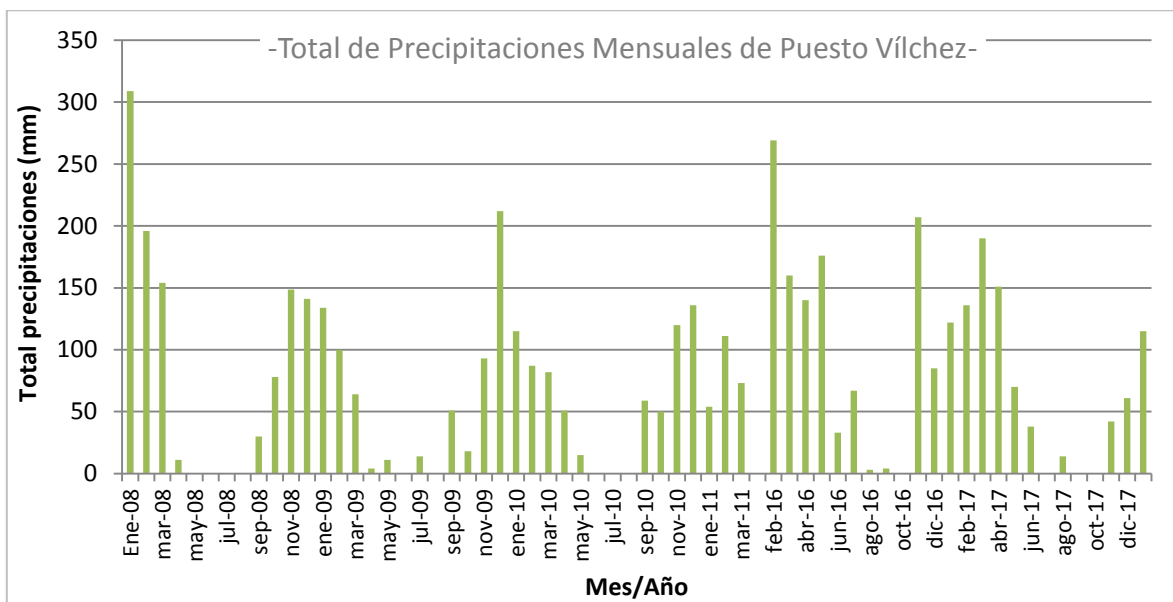
Figura VI.4. Distribución de estaciones pluviométricas y meteorológicas. Modificado de Andreazzini (2015).

## VI.2.2- Precipitaciones

Las condiciones climáticas del ambiente serrano son fundamentales en el funcionamiento hidrológico y morfodinámico de las cuenca estudiadas, controlando no sólo el caudal de base de los principales tributarios y su régimen de crecidas, sino la disponibilidad de sedimentos, los procesos de modelado, el desarrollo edáfico, cobertura vegetal, entre otros.

### VI.2.2.A-Pluviometría

Para las cuencas de estudio, se dispone de registros discontinuos de totales mensuales de precipitación obtenidos en *puesto Vílchez* (Fig. VI.5). De su análisis resulta que los totales de lluvias anuales fueron de 1067,5, 701, 715, 1266, 817mm para los años 2008, 2009, 2010, 2016 y 2017, respectivamente. (Fig. VI.5).



**Figura VI.5.**Total mensual de precipitaciones en puesto Vílchez para el periodo Enero/2008 a Marzo/2011 y Enero/2016 a Diciembre/2017.

Por otro lado, de la estación *La Cumbre* se obtiene el total de precipitaciones mensuales para el periodo Septiembre/2011–Junio/2016 (Fig. VI.6), donde se destacan las importantes lluvias de Febrero del 2014, con un total de 381,7 mm. A pesar del corto periodo de funcionamiento, es posible observar que los meses entre Octubre y Abril concentran la mayor parte de las precipitaciones anuales, mientras que los meses Junio a Agosto registran los menores totales mensuales. Para el año 2012 se registró un total de 836 mm, para el 2013 de 673,8 mm, para 2014 se alcanzó un total de 919,7 mm, para el 2015 de 703,9 mm y desde Enero a Junio del 2016 se obtuvieron 314 mm (Fig. VI.6). Cabe aclarar que entre Julio del 2016 y hasta la redacción de esta tesis la estación no operaba debido a inconvenientes técnicos.

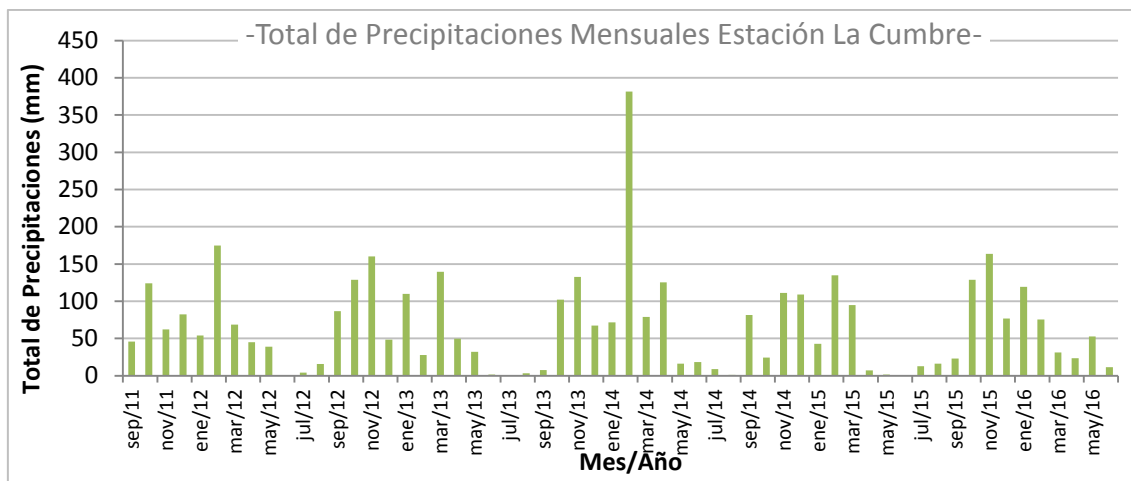
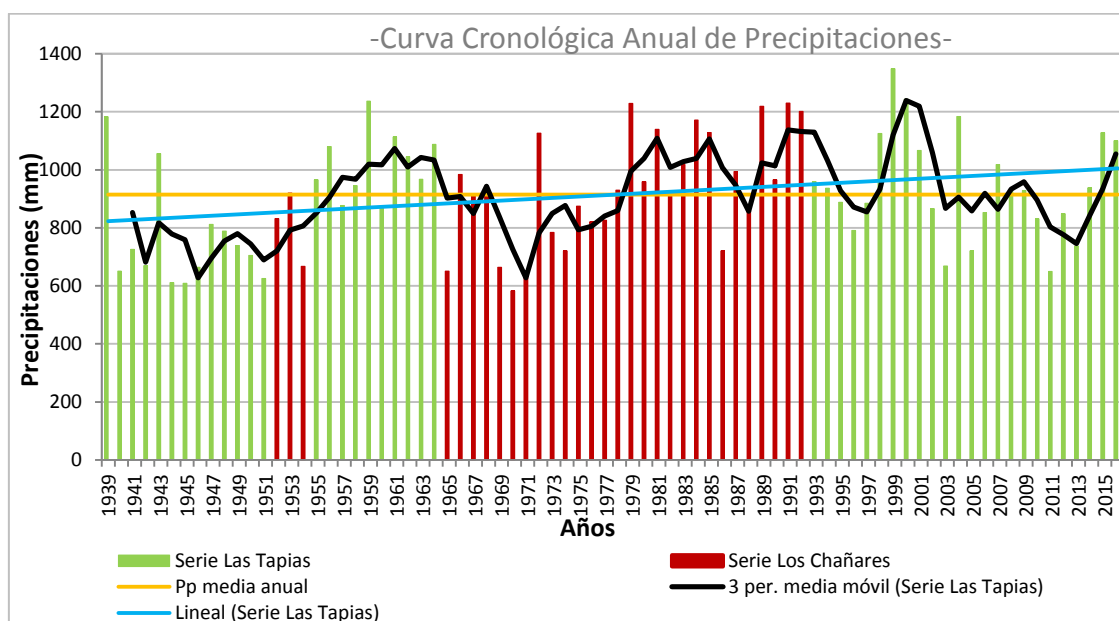


Figura VI.6. Total mensual de precipitaciones en estación La Cumbre para el periodo Septiembre/2011 a Junio/2016.

El registro de la estación *Las Tapias*, al ser el más extenso fue utilizado para la obtención de los principales estadísticos y el análisis de la distribución temporal de las precipitaciones.

### VI.2.2.B-Curva Cronológica Anual de Precipitaciones

Para analizar la evolución temporal de las lluvias del área de estudio se actualizó la curva cronológica anual de precipitaciones confeccionada por Andreazzini (2015) (Fig. VI.7), en la cual se unificaron las series Las Tapias (1939-2016) y Los Chañares (1941-2005). Se incorporó información de los años 2015 y 2016. Se incorporó información de los años 2015 y 2016.



**Figura VI.7.** Curva cronológica anual de precipitaciones, series Las Tapias-Los Chañares (1939-2016). Actualizado de Andreazzini (2015).

A partir de la curva obtenida (Fig. VI.7) es posible reconocer que la precipitación media anual para el período 1939-2016 es de 914mm, registrándose las menores precipitaciones en el año 1970 (582mm, serie Los Chañares) y las máximas lluvias en 1999 (1348,3mm, serie Las Tapias). Además, se observa una marcada alternancia de períodos húmedos y secos, y a partir del año 1972 se reconoce una tendencia ascendente de las precipitaciones que en la mayoría de los años superan el valor medio.

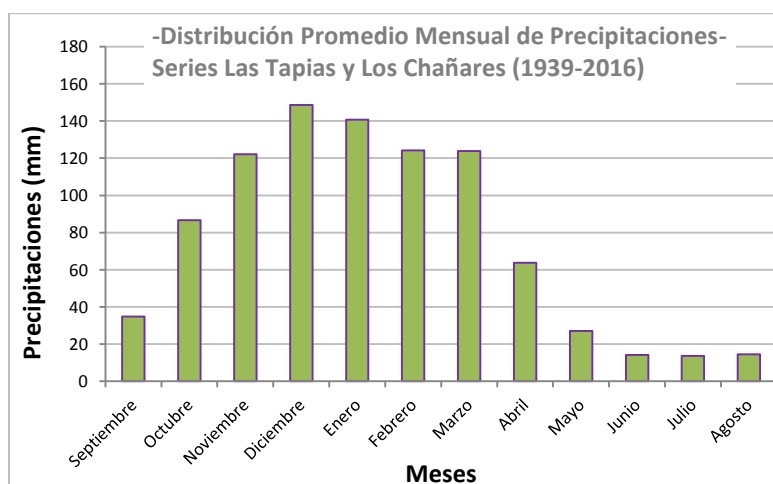
El análisis de la media móvil, en este caso calculada cada 3 años, permite reconocer la alternancia de períodos húmedos y secos, determinándose seis ciclos principales:

- Un período seco que se extiende desde 1939 hasta 1955 donde el promedio de lluvias anuales es 777,9mm. Puntualmente los años 1939, 1943 y 1955 superan la precipitación media de la serie.
- Un período húmedo que abarca desde 1956 a 1964 que tiene como promedio de precipitaciones anuales de 1025mm. Aquí es importante destacar el año 1959, ya que las precipitaciones fueron las más altas de la serie superando los 1200mm.

- Un ciclo seco desde 1965 hasta 1978 con un promedio de 817,8mm de lluvias anuales, donde puntualmente las lluvias de los años 1966 y 1972 exceden la media de la serie.
- Entre 1979 y 2002 se da un cuarto ciclo húmedo, con un promedio de precipitaciones anuales de 1036,4mm. En este periodo se observa un subciclo muy corto y seco, correspondiente a los años 1995-1997, con un promedio de 854,8 mm anuales.
- Desde 2003 a 2013 se registra un periodo seco con un promedio de 851,8 mm anuales, donde a diferencia de los ciclos secos anteriores, las medias móviles se mantienen próximas a la media de la serie.
- Finaliza un último ciclo con tendencia húmedo que comprende desde el 2014 al 2016, con un promedio de 1055,3 mm anuales.

### VI.2.2.C-Distribución Mensual de Precipitaciones

La serie de lluvias *Las Tapias-Los Chañares* (1939-2016) muestra que principalmente entre Octubre y Marzo se concentran las lluvias más importantes, destacándose el mes de Diciembre como el de mayor valor medio (148,6 mm), luego los valores decrecen durante Enero, Febrero y Marzo. Los meses de Junio, Julio y Agosto denotan las medias mensuales más bajas, con 14,2; 13,7 y 14,5mm, respectivamente (Fig. VI.8).



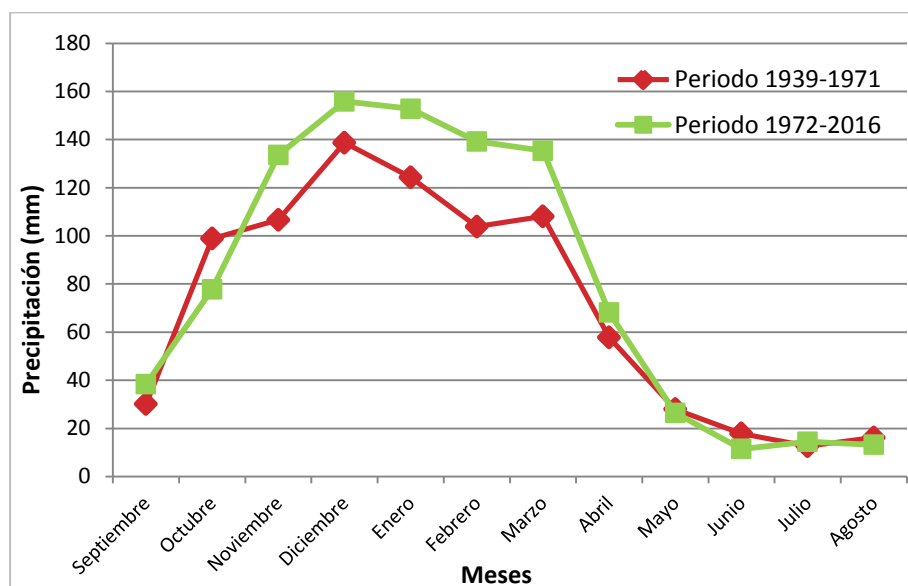
**Figura VI.8.** Curva de distribución promedio mensual de las precipitaciones serie Las Tapias-Los Chañares (1939-2016). Actualizado de Andreazzini (2015).

Con la finalidad de observar en qué proporción se distribuyen las lluvias en el año, se calcularon los índices de concentración estacional a partir de la siguiente fórmula:

$$Ice = \frac{Pp \text{ en cada estación} \times 100}{Pp \text{ anual}}$$

Para la serie Las Tapias-Los Chañares se obtuvieron Ice-primavera de 39,09 %, Ice-verano de 42,53 %, Ice-otoño de 11,49 % e Ice-invierno de 6,89%. De esta manera puede verse que las estaciones primavera y verano son las que poseen la mayor concentración de lluvias, con el 81,62 % del total anual.

A partir de lo observado en la curva cronológica anual (Fig. VI.7), y con el propósito de detectar variaciones temporales en la distribución de las precipitaciones medias mensuales, se efectuó el análisis considerando un período seco desde 1939 a 1971, con un promedio de 842,9mm de precipitaciones anuales, y un periodo húmedo desde 1972 al 2016 con un promedio de 966,53mm anuales (Fig. VI.9).



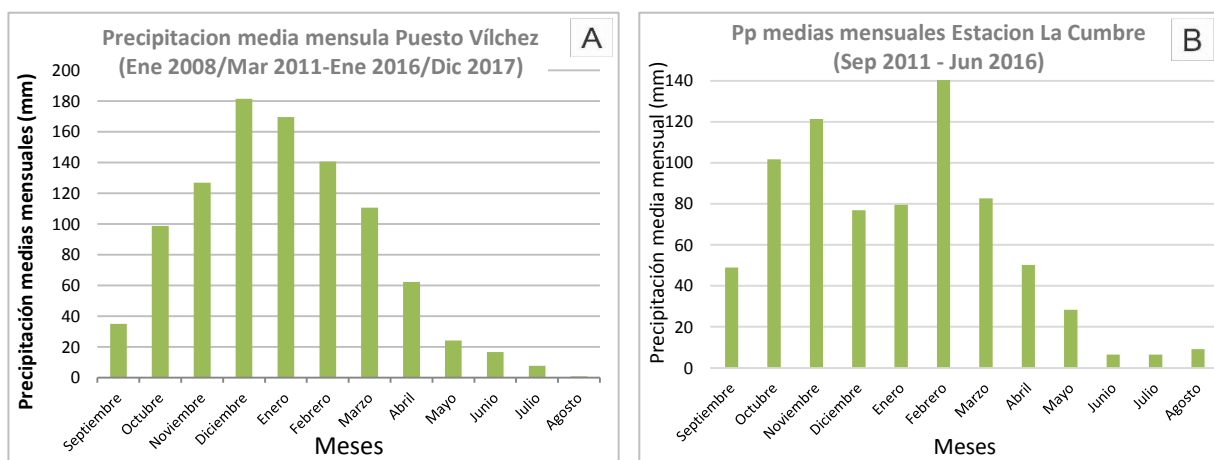
**Figura VI.9.** Curva de distribución de las precipitaciones medias mensuales para los periodos 1939-1971 (Seco) y 1972-2016 (Húmedo). Actualizado de Andreazzini (2015).

A pesar de que los períodos no tienen exactamente la misma longitud pero son del orden (32 años el ciclo seco y 44 años el húmedo), se observa claramente que los meses de otoño e invierno (Abril a Septiembre) mantienen sus valores medios en ambos periodos, mientras que las medias de los meses de primavera y verano (Octubre a Marzo) muestran mayor variabilidad. En este último caso, es posible advertir el incremento en las precipitaciones medias en la serie de años más reciente, a excepción del mes de Octubre, el cual denota un valor menor respecto a la serie más antigua. En ambas series la distribución sigue el mismo patrón, con picos en Diciembre, que luego decrecen en Enero y Febrero, para aumentar nuevamente en el mes de Marzo. Sin embargo se reconoce un desplazamiento de las lluvias en el ciclo anual, ya que en la serie más reciente se observa un incremento notorio desde Noviembre hasta Abril, mientras que en la serie más antigua este incremento se da en el mes de Octubre.

Otros datos del sector serrano son los obtenidos por el *puesto Vilchez*, que a pesar del corto y discontinuo registro disponible, muestran que las precipitaciones se concentran entre Octubre y Marzo, con un pico máximo en Diciembre (Fig. VI.10 A).

Finalmente, para la estación *La Cumbre* es posible observar que desde Octubre a Marzo se concentran las lluvias más importantes (Fig. VI.10 B). También este gráfico

denota las significativas lluvias que se dieron en el mes de Febrero del 2014 (381,7mm).



**Figura VI.10.** Curva de distribución de las precipitaciones medias mensuales. **(A)** Puesto Vílchez, periodos 2008/2011 y 2016/2017. **(B)** La Estación *La Cumbre*, periodo 2011-2016. Actualizado de Andreazzini (2015).



#### VI.2.2.D-Análisis de tormentas

A partir de los registros pluviométricos de la estación La Cumbre, se construyeron los hietogramas de 67 tormentas (Junio 2014-Junio 2016), determinando la duración e intensidad máxima en cada una. Dicha información se presenta en la Tabla VI.1.

De modo general se observa que el 57% de las tormentas analizadas, denotan que el intervalo de máxima intensidad se ubicó al inicio o cerca del inicio de la precipitación (Fig. VI.11 **D**). La mayoría de estas lluvias se asocian a los meses de Octubre a Marzo. Solamente el 15% de las tormentas muestran que la máxima intensidad se registró hacia el final de la misma (Fig. VI.11 **B**). Estas lluvias se asocian principalmente a los periodos secos que se dan desde Abril a Septiembre. Por último, el 28% restante, corresponde a las tormentas en las que el intervalo de máxima intensidad se localizó en la parte media de la misma (Fig. VI.11 **E**), en este caso también se asocian a precipitaciones que se dan de Octubre a Marzo, pero se suman más lluvias de meses como Abril y Septiembre.

En los hietogramas se puede apreciar que las tormentas comprendidas entre los meses de Octubre y Marzo, presentaron intensidades más altas siendo la máxima registrada de 86,40mm/h el 24/02/15, mientras que para las lluvias de Abril y Septiembre la intensidad máxima fue de 46,40mm/h el 24/05/2016 (Tabla VI.1). Cabe aclarar que Andreazzini (2015), a partir del análisis de tormentas de los registros de la estación La Cumbre para Septiembre 2011-Abril 2014, también obtuvo que en los meses de verano y primavera se dan tormentas de mayores intensidades que en los meses de invierno y otoño.

Las diferencias observadas en las intensidades de las lluvias, sumado a la condición de humedad antecedente que tenga el suelo según el momento del año, tendrán influencia en la relación infiltración/escurrimiento, por lo que durante el verano, donde se dan las mayores intensidades de lluvia y el suelo presenta un gran contenido de humedad antecedente, se generarán mayores escurrimientos, más rápidos, y por ende menos infiltración.

A modo de ejemplo, se presentan algunos hietogramas de tormentas de los periodos seco (Fig. VI.11 **A-C**) y húmedo (Fig. VI.11 **D-E**).

Por otra parte, debido a que sólo se dispone del total diario de lluvias de los registros del puesto Vílchez, no fue posible realizar un análisis de la intensidad y duración de tormentas. Sin embargo, del análisis de este registro, que abarca desde Enero del 2008 a Marzo del 2011 y desde Enero del 2016 a Diciembre del 2017, se observó que durante los meses de primavera-verano las máximas precipitaciones diarias fueron de 74 mm, 69 mm, 77 mm, 43 mm, 90 mm y 51 mm en el 2008, 2009, 2010, 2011, 2016 y 2017, respectivamente. Por otra parte, las máximas precipitaciones diarias registradas en los meses de otoño-invierno fueron de 19 mm, 21 mm, 29 mm, 48 mm y 26 mm en el 2008, 2009, 2010, 2016 y 2017 respectivamente.



Se desea aclarar que en este puesto no se efectuó el registro de datos en los meses de invierno del 2011.

Particularmente las tormentas de verano de máxima intensidad en 24 hs, registradas durante el desarrollo de esta tesis, estuvieron en el orden de los 35 a 55 mm, y se dieron los días 28/11/2016 (47 mm), 22/12/2016 (54 mm), 25/12/2016 (40 mm), 08/01/2017 (51 mm), 15/01/2017 (34 mm), 2/02/2017 (44 mm), 4/02/2017 (34 mm), 25/02/2017 (34 mm) y 9/03/2017 (40 mm). En los meses de invierno, los máximos registros diarios fueron del orden de 10 a 25 mm, y destacándose los días 24/04/2017 (26 mm), 8/05/2017 (12 mm) y 18/05/2017 (11 mm).



Fecha	Duración (hs y min)	Total Pp (mm)	Intensidad Max (mm/15 min)	Intensidad (mm/hs)	Momento de intensidad max en la tormenta
10/06/2014	06:45:00	7,80	3,40	13,60	Hacia el final
15/06/2014	01:15:00	1,20	0,40	1,60	Medio
24/06/2014	05:00:00	6,40	1,60	6,40	Fin
02/07/2014	03:45:00	8,20	2,80	11,20	Hacia el final
04/09/2014	5:00:00	24,40	8,20	32,80	Hacia el final
09/09/2014	01:45:00	3,60	1,00	4,00	Fin
28/09/2014	01:30:00	10,20	4,20	16,80	Medio
29/09/2014	08:45:00	39,20	4,80	19,20	Hacia el final
04/10/2014	03:15:00	12,80	2,20	8,80	Cerca del inicio
22/10/2014	01:45:00	3,80	2,80	11,20	Inicio
31/10/2014	08:45:00	7,6	0,4	1,60	Medio
03/02/2015	02:45:00	10,00	3,00	12,00	Hacia el final
17/02/2015	03:30:00	34,8	6	24,00	Cerca del inicio
24/02/2015	17:30:00	69,6	21,6	86,40	Cerca del inicio
28/02/2015	09:30:00	40	10,2	40,80	Medio
02/03/2015	06:15:00	20,4	2,6	10,40	Medio
13/03/2015	06:00:00	19,6	3,4	13,60	Cerca del inicio
21/03/2015	01:30:00	3,00	1,20	4,80	Fin
24/03/2015	20:15:00	15,80	1,60	6,40	Inicio
03/04/2015	01:15:00	1,00	0,40	1,60	Inicio
18/04/2015	04:15:00	47,8	11,4	45,60	Medio
02/07/2015	1:45:00	3,80	0,80	3,20	Medio
04/07/2015	14:00:00	193,80	11,20	44,80	Medio
26/07/2015	10:00:00	27,60	2,80	11,20	Inicio
11/08/2015	19:00:00	15,00	0,60	2,40	Cerca del inicio
25/08/2015	06:15:00	10,80	1,20	4,80	Cerca del inicio
29/08/2015	03:45:00	4	1,2	4,80	Medio
06/09/2015	02:15:00	2,2	1	4,00	Cerca del inicio
08/09/2015	04:15:00	6,8	1,2	4,80	Medio
24/09/2015	07:45:00	4,6	0,4	1,60	Inicio
26/09/2015	05:15:00	7,6	1,4	5,60	Cerca del inicio
01/10/2015	03:30:00	3,80	1,00	4,00	Inicio
06/10/2015	06:00:00	9	1	4,00	Hacia el final
07/10/2015	03:15:00	4	0,2	0,80	Inicio
19/10/2015	04:30:00	6,40	1,20	4,80	Cerca del inicio
22/10/2015	03:45:00	10,40	1,20	4,80	Cerca del inicio

Tabla VI.1. Características de las tormentas registradas en estación La Cumbre.



Fecha	Duración (hs y min)	Total Pp (mm)	Intensidad Max (mm/15 min)	Intensidad (mm/hs)	Momento de intensidad max en la tormenta
29/10/2015	05:45:00	21,60	3,20	12,80	Medio
30/10/2015	02:45:00	52,20	5,40	21,60	Cerca del inicio
03/11/2015	06:30:00	10,60	2,00	8,00	Cerca del inicio
08/11/2015	02:15:00	13,00	3,60	14,40	Medio
09/11/2015	01:00:00	1,20	0,40	1,60	Medio
12/11/2015	06:00:00	32,60	6,80	27,20	Cerca del inicio
21/11/2015	04:00:00	14	6	24,00	Hacia el final
22/11/2015	07:45:00	24,40	3,60	14,40	Medio
24/11/2015	02:30:00	8,80	6,40	25,60	Inicio
26/11/2015	04:15:00	29,20	12,40	49,60	Medio
02/12/2015	06:45:00	36,80	6,80	27,20	Cerca del inicio
08/12/2015	02:15:00	7,40	5,80	23,20	Cerca del inicio
23/12/2015	09:00:00	7,20	0,20	0,80	Inicio
30/12/2015	13:00:00	17,60	0,40	1,60	Inicio
03/01/2016	04:00:00	64,00	0,60	2,40	Medio
24/01/2016	05:00:00	9,20	1,20	4,80	Inicio
29/01/2016	02:15:00	37,2	0,6	2,40	Cerca del inicio
02/02/2016	02:00:00	2,2	0,4	1,60	Inicio
03/02/2016	02:00:00	1,60	0,20	0,80	Inicio
05/02/2016	16:30:00	34,00	1,00	4,00	Inicio
06/02/2016	07:30:00	8,40	0,40	1,60	Inicio
13/02/2016	14:00:00	11,20	0,20	0,80	Inicio
17/02/2016	16:15:00	13,60	0,40	1,60	Inicio
31/03/2016	03:30:00	21,80	3,80	15,20	Medio
01/04/2016	07:45:00	6,20	0,20	0,80	Inicio
27/04/2016	01:15:00	1,80	0,40	1,60	Inicio
30/04/2016	07:45:00	87,20	6,00	24,00	Medio
21/05/2016	01:30:00	2,20	0,60	2,40	Medio
24/05/2016	06:00:00	74,60	11,60	46,40	Cerca del inicio
03/06/2016	09:00:00	7,20	0,20	0,80	Inicio
28/06/2016	01:15:00	2,40	0,60	2,40	Inicio

**Tabla VI.1.** Características de las tormentas registradas en estación La Cumbre. Continuación de la tabla anterior.

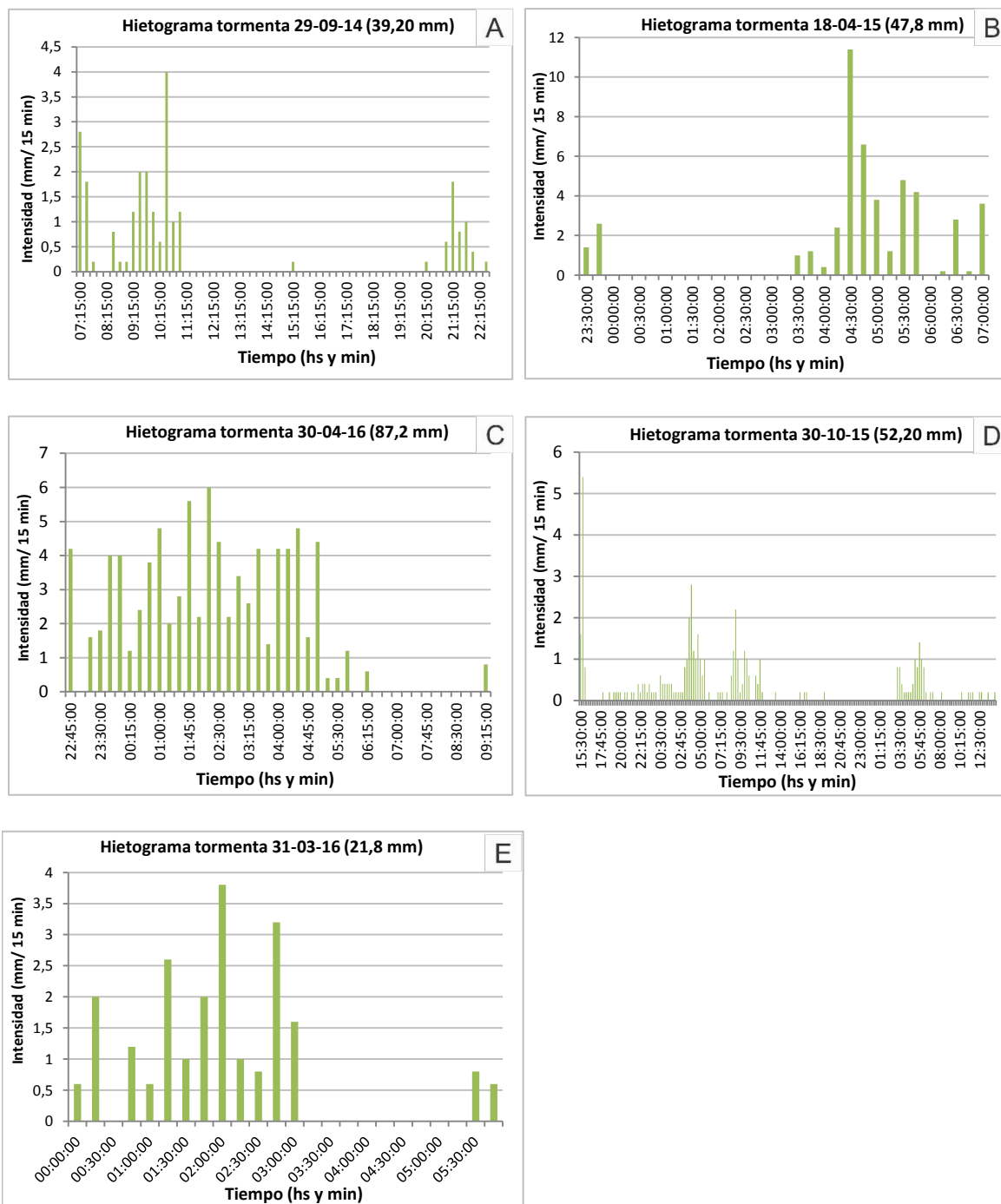


Figura VI.11. Ejemplos de hietogramas de tormentas registradas en la estación La Cumbre en el periodo seco (A, B y C) y en el periodo lluvioso (D y E).

### VI.2.3- Temperaturas

Para determinar las temperaturas medias mensuales (mínima, media y máxima) de la región serrana, se utilizó la serie *La Cumbre*, donde las temperaturas medias más bajas corresponden al mes de Julio, con valores de 4,2-4,6°C, mientras que las medias más altas se registraron en el mes de Enero y/o Diciembre, con valores de 17,5-18,7°C (Fig.VI.12). La máxima absoluta registrada hasta el momento es de 31,3°C (25/12/13), mientras que la mínima absoluta es de -9,6°C (22/7/13).

Las temperaturas del sector serrano por lo general tienden a tener valores medios anuales menores, los cuales disminuyen con la altura, por lo que es frecuente encontrar en los registros de la estación La Cumbre temperaturas medias mínimas, por debajo de 0°C, durante los meses de invierno (Julio-Septiembre).

En el ambiente serrano se registran nevadas casi todos los inviernos, donde se alcanzan espesores de 10-15 cm especialmente en las pampas de altura. Además, estas condiciones muy frías producen congelamiento de agua tanto en los mallines, como en cursos menores y en algunos casos, la parte superior de los suelos, lo cual se traduce en una mayor recarga de los acuíferos alojados en el medio fracturado, contribuyendo al caudal base de los cursos de la cuenca.

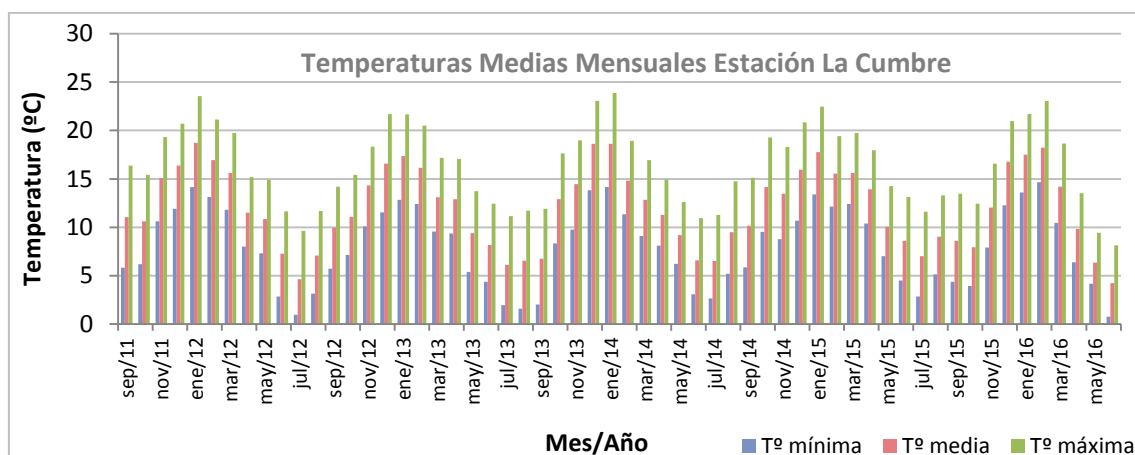


Figura VI.12. Temperaturas medias mensuales (mínima- media-máxima) registradas en estación La Cumbre. Actualizado de Andreazzini (2015).

### VI.2.4-Vientos

Las velocidades del viento registradas por la estación La Cumbre, mostraron bajos valores desde Diciembre a Abril, (valores medios mensuales entre 18 y 23km/h). Por el contrario, entre Mayo y Octubre, los vientos tienen mayor velocidad, con valores medios mensuales entre 20 y 24km/h, y medios mensuales máximos entre 34 y 45km/h.



## Capítulo VII

### Hidrología Superficial

## VII.1- Hidrología Regional

---

### VII.1.1-Hidrología del Sur de la provincia de Córdoba

En el Sur de la provincia de Córdoba, Degiovanni y Blarasin (2005) definen, según los aspectos geológico-geomorfológicos, dos grandes ambientes hidrológicos interconectados: I) el correspondiente a la región serrana, planicies onduladas e intermedias (Sierras de Comechingones y de las Peñas, Ambiente de agradación pedemontano y Llanuras eólicas bien drenadas) caracterizado por la presencia de redes de drenaje organizadas, en general de carácter permanente y nivel freático medianamente profundo y II) el asociado al área de llanura oriental más deprimida (Llanura fluvio-eólica imperfectamente drenada), donde el drenaje es anárquico, el nivel freático se encuentra a poca profundidad o aflorando y proliferan los cuerpos lagunares o de bañados. Una característica muy gravitante en el funcionamiento hidrológico del área es el marcado carácter endorreico que posee la región y que perdura en el comportamiento de los distintos sistemas, a pesar que el hombre se ha empeñado en imponerle un carácter exorreico desde hace varias décadas.

Al analizar globalmente el funcionamiento hidrológico de la región, diferentes autores (Blarasin *et al.*, 2002; Blarasin, 2003; Degiovanni, 2005) efectúan algunas consideraciones de carácter general de los sistemas fluviales en el Sur de Córdoba:

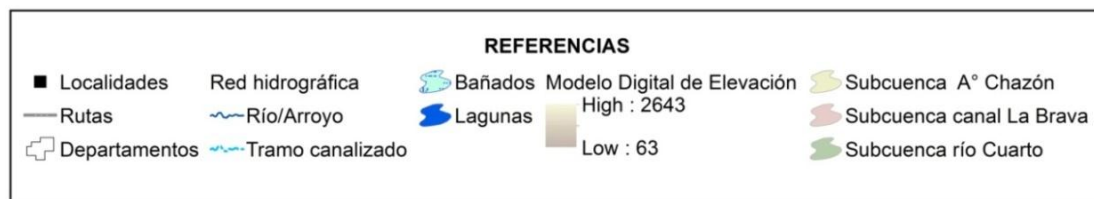
- La mayor parte de los cursos de agua de la región tienen sus nacientes en la sierra de Comechingones. En los tramos medios son efluentes, es decir reciben aporte freático, por lo que el caudal básico aumenta aguas abajo y adquieren un carácter permanente. Sin embargo algunos cursos se infiltran a la salida de la sierra aportando al sistema subterráneo.
- Por otra parte las cuencas que tienen sus nacientes en llanura muestran escasa evolución, con un único curso en general rectilíneo, sin afluentes. Su funcionamiento está ligado a precipitaciones de alta intensidad local.
- Debido a la estacionalidad bien marcada de las precipitaciones y a la ocurrencia de tormentas de alta intensidad, principalmente en primavera-verano, la mayor parte de los sistemas fluviales poseen régimen torrencial, favorecido por las características geológicas y el modo de ocupación del territorio en los distintos ambientes.
- En la región serrana, las rocas de muy baja permeabilidad, las altas pendientes y el deterioro de la cubierta vegetal (por sobrepastoreo, quemadas reiteradas, entre otros), provocan escurrimientos rápidos, concentración en cortos períodos de tiempo, generándose así crecidas muy importantes, con un notorio incremento de la carga sólida en las últimas décadas. La mayoría de las cuencas se resuelven en un único colector (de orden variable entre 5 y 7, aunque la mayoría de los cursos es de orden 6) a la salida de la sierra lo cual potencia el pico de las crecientes y sus consecuencias.



- La mayor parte de los cursos de agua derraman en las llanuras deprimidas del centro-Este de la provincia, que también constituyen áreas de descarga del flujo subterráneo además de ser importantes colectoras de lluvias locales.

Dentro de la red de drenaje regional se destaca por su dimensión la cuenca de la Depresión del Saladillo, receptora de todos los sistemas de drenaje desarrollados entre los ríos Tercero y Quinto, que se integra a la cuenca del Plata a través del río Saladillo (Fig. VII.1).

La cuenca de la Depresión del Saladillo, se conforma por tres subcuencas principales: arroyo Chazón, río Cuarto o Chocancharava y canal La Brava. Todas estas desembocan en los Bañados del Saladillo, los cuales forman parte de los humedales pampeanos, caracterizados por la presencia de lagunas, bañados y pantanos de régimen en general permanente (Doffo *et al.*, 2016; Fig. VII.1.1).



**Figura VII.1.** Red de drenaje del Sur de Córdoba y principales subcuencas que conforman la cuenca del río Saladillo. Extraído de Doffo *et al.* (2016).

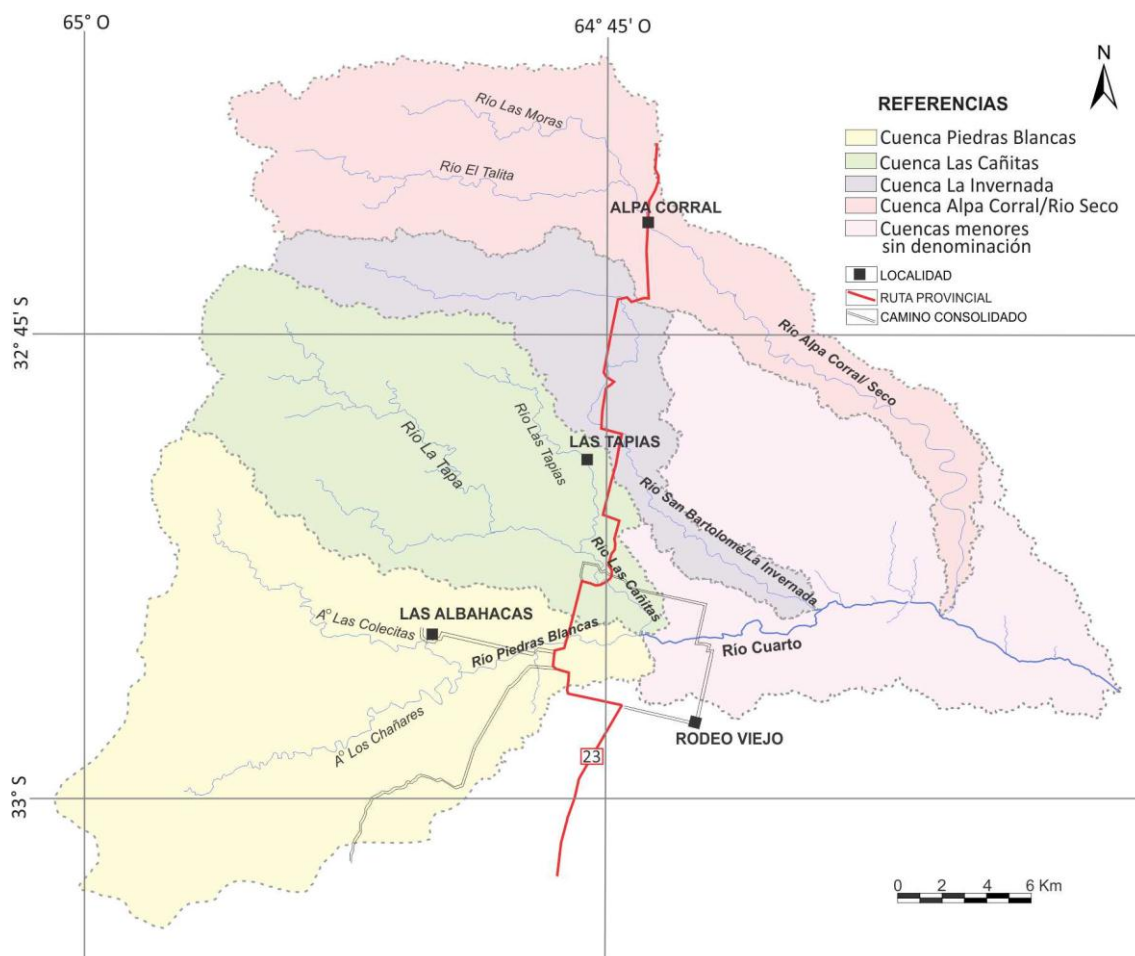
### *VII.1.2- Características hidrológicas de la cuenca del río Cuarto.*

El río Cuarto drena una cuenca de aproximadamente 2200km<sup>2</sup>, desde sus nacientes en la Sierras de Comechingones hasta sus derrames en los Bajos del Saladillo. Es el curso más importante de la cuenca del Saladillo, y es el responsable de los máximos aportes líquidos y sólidos. Posee un régimen torrencial, definido por las características geológicas-geomorfológicas de la cuenca alta (Degiovanni y Blarasin, 2005).

La **cuenca alta** del río Cuarto drena rocas de basamento cristalino correspondientes al ambiente de Sierras Pampeanas. Se compone principalmente por cuatro subcuencas, Alpa Corral-Las Barrancas-Río Seco (287km<sup>2</sup>), Piedras Blancas (339km<sup>2</sup>), San Bartolomé/La Invernada (120km<sup>2</sup>) y Las Cañitas (267km<sup>2</sup>) (Fig. VII.2). A partir de los hidrogramas disponibles de la SSRH, los caudales medios anuales (módulo) del río Alpa Corral es de 4,08m<sup>3</sup>/s (serie 1937-1981), del Piedras Blancas es 2,93m<sup>3</sup>/s (serie 1939-1981) y de Las Cañitas es 1,63m<sup>3</sup>/s (serie 1939-1980). Para el río La Invernada/San Bartolomé el módulo es de 1,67m<sup>3</sup>/s (serie 1942-1964) presentados en Bonacci (2018). En todos los casos la distribución de caudales medios mensuales muestra los máximos valores entre los meses de Octubre-Abril, con picos en Diciembre y Febrero, en coincidencia con la distribución de precipitaciones (Andreazzini, 2015).

Los afluentes principales del río Cuarto presentan una red de drenaje de alta densidad fuertemente controlada por la estructura y la litología, por lo que tienen un diseño angular a rectangular, mientras que los cursos de bajo poseen un patrón subdendrítico. En general, los cursos exhiben un alto grado de incisión y circulan por angostos valles, a excepción de algunos tributarios que colectan las aguas de las paleosuperficies cumbrales relícticas, donde la cubierta cuaternaria suele ser importante. En los tramos serranos son comunes los quiebres en el perfil longitudinal, que se manifiestan como saltos y cascadas de distinta magnitud (Degiovanni y Blarasin, 2005).

El río Cuarto, surge de la confluencia del río Piedras Blancas con el río Las Cañitas en el **sector pedemontano** (Fig. VII.1.2). Hacia aguas abajo, y conforme recibe tributarios provenientes del ambiente granítico, se incrementa la carga de fondo areno-gravosa, se ensancha el canal y el curso adopta un diseño entrelazado (barras-multicanal) ligeramente sinuoso. Fundamentalmente en el sector pedemontano, la traza del río Cuarto está fuertemente controlada por estructuras conjugadas de rumbo SO-NE, NO-SE y, en menor medida, N-S, y en general todos los tributarios exhiben una tasa de incisión importante.



**Figura VII.2.** Mapa hidrográfico de la cuenca alta y el sector pedemontano de la cuenca del río Cuarto, mostrando las subcuencas de los ríos Piedras Blancas, Las Cañitas, San Bartolomé/La Invernada y Alpa Corral/río Seco. La red de drenaje se obtuvo a partir de modelo de elevación digital del STRM (90 m de resolución).

En **cuenca media**, con un canal de aproximadamente 250km de longitud, el río discurre sobre secuencias cuaternarias de origen eólico o aluvial, de alta susceptibilidad a la erosión, excepto de algunos tramos donde se exponen materiales más resistentes correspondientes a la Formación Pampiano, paleosuelos o secuencias palustres del Pleistoceno superior-Holoceno, que constituyen el lecho de la mayoría de los cursos de la región.

En este sector el río Cuarto desarrolla una faja fluvial cuyo ancho varía entre 500 y 4000 m, en la que se reconocen tres niveles de terrazas mayores, la llanura de inundación de moderada extensión, un canal de 100 m de ancho promedio y un diseño meándrico con variada sinuosidad, al cual se le sobrepone un diseño entrelazado (Degiovanni y Blarasin, 2005; Carignano *et al.*, 2014). Según datos de la Ex-Empresa de Agua y Energía Eléctrica de la Nación (1967), los caudales del río Cuarto, a la altura de la ciudad homónima, varían desde 1,7 m<sup>3</sup>/s en estiaje, hasta 250, 700 y 2000 m<sup>3</sup>/s en crecidas bianuales, decenales y centenarias respectivamente, con varios picos menores anuales del orden de 60 m<sup>3</sup>/s.



En la **cuenca baja** el río Cuarto posee una sección transversal reducida, con un ancho de 20 a 50 m y una profundidad cercana a los 10 m, y un diseño de canal meandriforme de sinuosidad variable, con baja actividad migratoria. En su tramo final, previo a su ingreso y al atravesar los bañados del Saladillo, está canalizado desde hace varias décadas. A la salida del humedal continúa hacia el Noreste con la denominación de río Saladillo, hasta confluir con el río Ctalamochita y formar el río Carcarañá (Fig. VII.1) (Degiovanni *et al.*, 2005).

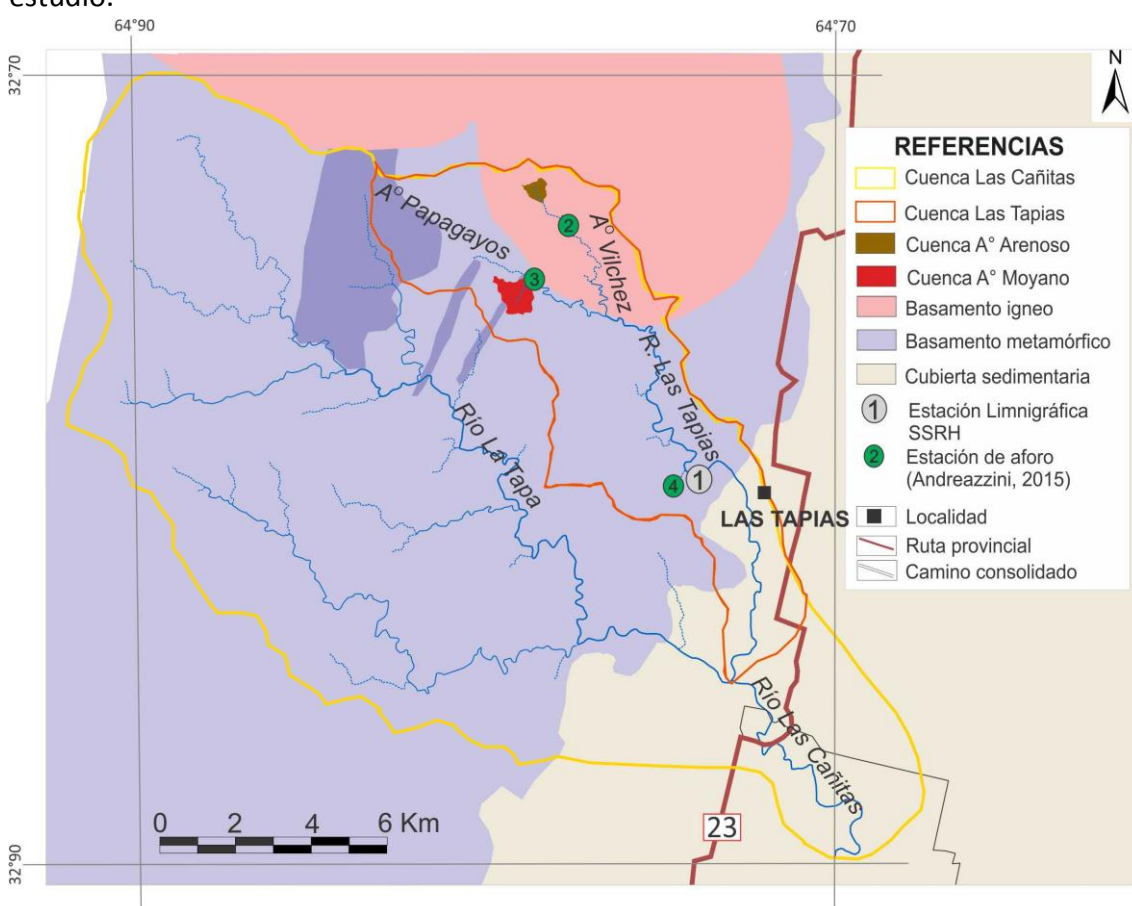
En la estación Puente Olmos (La Carlota) presenta un caudal medio anual de 5,86 m<sup>3</sup>/s (período 1938-1943), el mínimo medio anual de 1,77 m<sup>3</sup>/s y el máximo medio anual de 10,05 m<sup>3</sup>/s (SSRH, 2009),

## VII.2- Hidrología Local

### VII.2.1- Cuenca del río Las Cañitas

La cuenca Las Cañitas, drena una superficie de 267,35km<sup>2</sup> sobre la vertiente oriental de la Sierra de Comechingones. Está conformada por dos subcuencas principales, la de los ríos La Tapa (186,7km<sup>2</sup>) y Las Tapias (58,5km<sup>2</sup>). Esta última, posee dos afluentes principales, el A° Vílchez y el A° Papagayos (Fig. VII.2.1). El A° Vílchez, desarrolla la mayor parte de su cuenca en basamento ígneo del Plutón Alpa Corral, posee un área de 12,4km<sup>2</sup> y una longitud de 9,78km. Entre sus afluentes se encuentra el A° Arenoso. Por otra parte, el A° Papagayos, drena un área de 15,03km<sup>2</sup> en rocas metamórficas del Complejo Monte Guazú y tiene una longitud de 9,78km. El A° Moyano es uno de sus tributarios.

A continuación se presenta una descripción más detallada de las cuencas de estudio.



**Figura VII.3.** Mapa hidrográfico/geológico de la cuenca Las Cañitas y subcuenca Las Tapias (Modificado de Andreazzini, 2015).

### VII.2.1.A- Cuenca del arroyo Arenoso

La cuenca del arroyo Arenoso se desarrolla entre las cotas 1130 y 1010 m s.n.m., drena una superficie de 0,62km<sup>2</sup> sobre el basamento ígneo del Plutón Alpa Corral y posee una forma subcircular, alargada en sentido N-S.

Es una cuenca de orden 4, lo cual denota un moderado desarrollo de la red de drenaje. Esta se compone por nueve subcuencas principales, las cuales se dividen en secundarias según presenten o no colectores definidos. Las subcuencas más importantes son las A y B, las cuales se subdividen en A1 a A6 y B1 a B4, respectivamente.

En la margen izquierda del A° Arenoso se desarrolla la subcuenca C, la cual se divide en C1, con colector definido, y C2, caracterizada por presentar cárcavas que drenan el agua de los escurrimientos superficiales provenientes de la cuenca C1. También desde esta margen llegan los aportes de dos subcuencas con colector definido (D y E) y de la subcuenca F sin colector definido, esta última incluye las áreas F1 a F4. En la margen derecha del A° Arenoso existen dos cuencas con colector definido (G y H) y una sin colector (I), la cual incluye las áreas I1 a I4.

Las subcuencas con colectores definidos se caracterizan por tener canales de mayor orden (hasta 3) y formas circulares a subcirculares, mientras que las subcuencas que, en general, no poseen colectores con un cauce definido o presentan algunos pocos canales de bajo orden (1,2), tienen formas triangulares (Fig. VII.4).

Las divisorias de aguas secundarias han permitido delimitar los escurrimientos superficiales efímeros en manto y encauzados (surcos, cárcavas) (Fig. VII.4).

En cuanto a la red de drenaje, la cuenca del A° Arenoso presenta diseño dendrítico, y subordinadamente angular-rectangular. Está fuertemente controlada por fracturas (NO-SE, NE-SO y N-S) y estructuras regionales del Plutón Alpa Corral (anulares y radiales).

Por lo general, los cursos de orden 1, 2 y 3 presentan un régimen efímero, drenan parte del basamento cristalino y, principalmente, las secuencias areno-gravosas producto de flujos hiperconcentrados. El curso principal de orden 4, tiene una longitud aproximada de 0,9km, drena predominantemente secuencias areno-gravosas fluviales y muestra un régimen efímero, a excepción de algunos segmentos con régimen permanente (Fig. VII.4).

Toda la red de drenaje y los escurrimientos superficiales en manto, que caracterizan esta cuenca, presentan un flujo general con dirección N-S (Fig. VII.4).

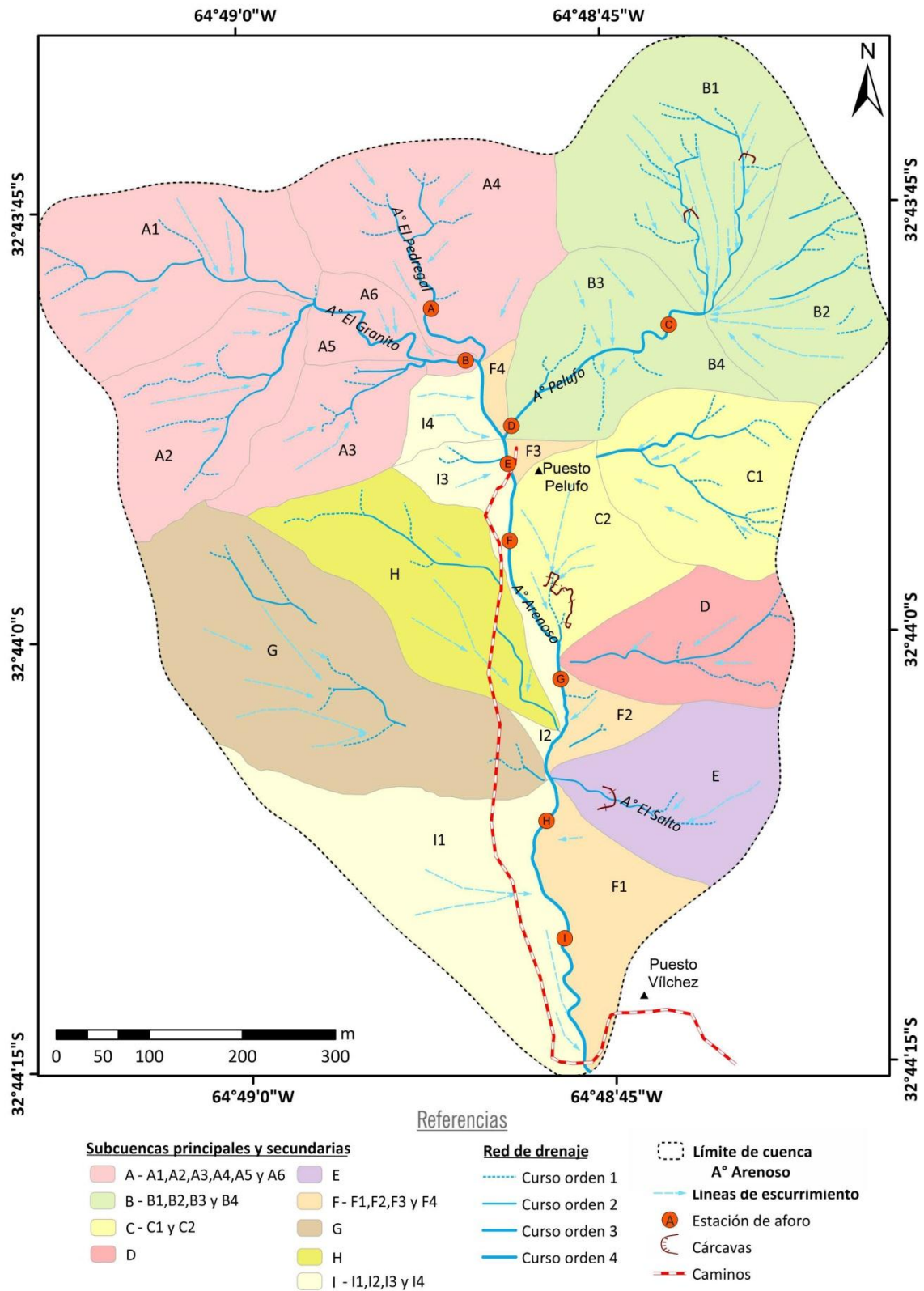


Figura VII.4. Mapa hidrográfico de la cuenca del arroyo Arenoso.

### VII.2.1.B- Cuenca del arroyo Moyano

La cuenca del arroyo Moyano se desarrolla entre las cotas 1280 y 1010 m s.n.m., drena una superficie de 2,17km<sup>2</sup> sobre el basamento metamórfico del Complejo Monte Guazú y posee una forma subcircular a triangular (Fig. VII.5).

Es una cuenca de orden 4, lo cual denota un moderado desarrollo de la red de drenaje, y se conforma por seis subcuencas. Cuatro de ellas, A, B, C y D, presentan colectores definidos de mayor orden (hasta 3), se subdividen en cuencas menores (A1-A6, B1-B8 y C1-C4) y desarrollan formas subcirculares. Por el contrario, las subcuencas E y F, en general, no poseen colectores con un cauce definido o presentan algunos pocos canales de bajo orden (1 y 2) y tienen formas triangulares (Fig. VII.5). Estas incluyen las áreas E1-E2 y F1-F3, respectivamente.

Las divisorias de aguas secundarias han permitido delimitar los escurrimientos superficiales efímeros en manto y encauzados (surcos, cárcavas) (Fig. VII.5).

La red de drenaje de la cuenca está fuertemente controlada por fracturas (NO-SE, NE-SO y N-S), presenta un diseño subdendrítico, y, subordinadamente, angular-rectangular. Además se observa un control litológico sobre la red, ya que presenta una mayor densidad de drenaje en el sector occidental de la cuenca, donde se exponen gneis-migmáticos, y menor en el sector oriental, donde la red se desarrolla sobre secuencias areno-gravosas de flujos hiperconcentrados y protomilonitas, principalmente, y en menor medida sobre gneis-migmáticos. En general, la red de drenaje presenta un régimen permanente y un flujo general con dirección SO-NE, así como también los escurrimientos efímeros en manto (Fig. VII.5).



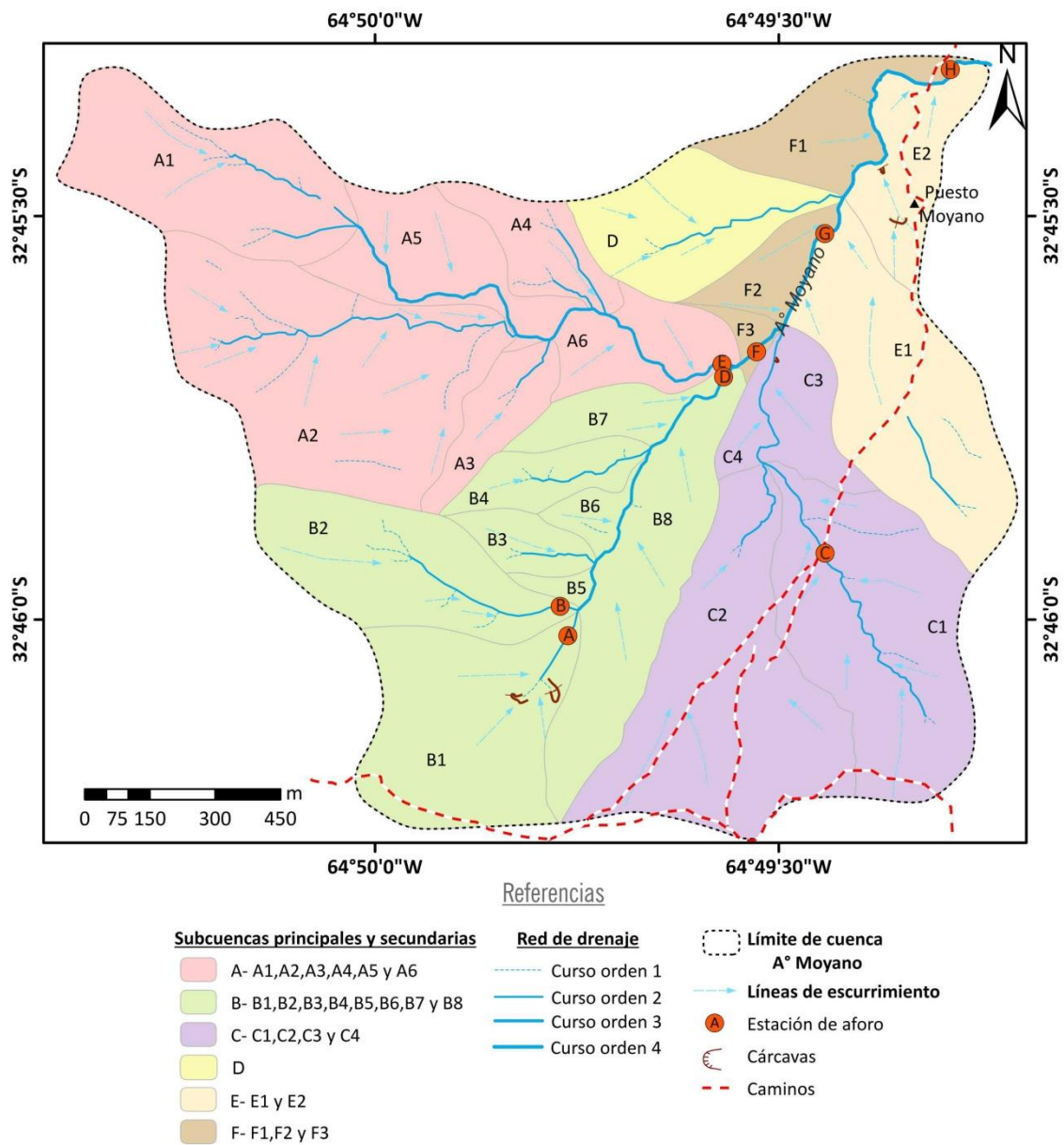


Figura VII.5. Mapa hidrográfico de la cuenca del arroyo Moyano.

### **VII.2.2-Hidrometría**

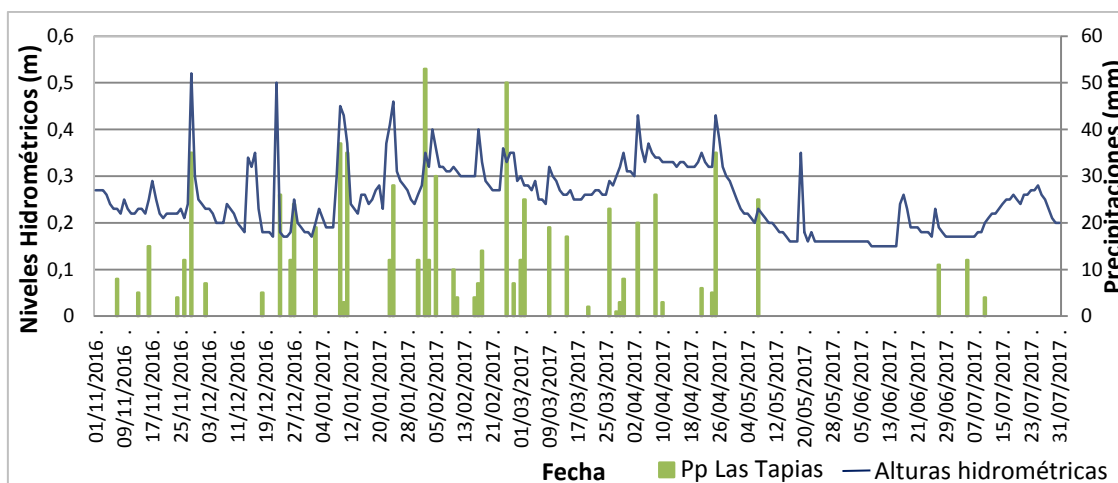
En el siguiente apartado, se presentan características hidrométricas de los cursos principales de las cuencas de estudio. Se realiza una recopilación de datos de caudales y niveles hidrométricos a partir de mediciones realizadas por Andreazzini (2015) y la subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación en la estación limnigráfica Las Tapias (ubicada a 9km aguas abajo de las cuencas de estudio). Debido a la ausencia de aforos previos en los Aº Arenoso y el Aº Moyano, sólo se dispone de aforos instantáneos realizados durante el desarrollo de esta tesis, que representan condiciones de bajo caudal. Además se aplicaron diferentes métodos para la estimación de caudales de crecida.

#### **VII.2.2.A- Niveles Hidrométricos**

Los niveles hidrométricos descritos en el siguiente apartado corresponden a registros diarios de la estación limnigráfica Las Tapias de la SSRH (Fig. VII.3), los cuales están disponibles en su página web con un atraso de aproximadamente 2 a 3 meses. Andreazzini (2015) compara este registro con las precipitaciones registradas en la estación Las Tapias (SSRH) para el periodo 06/1993-12/2014, donde se observan dos ciclos anuales correspondientes a los meses más lluviosos (Octubre-Abril) y a los más secos (Mayo-Septiembre). Durante estos últimos, los niveles hidrométricos del río Las Tapias, en general descienden por debajo de 0,2m, mientras que durante los meses más lluviosos muestra alturas hidrométricas superiores a los 0,4 - 0,8m, y se dan picos de crecidas importantes, siendo el mayor registrado de 4,3m el día 01/05/2006.

Para esta tesis se efectuó un análisis similar desde Noviembre del 2016 a Julio del 2017, donde también se observaron estos dos periodos. El primero (Noviembre a Abril) se caracteriza por presentar alturas hidrométricas mayores asociadas a los meses más lluviosos. Desde Noviembre hasta Enero el nivel medio es del orden de 0,20m y se observan dos picos de crecidas poco significativos, con una altura de agua máxima de 0,52m el día 28/11/2016. Entre Enero y Abril se observa un aumento general del nivel del río Las Tapias (nivel medio 0,30m) con picos de crecidas menores de hasta 0,43m (Fig. VII.6). Los eventos de crecidas registrados en este ciclo presentan limnigramas conspicuos, con pronunciadas curvas de ascenso y descenso.

El segundo periodo se asocia los meses más secos (Mayo-Julio), caracterizándose por alturas hidrométricas menores (0,15-0,20m), observándose algunos eventos de crecidas con limnigramas menos conspicuos (Fig. VII.6).



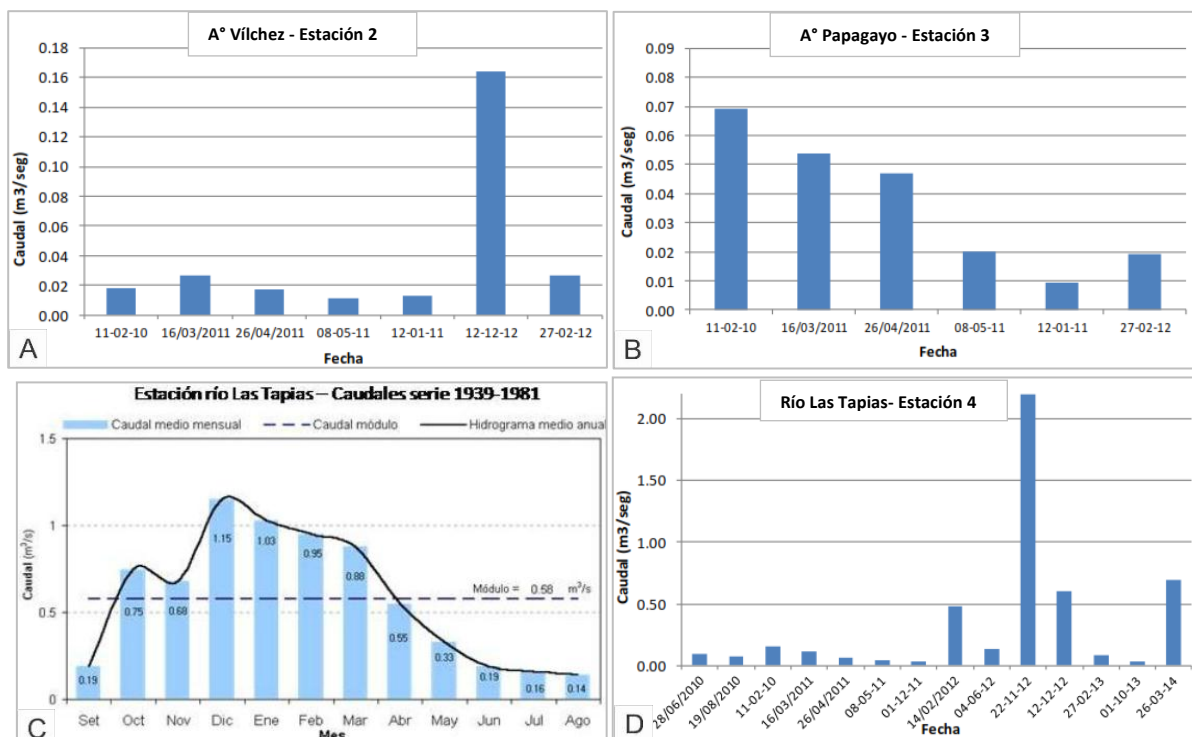
**Figura VII.6.** Precipitaciones y alturas hidrométricas diarias de la estación Las Tapias (SSRH), para el periodo Noviembre 2016/Junio 2017.

### VII.2.2.B- Análisis del caudal

En general, los caudales medidos corresponden a aforos instantáneos y reflejan condiciones de bajo caudal, a excepción de la serie más larga de la SSRH.

El A° Vílchez fue aforado en la estación 2, aguas abajo de la confluencia del A° Arenoso (Fig. VII.3) por Andreazzini (2015) entre Febrero del 2010 y Febrero del 2012, obteniendo caudales instantáneos del orden de  $0,08 \text{ m}^3/\text{s}$  (Fig. VII.7 A). Por otra parte, en el A° Papagayos, Andreazzini (2015) midió caudales de estiaje del orden de  $0,06 \text{ m}^3/\text{s}$  en la estación 3, previo a la confluencia del A° Moyano (Fig. VII.3), entre Noviembre del 2010 y Febrero del 2012 (Fig. VII.7 B).

En cuanto al río Las Tapias, sólo se encuentran disponibles los caudales medios mensuales y caudales máximos medios diarios de cada año para el periodo 1939-1981, de la estación Las Tapias (SSRH) (Fig. VII.7 C). A partir de éstos se determinó un módulo de  $0,58 \text{ m}^3/\text{s}$ , con un caudal máximo que alcanzó los  $100 \text{ m}^3/\text{s}$  en Octubre de 1943. En Andreazzini (2015) se presentan datos comprendidos entre Junio del 2010 y Abril del 2012, en la estación 4 (Fig. VII.3), donde se midieron caudales instantáneos para los meses más secos del orden de  $0,03\text{-}0,09 \text{ m}^3/\text{s}$  y para los más lluviosos de  $0,09\text{-}0,15 \text{ m}^3/\text{s}$ . Este registro incluye valores más altos de  $0,48 \text{ m}^3/\text{s}$  (14/2/12),  $2,21 \text{ m}^3/\text{s}$  (22/11/12) y  $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$  (12/12/12), asociados a colas de crecidas (Fig. VII.7 D).



**Figura VII.7.** Caudales instantáneos (periodo 2010-2012) del (A) A° Vílchez, (B) A° Papagayos, (D) Río Las Tapias, extraídos de Andreazzini (2015). (C) Hidrograma medio mensual del río Las Tapias (periodo 1939-1981, SSRH, 2004).

Por último, se seleccionaron diferentes estaciones de aforo distribuidas en las cuencas de estudio. Para la cuenca del A° Arenoso (Figs. VII.4 y 8), los aforos instantáneos se realizaron el 16/11/2016, 12/12/2016, 3/4/2017 y 26/05/2017, mientras que para la cuenca del A° Moyano (Figs.VII.5 y 9) se aforó el 26/05/2017 y el 6/03/2018.

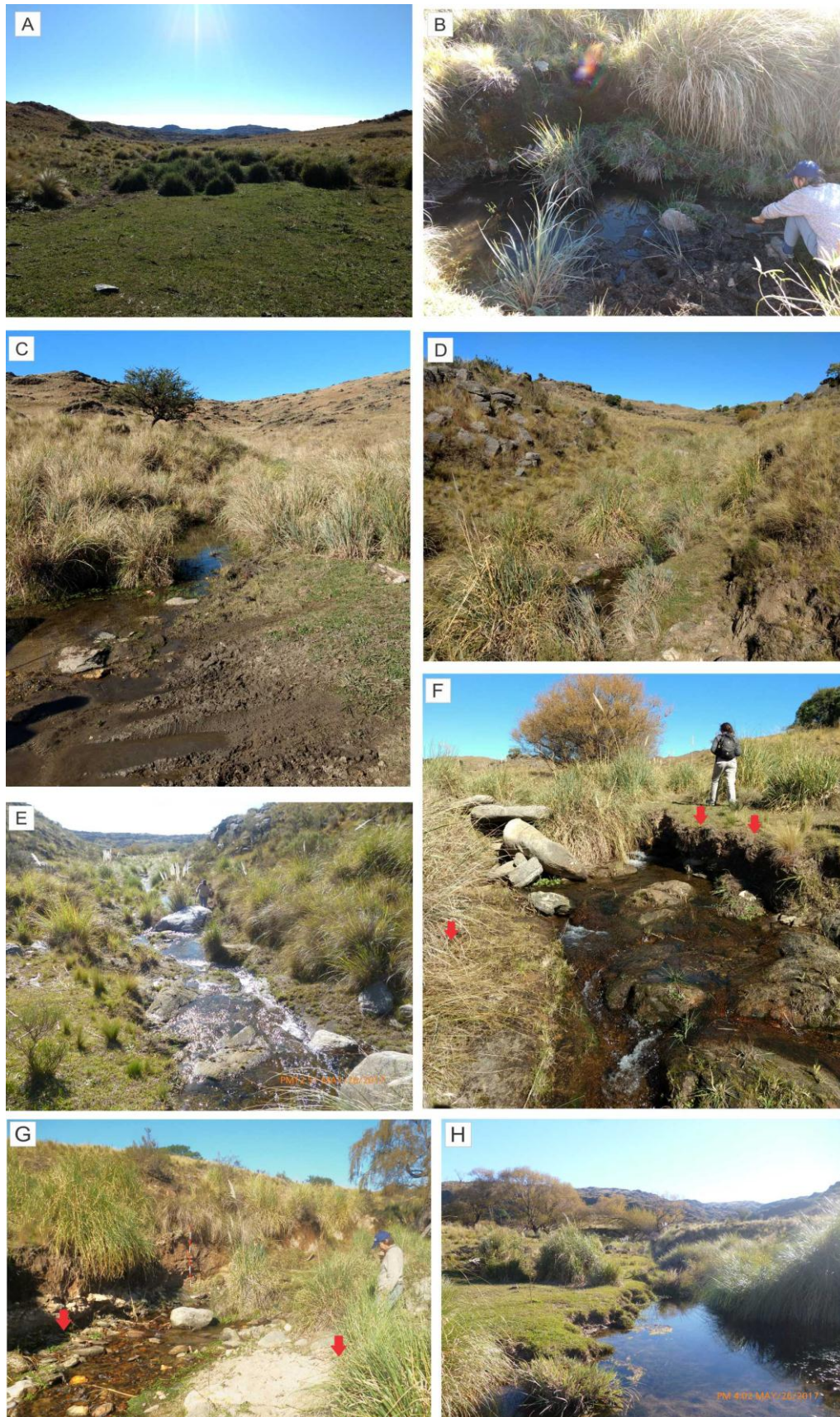
Para determinar la velocidad de la corriente se utilizó el método del flotador y se empleó para el cálculo del área de paso, el método de la sección media.

En la Tabla VII.1 se sintetiza la información de los aforos realizados durante este trabajo final.

	Estación de aforo	Fecha	Área (m <sup>2</sup> )	Velocidad (m/s)	Caudal (m <sup>3</sup> /s)	Observaciones
Arroyo Arenoso	A	16/11/2016	0	0	0	
	A	03/04/2017	0	0	0	
	B	16/11/2016	0,035	0	0	Saturado
	B	03/04/2017	0,07	0,002	0,00014	
	C	12/12/2016	0,5	0	0	Saturado
	D	12/12/2016	0	0	0	
	D	03/04/2017	0	0	0	
	E	16/11/2016	0	0	0	
	E	12/12/2016	0	0	0	
	E	03/04/2017	0	0	0	
	F	16/11/2016	0,015	0,25	0,00375	
	F	12/12/2016	0,01	0,25	0,0025	
	F	03/04/2017	0,01	0,25	0,0025	
	G	16/11/2016	0	0	0	
	G	12/12/2016	0	0	0	
	G	03/04/2017	0	0	0	
	H	16/11/2016	0	0	0	
	H	03/04/2017	0,07	0,2	0,014	
	H	26/05/2017	0,08	0,2	0,016	
I	16/11/2016	0,05	0,2	0,01		
I	03/04/2017	0,1	0,2	0,02		
Arroyo Moyano	A	26/05/2017.	0	0	0	
	B	26/05/2017.	0,2	0,04	0,008	
	C	26/05/2017.	0,08	0,07	0,0056	
	D	26/05/2017.	0,04	0,07	0,0028	
	E	26/05/2017.	0,225	0,2	0,045	
	F	26/05/2017.	0,2	0,2	0,04	
	G	26/05/2017.	0,9	0,1	0,09	
	H	26/05/2017.	1	0,1	0,1	

**Tabla. VII.1.** Aforos instantáneos realizados en distintas estaciones de las cuencas A° Arenoso y A° Moyano. La localización de las estaciones de aforo de la cuenca del A° Arenoso se muestran en las figuras VII.4 y 5, mientras que las de la cuenca del A° Moyano en las figuras VII.8 y 9.





**Figura VII.9.** Estaciones de aforo y marcas de crecidas (flechas rojas) del A° Moyano. La localización de las estaciones se muestra en la figura VII.5.

### VII.2.2.C- Estimación de caudales de crecida

Para determinar caudales de crecida de los A° Arenoso y Moyano, se usó la ecuación:

$$Q = A \times V$$

Donde Q es el caudal, A es el área de la sección transversal y V es la velocidad del flujo de agua.

El área (A) de la sección transversal se estableció a partir del relevamiento de marcas de crecidas y de erosión de márgenes, lo cual permitió inferir el nivel hidrométrico del arroyo durante ese evento.

En cuanto a la velocidad del flujo (V), la misma se estimó a partir de dos metodologías diferentes.

Por un lado se aplicó el **método de Manning**, el cual es el más utilizado para cálculos de escurrimiento en canales abiertos, donde se aplica la siguiente ecuación:

$$V = \frac{1}{n} \times R^{2/3} \times S^{1/2}$$

Donde R es el radio hidráulico (A/P), A es el área de la sección transversal y P es el perímetro mojado, S corresponde a la pendiente del canal y por último, *n* es el coeficiente de rugosidad, el cual depende de las características del cauce, como la textura de los sedimentos que conforman el canal, la densidad y distribución de la vegetación dentro del mismo, etc., y se determina a partir de Tablas (Chow, 1959).

Por otra parte, se aplicó el **método paleohidráulico**, el cual permite determinar la velocidad promedio de la corriente a partir de los tamaños de clastos en depósitos producto de importantes crecidas (Costa, 1983). El mismo consiste en aplicar la siguiente ecuación:

$$V = 0,182 \times d^{0,4873}$$

donde *d* es el valor promedio de los ejes intermedios de cinco clastos más grandes, movidos por el río durante una crecida (Costa, 1983).

Cabe aclarar que la velocidad resultante del segundo método, normalmente es mayor que utilizando la ecuación de Manning, debido a que la selección de los clastos mayores para el cálculo, está representando los eventos de máxima magnitud. Sólo es posible comparar los resultados obtenidos por ambos métodos si se identifican los clastos que se movilizaron, si no los resultados deben considerarse como caudales estimados correspondientes a crecidas de distinta magnitud.

En la cuenca del A° Arenoso, se determinaron los caudales de crecidas aplicando los dos métodos en las secciones transversales correspondiente a las estaciones de aforo **F**, **G**, **H** y **I**(Figs. VII.4 y VII.8). Los resultados obtenidos se sintetizan en las Tablas VII.3 y 4.



<i>Método de Manning</i>										
Sección	Fecha de relevamiento de marcas de crecidas	Nivel Hidrométrico inferido (m)	Ancho del canal (m)	Área (A) [m <sup>2</sup> ]	Perímetro mojado (P) [m]	Radio Hidráulico [m]	Pendiente (S)	Coefficiente de rugosidad (n)	Velocidad del flujo (V) [m/s]	Caudal de crecida (Q) [m <sup>3</sup> /s]
F	16/11/16	0,04	1,98	1,7	0,060	0,04	0,060	0,04	1,98	1,7
G	16/11/16	0,04	2,33	3,6	0,050	0,04	0,050	0,04	2,33	3,6
H	16/11/16	0,04	3,51	6,9	0,110	0,04	0,110	0,04	3,51	6,9
F	03/04/17	0,04	3,23	7,6	0,060	0,04	0,060	0,04	3,23	7,6
G	03/04/17	0,04	2,84	8,7	0,050	0,04	0,050	0,04	2,84	8,7
H	03/04/17	0,06	1,55	2,3	0,05	0,06	0,05	0,06	1,55	2,3
H	03/04/17	0,06	2,04	6,8	0,10	0,06	0,10	0,06	2,04	6,8
H	03/04/17	0,05	4,09	12,3	0,110	0,05	0,110	0,05	4,09	12,3
I	03/04/17	0,05	3,22	9,5	0,11	0,05	0,11	0,05	3,22	9,5
I	03/04/17	0,04	3,74	13,1	0,05	0,04	0,05	0,04	3,74	13,1

**Tabla VII.2.** Caudales de crecida para el A° Arenoso, estimados por el método de Manning. Las secciones se muestran en las figuras VII.4 y 8.

<i>Método de Paleohidráulico</i>						
Sección	Fecha de relevamiento de clastos	Nivel Hidrométrico inferido (m)	Área (A) [m <sup>2</sup> ]	diámetros de eje (mm)	Velocidad del flujo (V) [m/s]	Caudal de crecida (Q) [m <sup>3</sup> /s]
H	16/11/16	0,3	2,0	203	2,4	4,8
F	03/04/17	0,45	2,3	862,3	4,9	11,3
G	03/04/17	0,55	4,2	740	4,55	19,1

**Tabla VII.3.** Caudales de crecida para el A° Arenoso, estimados por el método Paleohidráulico. Las secciones se muestran en las Figuras VII.4 y 8, y los clastos utilizados se presentan en la figura VII.10.



**Figura VII.10.** Clastos utilizados para el cálculo del caudal de crecida por el método Paleohidráulico (A) en la estación de aforo H y (B) en la estación G.

Por otra parte, en la cuenca del A° Moyano se calcularon los caudales de crecida en las secciones transversales de las estaciones de aforo **F**, **G** y **H** (Figs. VII.5 y 9). Los resultados obtenidos se muestran en las Tablas VII.4 y 5

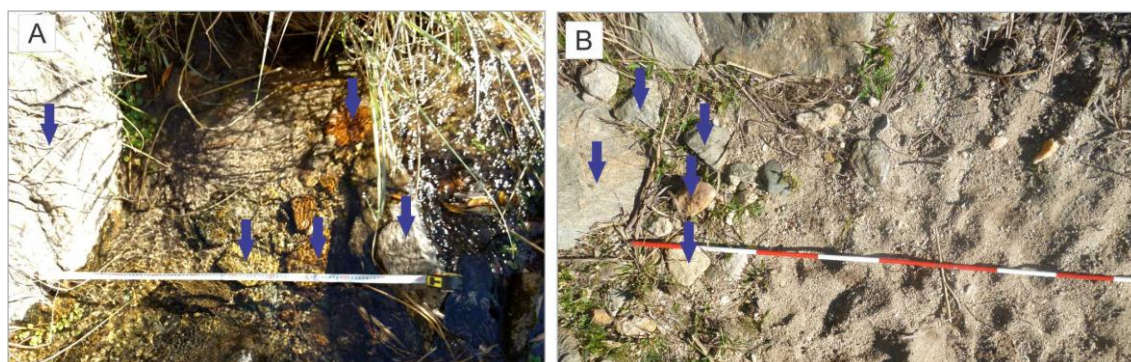
*Método de Manning*

Sección	Fecha de relevamiento de marcas de crecidas	Nivel Hidrométrico inferido (m)	Ancho del canal (m)	Área (A) [m <sup>2</sup> ]	Perímetro mojado (P) [m]	Radio Hidráulico [m]	Pendiente (S)	Coficiente de rugosidad (n)	Velocidad del flujo (V) [m/s]	Caudal de crecida (Q) [m <sup>3</sup> /s]
F	26/05/2017	0,5	2,5	1,25	3,50	0,36	0,10	0,06	2,68	3,35
G	26/05/2017	0,6	6	3,60	7,20	0,50	0,07	0,06	2,70	9,71
G	26/05/2017	0,8	8	6,40	9,60	0,67	0,07	0,06	3,37	21,54
H	26/05/2017	0,75	12	9,00	13,50	0,67	0,04	0,05	3,05	27,47

**Tabla VII.4.** Caudales de crecida para el A° Moyano, estimados por el método de Manning. Las secciones se muestran en las figuras VII.5 y 9.

<i>Método de Paleohidráulico</i>						
Sección	Fecha de relevamiento de clastos	Nivel Hidrométrico inferido (m)	Área (A) [m <sup>2</sup> ]	Diámetros de eje (mm)	Velocidad del flujo (V) [m/s]	Caudal de crecida (Q) [m <sup>3</sup> /s]
F	26/05/17	0,5	1,25	146,4	2,0	2,6
G	26/05/17	0,6	6	366,6	3,2	19,4

**Tabla VII.5.** Caudales de crecida calculados para el A° Moyano por el método Paleohidráulico. Las secciones se muestran en las figuras VII.5 y 9, y los clastos utilizados se presentan en la figura VII.11.



**Figura VII.11.** Clastos utilizados para el método Paleohidráulico (A) en la estación de aforo F y (B) en la estación G.

Comparando ambos métodos, se observó que el Paleohidráulico obtiene valores más altos de caudal que los determinados por el método de Manning, tal como se expresó precedentemente.

Andreazzini (2015), a partir de relevamiento de marcas de crecida y cálculo de velocidad por Manning, estimó caudales de crecidas para el A° Vílchez y el río Las Tapias (Tabla. VII.6).

Río/Arroyo	Área (A) [m <sup>2</sup> ]	Perímetro mojado (P) [m]	Radio Hidráulico [m]	Pendiente (S)	Coefficiente de rugosidad (n)	Velocidad (V) [m/s]	Caudal de crecida (Q) [m <sup>3</sup> /s]
Vílchez	44					1,75	77
Las Tapias	22,4	27,39	0,82	0,008	0,064	1,18	26,4
Las Tapias	26,4	25,98	1,01	0,008	0,06	1,45	38,3
Las Tapias	56,5					1,75	118,5
Las Tapias	123,2	117,65	1,05	0,007	0,075	1,15	141,7

**Tabla VII.6.** Caudales de crecida estimados para el A° Vílchez y río Las Tapias (Extraído de Andreazzini, 2015).



## Capítulo VIII

### Conectividad del Paisaje



## VIII.1- Marco teórico y metodológico

---

Los ríos son considerados sistemas complejos, conformados por diferentes componentes, que dependiendo de su distribución y de la forma en que se relacionan entre sí, condicionan los procesos de erosión, transporte y sedimentación de manera no lineal ni unidireccional. Para una mejor comprensión de estos sistemas, deben analizarse de manera integral, y no por sus partes individuales y separadas. Es así que se reconoce el potencial del estudio de *la conectividad hidrológica y sedimentológica* para integrar conocimientos de diferentes campos de investigación y alcanzar una comprensión más holística de los sistemas complejos (Lexartza-Artza *et al.*, 2009).

El concepto de conectividad se aplica en diferentes disciplinas como ecología, agronomía, hidrología y geomorfología, ya que los estudios sobre esta temática son esenciales para una adecuada gestión ambiental y manejo de los recursos, permitiendo comprender posibles efectos ambientales frente a perturbaciones naturales o inducidas. Específicamente en geomorfología, la conectividad permite comprender la morfodinámica de los cursos fluviales y su vinculación con características geológico-geomorfológicas de una cuenca, es así que se puede evaluar con mayor eficacia los modos de respuesta de un sistema fluvial ante modificaciones en sus variables de control. Además, aborda problemáticas relacionadas con la producción de sedimentos, ya que en una cuenca hidrológica, por lo general, existe un desequilibrio entre las tasas de erosión local y los sedimentos medidos en la salida de la cuenca, es decir, que sólo una fracción del sedimento producido dentro de una cuenca llegará a la salida de ésta (Messenzehl *et al.*, 2014).

Para el estudio de conectividad se deben responder preguntas como dónde se almacena el sedimento, cuál es su tiempo de residencia, cuáles son los bloqueos que impiden el paso, cuán eficiente es el transporte de sedimentos, entre otras. Por lo tanto, es fundamental entender la dinámica interna del **flujo de sedimento**, es decir desde que los sedimentos se generan en áreas fuentes y son transportados hasta la red de drenaje o almacenados en depósitos. Estos últimos tienen tiempos de residencia que varían desde minutos hasta miles de años, a los cuales Fryirs (2013) diferencia entre transitorios (almacenes) o permanentes (sumideros). Los primeros son de corta duración, debido a que son reelaborados de forma recurrente, este es el caso de barras o bancos de arena, mientras que los segundos son almacenamientos de larga duración, por ejemplo, llanuras aluviales o terrazas.

A partir de lo expuesto, Fryirs (2013) define a la *conectividad* como la transferencia de sedimentos a través de la red de drenaje, entre dos depósitos o sumideros desconectados. Por el contrario la *desconectividad* se interpreta como el grado por el cual cualquier factor limitante disminuye la eficiencia en las relaciones de transferencia de sedimentos, por lo que favorece al almacenamiento de los mismos. Por otra parte,

Croke *et al.* (2005) define a la *conectividad de sedimentos* como el grado de vinculación entre fuentes de sedimentos y áreas pendiente abajo, en tanto la *conectividad hidrológica* hace referencia a los vínculos internos entre los tributarios, canales principales, escorrentía y fuentes de sedimentos. En este trabajo de tesis se trabajarán estos conceptos de manera conjunta, si bien se centrará el estudio en la conectividad sedimentológica más que en la hidrológica, por lo que se utilizara el término *conectividad del paisaje* (Brierley *et al.*, 2006).

La conectividad varía en el espacio y en el tiempo. Esta última variable está relacionada con la magnitud y la frecuencia características de los procesos involucrados en la transferencia de sedimentos (remoción en masa, erosión hídrica, fluvial, etc.) y de los cambios en el uso/manejo del suelo. Por otro lado, respecto a los aspectos espaciales, Hooke (2003) ha demostrado que la producción, transporte e ingreso de sedimentos a los canales de los ríos no dependen sólo de la fisiografía general de la cuenca, sino también de la organización espacial de varias unidades fisiográficas.

#### **VIII.1.1- Modelo conceptual de Conectividad**

Diferentes autores, como Fryirs (2013); Messenzehl *et al.*, 2014; Lexartza-Artza *et al.*, 2009; Brierley *et al.*, 2006, entre otros, desarrollan un modelo conceptual de conectividad. Este es una representación gráfica en la que se simplifica la dinámica de los flujos sedimentarios en las cuencas hidrográficas, permitiendo una mejor comprensión de la misma e identificar partes sensibles de la cuenca y así poder predecir posibles cambios geomorfológicos. Este modelo es análogo a encender y apagar una serie de interruptores que conectan o desconectan las fuentes de sedimentos en una cuenca (Fig. VIII.1), por lo que existen vínculos y bloqueos que definen un **área de captación efectiva**, la cual es una zona espacial que transporta el sedimento a lo largo de la red fluvial (Fig. VIII.1). Esta misma cambia con el tiempo en función de la magnitud del evento requerido para que desaparezcan bloqueos y se produzca una conexión, por lo que el área efectiva de captación aumenta a medida que es mayor la magnitud del evento (Fig. VIII.1).

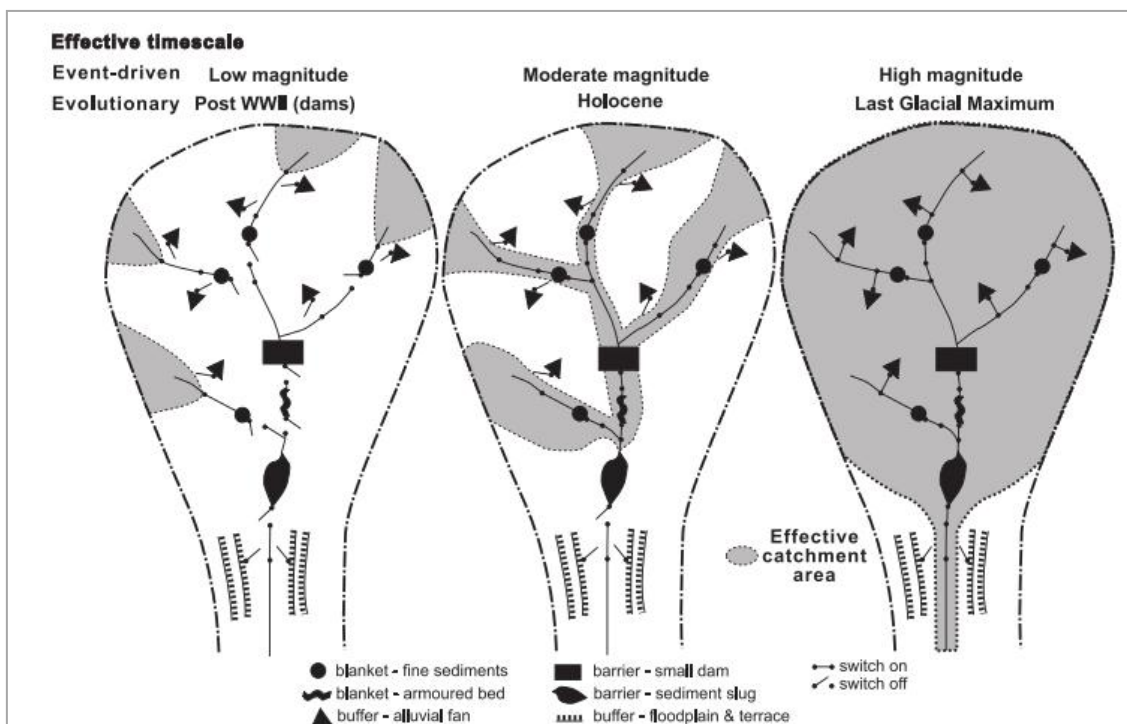


Figura VIII.1. Modelo conceptual de conectividad, en eventos de distinta magnitud. (Extraído de Fryirs, 2013).

### VIII.1.1.A- Tipos de vínculos en cuencas

Los vínculos permiten el funcionamiento de diferentes procesos que favorecen la transferencia de sedimento, impulsando el flujo de los mismos, y por ende aumentando el grado de conexión de una cuenca. Fryirs (2013) clasifica los vínculos en laterales, longitudinales y verticales.

Los vínculos **laterales** caracterizan la relación que existe entre la red fluvial y el ambiente que lo rodea, favoreciendo el aumento del suministro de sedimentos a los ríos. Dentro de éstos se incluyen las relaciones de canal-pendiente y canal-llanura de inundación. La primera registra la frecuencia con la cual los procesos de canal remueven los materiales derivados de las laderas. La fuerza del vínculo está dada por los procesos de remoción en masa e hídricos, el grado de estabilidad de abanicos aluviales, etc. Por otra parte, la conectividad del canal-llanura de inundación es impulsada por la magnitud y frecuencia de inundación. A partir de este vínculo se puede producir suministro de sedimento en la llanura de inundación, el cual queda almacenado o es re-trabajado y por ende se transfiere activamente al canal.

Los vínculos **longitudinales** se definen en el contexto de la red fluvial, por lo que incluyen las relaciones aguas arriba-aguas abajo y tributarios-canal principal. La primera, denota la capacidad del flujo de agua para transportar sedimentos de barra a barra, mientras que la segunda explica si el sedimento queda retenido en los



tributarios o en el canal principal y si el aporte de sedimentos tiene un efecto significativo geomorfológicamente sobre la morfología del canal principal.

Los vínculos **verticales** se refieren a interacciones superficie-subsuperficie de agua y sedimentos. En general, los vínculos longitudinales y laterales tienden a ser menos eficientes en dirección aguas abajo, mientras que los vínculos verticales tienden a fortalecerse (Fryirs, 2013; Brierley *et al.*, 2006). Dado que el estudio de estos últimos demandaría el seguimiento de secciones transversales de detalle a más largo plazo, en este trabajo final, este tipo de conexiones no serán analizadas al mismo nivel que las anteriores, solamente serán mencionados algunos casos generales en relación a la movilidad longitudinal de los sedimentos.

### VIII.1.1.B- Tipos de bloqueos en cuencas

Los vínculos pueden ser interrumpidos por diferentes tipos de bloqueos, los cuales son almacenamientos de sedimentos, con distintos tiempos de residencia, que actúan para detener la dinámica del flujo de sedimentos durante un tiempo prolongado. Por lo tanto, se consideran como agentes primarios de desconexión de sedimentos en cuencas hidrográficas. La distribución y tipo de estos bloqueos determinan la fuerza de la conexión entre los compartimentos de la cuenca y la medida en que el transporte de sedimentos se atenúa.

Estos pueden ser **buffer**, los cuales son grandes almacenamientos con importantes tiempos de residencia, como por ejemplo pantanos, abanicos aluviales, terrazas muy altas, zonas de piedemonte (por ejemplo *bajadas*), planicie aluvial ancha, etc., los cuales impiden la transferencia de sedimentos de las laderas a la red de drenaje y por lo tanto interrumpen los vínculos laterales.

Otros bloqueos son las **barreras**, las cuales alteran los sedimentos que se mueven a lo largo del canal, por lo que comúnmente interrumpen los enlaces longitudinales a través de su efecto sobre el nivel de base local o perfil longitudinal del canal. Ejemplos comunes de estas barreras son las acumulaciones de sedimentos inmediatamente aguas arriba de saltos o escalones de lecho rocoso, diques, etc.

Por último se encuentran las **Cubiertas/Capas (Blankets)**, las cuales son formas que suavizan otras, protegiéndolas del retrabajo. Interrumpen los enlaces verticales a través de su efecto en las interacciones superficie-subsuperficie. Estas pueden ser láminas de arena en planicie de inundación, materiales finos que rellenan intersticios de barras de gravas, lechos en armadura, etc. (Fryirs, 2013; Brierley *et al.*, 2006).



### VIII.1.2- Toposecuencias

Las toposecuencias permiten analizar el flujo de sedimentos de una cuenca, y consisten en transectas, desde las divisorias de agua hasta los canales, subdivididos en función de características geomorfológicas (ángulo de la pendiente, altitud y distancias a la divisoria de drenaje), procesos geomorfológicos de transferencia de agua y sedimentos, y ambientes de sedimentación.

Esto permitirá diferenciar distintas unidades de almacenamiento sedimentario y determinar vínculos o bloqueos entre éstos con el canal principal (Fig. VIII.2), por lo que cada sucesión topológica puede representar una trayectoria potencial para el transporte de los sedimentos y además proporcionar una valiosa herramienta para evaluar las relaciones de conectividad o desconectividad (Messenzehl *et al.*, 2014).

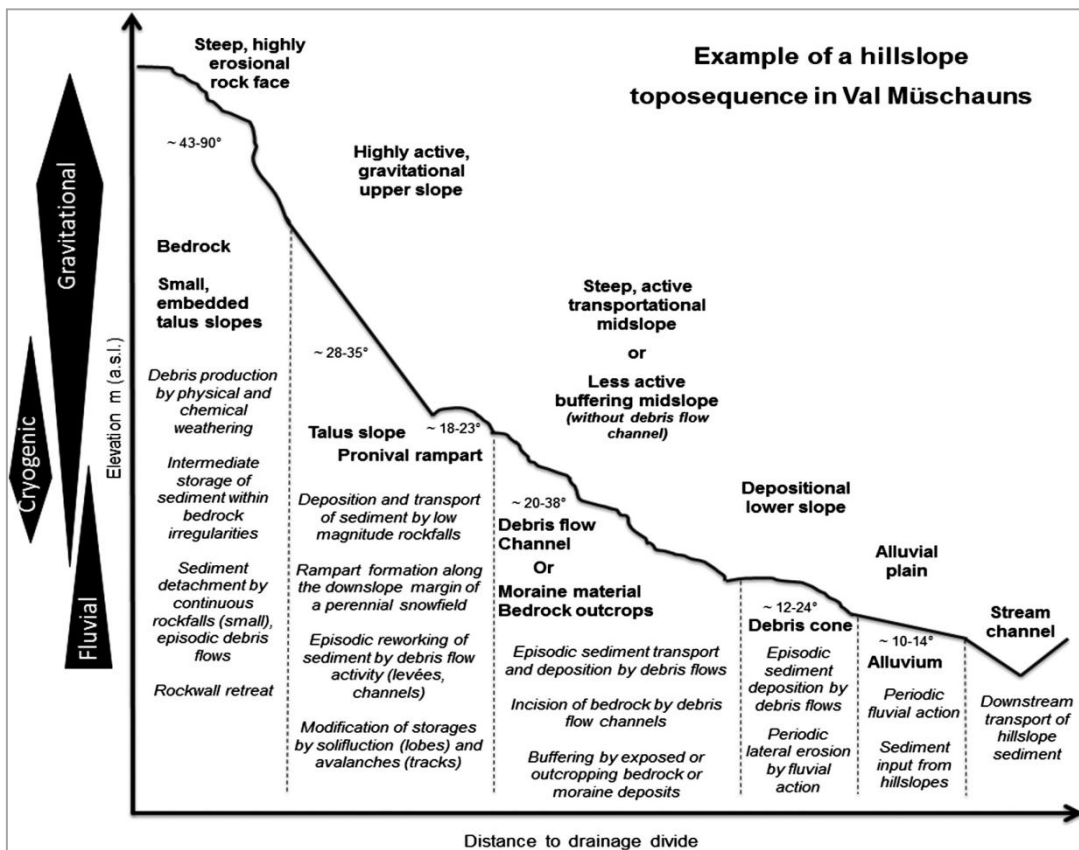


Figura VIII.2. Ejemplo típico de toposecuencias en un valle montañoso (Extraído Messenzehl *et al.*, 2014).



### ***VIII.1.3- Escalas de conectividad del paisaje dentro de una cuenca***

Debido a que los diferentes elementos que componen un sistema, presentan distintas escalas espaciales y temporales, resulta muy complejo estudiarlos en conjunto como un todo. Por ejemplo, los procesos que generan y transfieren sedimento desde los afloramientos hasta los ríos se desarrollan con frecuencia y magnitud marcadamente diferentes de los que se dan en el mismo canal. Para tener un enfoque integral de la cuenca, Brierley *et al.* (2006) propone que para la evaluación de la conectividad se debe realizar un análisis a diferentes escalas, efectuando una caracterización y mapeo de vínculos-bloqueos en cualquier nivel de jerarquía.

A nivel de detalle, se propone estudiar el flujo de sedimentos en cada elemento del paisaje, es decir, que se debe analizar los procesos de erosión, transporte y sedimentación en una ladera, un río, un tributario y/o un acuífero (Fig. VIII.3 **a, b**). A mayor escala se investiga la relación de estos elementos del paisaje entre sí, por ejemplo, río aguas arriba-aguas abajo, tributario-río principal, laderas-fondo de valle y canal-llanura de inundación (Fig. VIII.3 **c**). Luego se analizan estas relaciones como un todo en cada subcuenca, evaluando si se trata de un sistema limitado de transporte o de suministro (Fig. VIII.3 **d**). Por último, se realiza un estudio general a nivel de cuenca, en donde se determina cómo el sistema fluvial se conecta con el relieve, cómo la forma de la cuenca influye en el transporte y sedimentación, etc. Esto permitirá determinar el grado de conectividad, la zona de captación efectiva y por ende predecir la sensibilidad del paisaje al cambio (Fig. VIII.3 **e**).

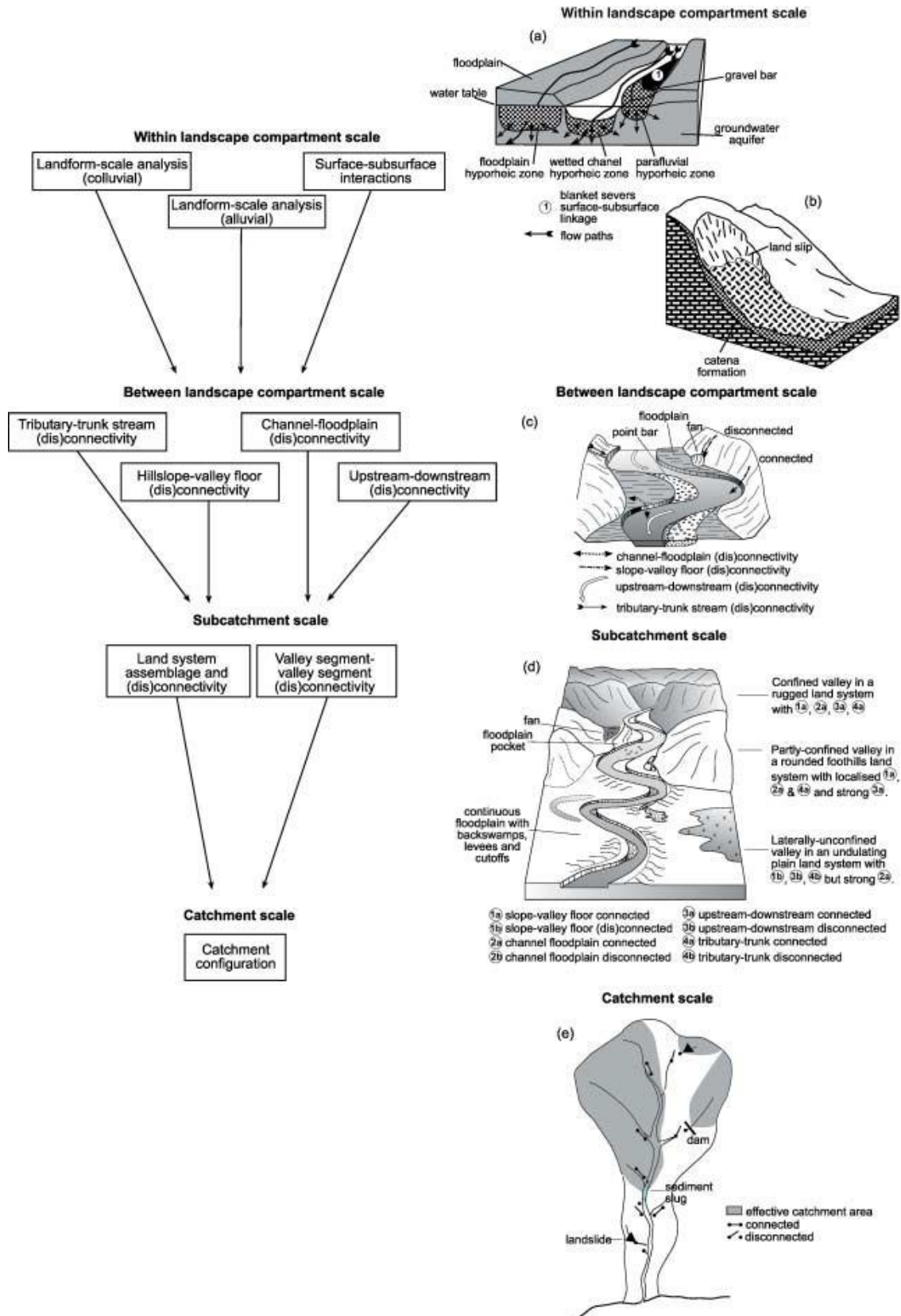


Figura VIII.3. Escalas de conectividad del paisaje dentro de una cuenca (Extraído Brierley et al., 2006).

#### VIII.1.4- Índice de conectividad

Muchos autores (Cavalli *et al.*, 2013, Miller *et al.*, 2012; Messenzehl *et al.*, 2014, 2009; Fryirs, 2013; Brierley *et al.*, 2006, etc.) definen índices de conectividad, utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG) y modelos digitales de elevación del terreno (MDE) de alta resolución.

En el caso particular de este trabajo, debido al tamaño de las cuencas de estudio, y a la baja resolución de los MDE de uso libre disponibles se resolvió elaborar un índice semicuantitativo basado fundamentalmente, en mapeo geológico y geomorfológico realizado a partir de estudios de campo, imágenes satelitales y fotografías aéreas, complementado con el monitoreo de algunos procesos activos representativos. Para ello, se efectuó el seguimiento de rasgos de erosión hídrica con estacas y el movimiento de clastos marcados en laderas y canales.

#### Determinación del índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias

El índice de conectividad propuesto (IC) fue determinado para cada cuenca secundaria y principal de los arroyos Arenoso y Moyano, presentadas en las Figuras VII.4 y VII.5, considerando las variables que se presentan en la siguiente expresión matemática:

$$IC = \text{Toposecuencias (T)} + \text{Densidad de drenaje (Dd)} + \text{Conexiones (C)} - \text{Barreras (B)}$$

Como resultado se obtiene un valor de IC adimensional, ya que cada variable se pondera entre 0 y 1. Esto permite definir que la máxima conexión en una cuenca es de 3, por lo que se utiliza este valor para finalmente normalizar el IC entre 0 y 1.

1. Toposecuencias (T), esta variable representa los tipos de almacenamientos y los vínculos laterales, indicando el grado de conexión lateral de cada subcuenca.

Se relevaron diferentes tipos de toposecuencias, a las cuales se asignaron valores entre 0 y 1, en sentido creciente de conexión lateral. El valor asignado a cada subcuenca, se obtuvo del promedio ponderado, a partir de la cantidad y tipo de toposecuencias presentes.

2. Densidad de drenaje (Dd), esta variable corresponde a la longitud total de los canales definidos por unidad de área, es por esto que representa los vínculos longitudinales. Se determina a partir de la siguiente expresión matemática:

$$Dd = \text{Longitud total de canales} / \text{área de la cuenca}$$

Para cada subcuenca secundaria de ambos sistemas (Figs. VII.4 y 5) se obtuvo un valor de Dd, el cual se ponderó entre 0 y 1, considerando 1 la máxima densidad de drenaje obtenido en las cuencas A° Arenoso y A° Moyano.

3. Conexiones (C), esta variable determina el número de conexiones entre cursos de distinto orden en cada cuenca y complementando a la anterior para el análisis de los vínculos longitudinales, ya que dos subcuencas pueden presentar la misma densidad de drenaje pero diferente número de conexiones.

Los valores obtenidos se ponderan entre 0 y 1, correspondiendo el 1 al mayor número de conexiones obtenido en las cuencas A° Arenoso y A° Moyano.

4. Barreras (B), esta variable determina número y tipo de desconexiones en la red de drenaje, es por esto que en el índice se resta ya que disminuye el grado de conexión.

Se establecieron diferentes tipos de barrera en cada cuenca, según sus características (tamaño, posición, etc.) y por ende el grado de desconexión que generan, se definieron tres clases (alta, media y baja), donde el valor 1, representa la máxima desconexión longitudinal.

Por último, para cada subcuenca, se obtuvo un promedio ponderado de los valores que surgen de multiplicar la cantidad de cada tipo de barreras por el valor establecido.

#### **Variación de la conectividad en dirección aguas abajo**

Para mostrar la variabilidad de la conectividad desde los tributarios de primer orden hasta la salida del colector principal, se utilizó representación gráfica propuesta por Miller *et al.* (2012), en la cual se estima el porcentaje de área conectada aguas arriba de las principales confluencias entre los tributarios y el canal principal.

## VIII.2- Conectividad de la Cuenca del Arroyo Arenoso.

### VIII.2.1- Tipos de almacenamientos

En la Tabla.VIII.1 y Figura VIII.4 se presenta una clasificación de los almacenamientos en la cuenca a partir de descripciones litológicas y geomorfológicas desarrolladas en capítulos anteriores. Además se muestran características de los almacenamientos, como tiempo de residencia y el área que ocupan en la cuenca de estudio.

Tipo	Descripción	Tiempo de residencia	Área ocupada
1	<b>Taludes con bloques</b> , de hasta aprox. 30 cm de eje mayor, en general rodean a los afloramientos rocosos, presentan un pobre desarrollo de suelos y un alto grado de cobertura vegetal. Se sitúan entre cotas 1130-1070m s.n.m. en pendientes variables entre 42% y 27%. Son almacenamientos de alta estabilidad donde los clastos se movilizan sólo en eventos extraordinarios (transporte por caída o reptación de bloques).	Permanente	0,48 km <sup>2</sup>
2	<b>Taludes con arenización</b> (dominan arenas gruesas/muy gruesas y gravas finas), se sitúan entre cotas 1130-1060m s.n.m. y en laderas de pendiente moderada (entre 24% y 18%), al pie de algunos afloramientos rocosos. Tienen un reducido espesor (en general menor a 15 cm), son discontinuos y poseen bajo grado de cobertura vegetal. Son fuente de sedimentos activos y susceptibles al transporte por arroyada difusa, rolido, reptación.	Temporarios	0,18 km <sup>2</sup>
3	<b>Taludes con cubierta coluvial</b> , principalmente conformados por sedimentos gravo-arenosos gruesos de flujos hiperconcentrados (Figs. IV. 5,7 y 10), situados entre cotas 1070 a 1030m s.n.m, en pendientes del orden del 11% al 18%. Muestran un importante desarrollo de suelos, con alto grado de cobertura vegetal, esta característica permite que los almacenamientos sean estables, si bien localmente se desarrollan cárcavas.	Permanentes	0,16 km <sup>2</sup>
4	<b>Terrazas fluviales</b> , conforman diferentes niveles que varían entre 4 y 1m de altura respecto al cauce, situados entre cotas 1050 y 1010m s.n.m,	<i>Terrazas de agradación:</i> Permanentes/	0,02 km <sup>2</sup>

	<p>en pendientes del orden del 11% a 7%.</p> <p>En las <i>terrazas de agradación</i> dominan materiales areno-gravosos (Fig. IV.19), en general tienen un pobre desarrollo de suelos y están vegetadas, presentando mayor estabilidad los niveles más antiguos. Localmente, todas son afectadas por erosión lateral del canal.</p> <p>Las <i>terrazas erosivas</i> están compuestas por secuencias cohesivas de flujos hiperconcentrados y asociadas a mallines. El grado de cobertura vegetal es menor o nulo y en general son estables.</p>	<p>Temporarias</p> <p><i>Terrazas erosivas:</i> Permanentes</p>	
5	<p>Depósitos del <b>cauce actual</b>, en general conforman barras de textura gravosa media a muy fina (Figs. VIII.5-9), localizadas en el canal principal y los tributarios (Fig. VIII.4).</p> <p>No están vegetadas y constituyen fuentes de sedimentos activas, sujetas al transporte fluvial.</p>	Temporarios	0,10km <sup>2</sup>
6	<p>Sedimentos limo-arenosos finos de <b>paleomallín</b>, se localizan entre las cotas 1030-1010m s.n.m. asociado al eje del canal principal. Poseen un alto contenido de materia orgánica y moderado % de arcillas, características que le otorgan una notable resistencia a la erosión. Presenta un importante desarrollo edáfico en la parte superior.</p>	Permanentes	0,008 km <sup>2</sup>
7	<p>Sedimentos limo-arenosos finos de <b>mallín activo</b> (cotas 1060-1050m s.n.m.), presentan un importante desarrollo de suelos con alta cobertura vegetal y se encuentran saturados la mayor parte del año. En general son estables (erosión fluvial localizada).</p>	Permanentes	0,0007 km <sup>2</sup>
8	<p><b>Abanicos coluviales</b>, se presentan como formas coalescentes de mayores dimensiones (entre 3,8m a 2,7m de alto, Fig. VIII.24 A), y como cuerpos individuales de menores tamaños (1,60 m a 1,40 m de alto aproximadamente, Fig. VIII.24 B), adosados a las márgenes del colector principal, tributarios y cárcavas. Se componen de sedimentos sueltos de textura gravo-arenosa gruesa proveniente de depósitos de flujos hiperconcentrados, terrazas y paleomallín. Son altamente susceptibles a la erosión y transporte y constituyen fuentes de sedimentos activas.</p>	Temporarios	0,0008 km <sup>2</sup>

Tabla VIII.1. Tipos de almacenamiento en la cuenca del A° Arenoso

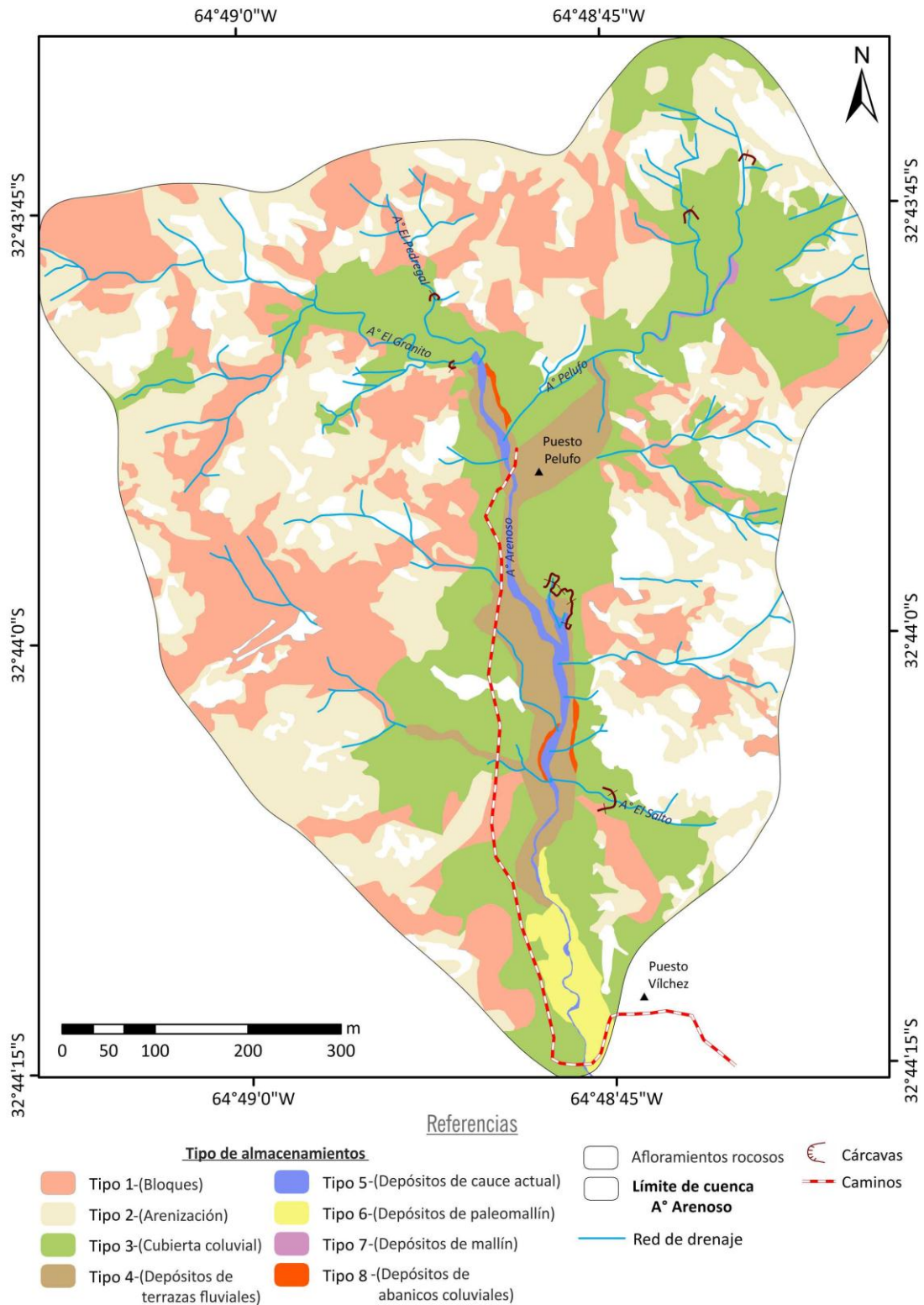
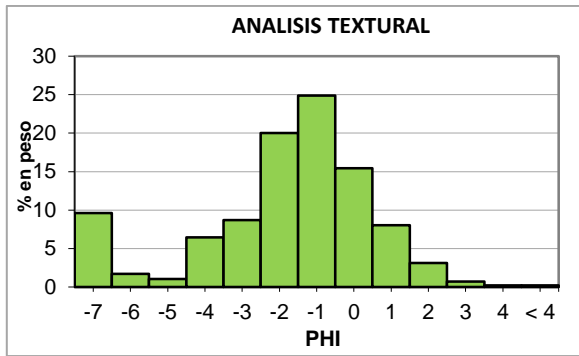
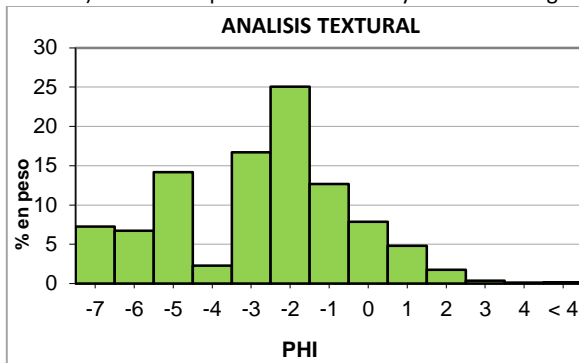


Figura VIII.4. Tipo de almacenamientos de la cuenca A° Arenoso

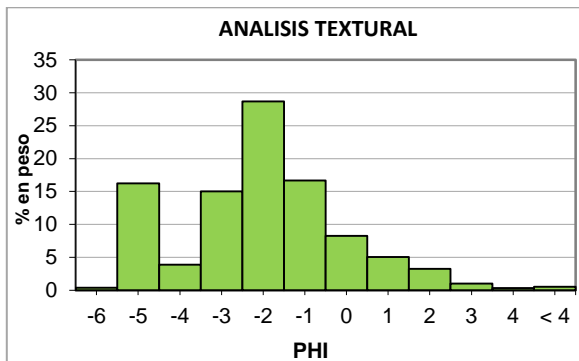




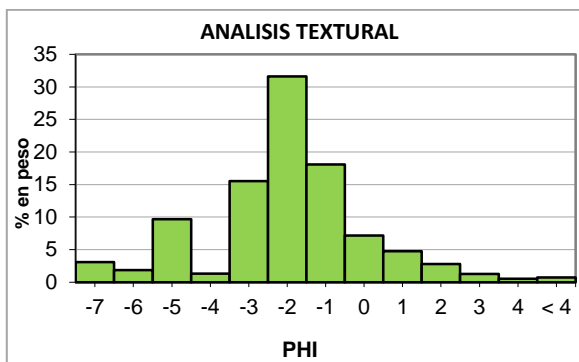
**Figura VIII.5.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales del fondo del canal (muestra G8, A° El Granito) obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).



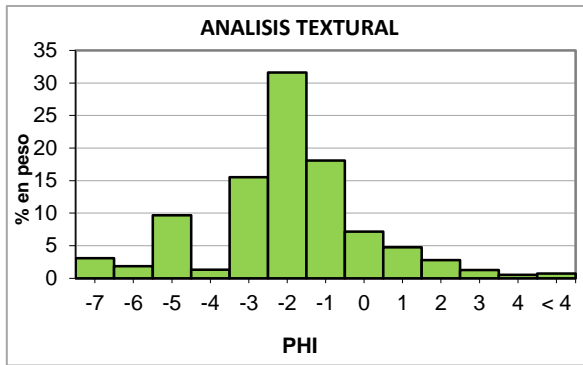
**Figura VIII.6.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales del fondo del canal (muestras G9, A° El Pedregal), obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).



**Figura VIII.7.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales del fondo del canal (muestras G10, A° Pelufo), obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).



**Figura VIII.8.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales del fondo del canal (muestras G11, A° Arenoso), obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).



**Figura VIII.9.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales del fondo del canal (muestras G12, A° Arenoso), obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).

### VIII.2.2- Análisis de vínculos

En el mapa de la Figura VIII.10 se presenta la distribución espacial de los elementos utilizados para evaluar la conectividad.

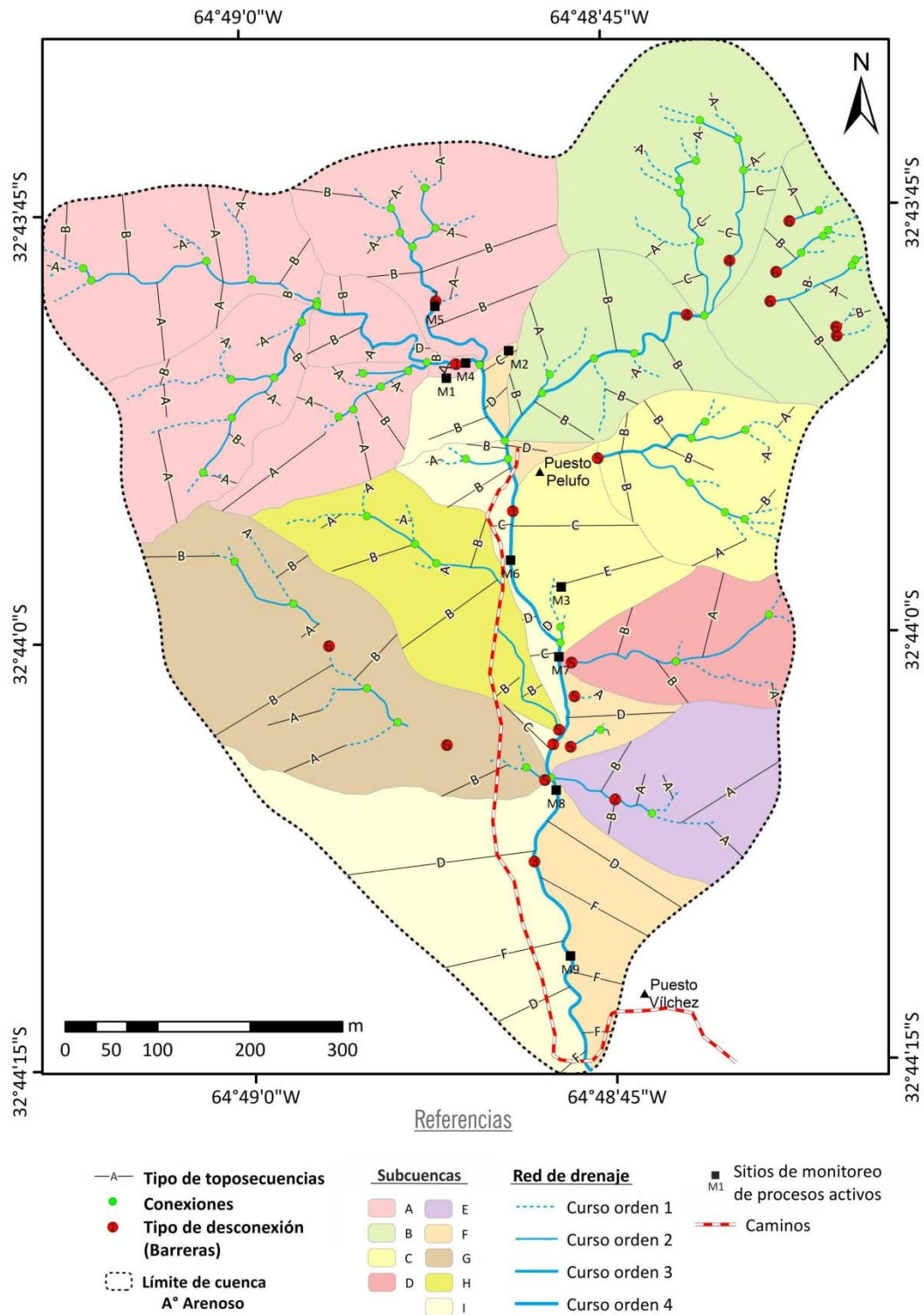


Figura VIII.10. Mapa de ubicación de elementos analizados para evaluar la conectividad de la cuenca A° Arenoso.

### VIII.2.2.A-Vínculos laterales

Como ya se aludió anteriormente, el grado de conectividad en una cuenca depende en parte de los vínculos laterales, los cuales pueden ser interrumpidos por elementos del paisaje que actúan como buffer.

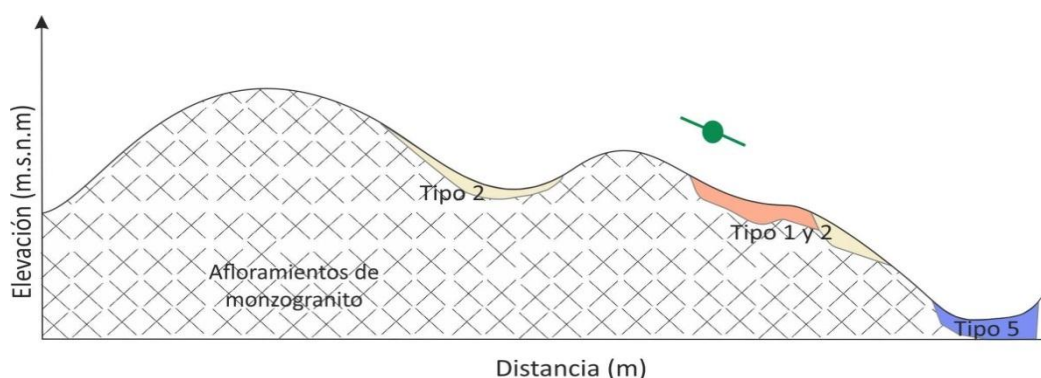
Para un análisis holístico de estos vínculos, se utiliza como herramienta el concepto de toposecuencias. Las mismas permitirán obtener una representación gráfica y simplista de las conexiones o desconexiones que se dan entre los distintos almacenamientos de sedimento en una ladera y el canal principal o sus tributarios.

Por otra parte, se seleccionaron segmentos de toposecuencias representativas donde se efectuó el monitoreo de la movilización de sedimentos (clastos aislados, retroceso de cárcavas, de márgenes de canal, etc.).

#### VIII.2.2.A.1- Toposecuencias

Se reconocieron seis tipos de toposecuencias principales que se repiten en diferentes zonas de la cuenca (Fig. VIII.10). A continuación se describe cada una de ellas, representando con interruptores verdes los vínculos laterales y con rojos los buffer, es decir, se muestran las conexiones y desconexiones, respectivamente, en el flujo de sedimentos.

#### Toposecuencia A



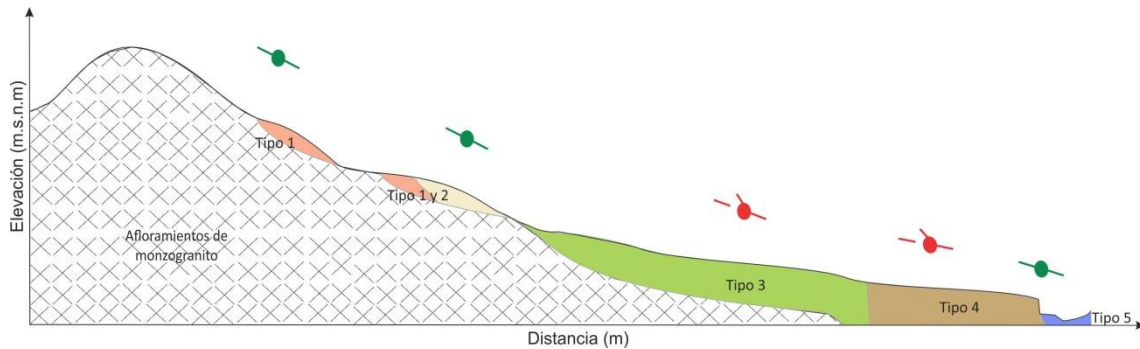
**Figura VIII.11.** Representación esquemática de toposecuencia A.

Esta toposecuencia representa el flujo de sedimento que se da en cuenca alta, son frecuentes en las nacientes de los tributarios de orden 1 o 2, principalmente.

Los afloramientos de rocas graníticas presentan una baja cubierta vegetal, por lo que sufren procesos de meteorización y erosión que generan pequeños y dispersos almacenamientos tipo 1 y 2.

Por caída y reptación de bloques o por arroyada difusa, durante épocas de precipitaciones, estos almacenamientos (especialmente los tipo 2) son transportados por las laderas hasta llegar a los canales de bajo orden (Fig. VIII.11).

### Toposecuencia B



**Figura VIII.12.** Representación esquemática toposecuencia B.

Al igual que en el caso anterior, en los niveles topográficos más altos se desarrollan almacenamientos tipo 1 y 2, los cuales tienden a estar conectados entre sí y, en parte, son transportados durante importantes lluvias (como se corroboró en el monitoreo de los mismos) a las superficies que conforman los almacenamientos tipo 3 y 4, considerados en este caso como **buffer**, debido a que generan una desconexión con el canal principal (Fig. VIII.12).

Localmente se observó que los almacenamientos tipo 4 aportan sedimentos al canal debido a la erosión de márgenes que se produce durante épocas de crecidas (Figs.VIII.12 y 13).



**Figura VIII.13.** Erosión de márgenes y aporte de sedimento al canal

### Toposecuencia C

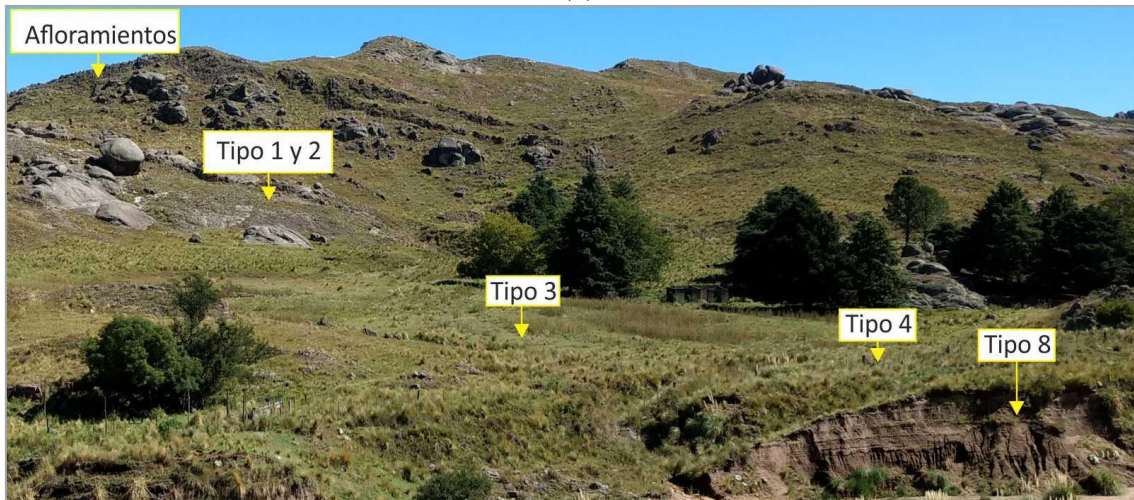
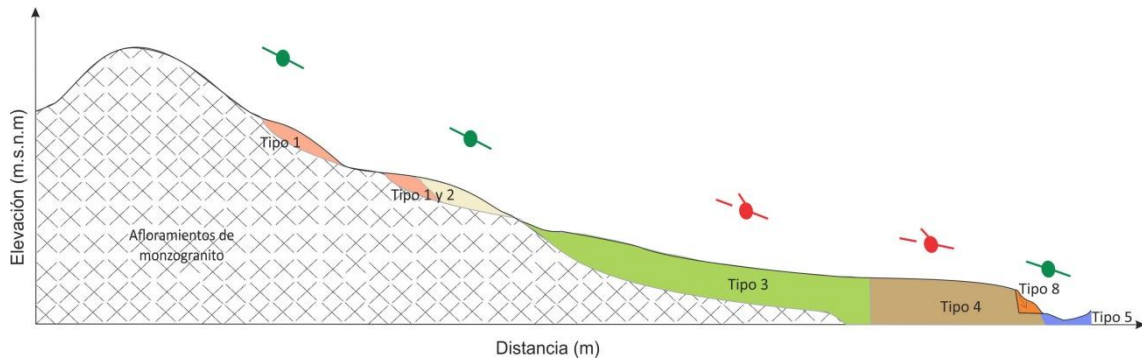


Figura VIII.14. Representación esquemática toposecuencia C y vista representativa de la misma.

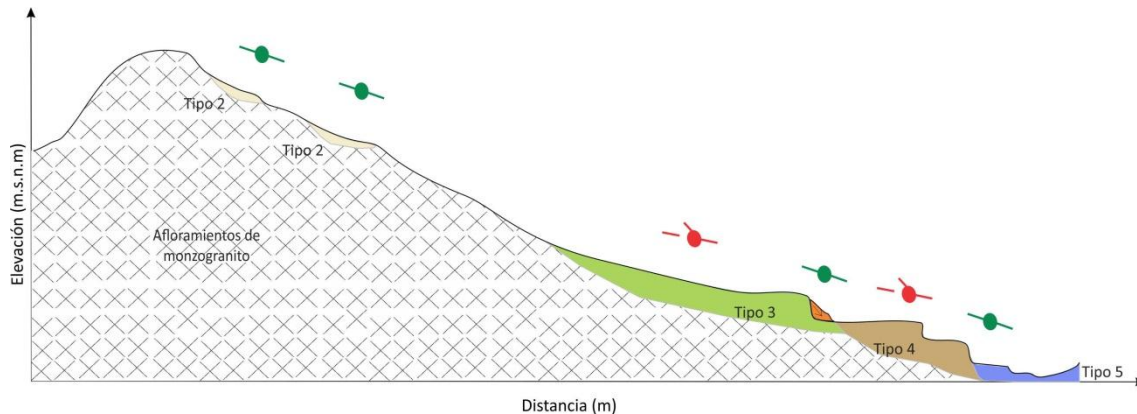
Esta toposecuencia muestra una situación muy similar a la anterior, con la diferencia que en las márgenes de los arroyos se encuentran almacenamientos tipo 8 (Fig. VIII.14).

Como se analizará en el siguiente apartado, el monitoreo de algunas de estas morfologías muestra una conexión entre los almacenamientos tipo 4 y el canal principal (Fig. VIII.15). En cuenca alta, asociados al cauce de tributarios de bajo orden, se observaron abanicos coluviales más estables con una mayor cobertura vegetal, menos afectados por la erosión de márgenes, que se comportan como **buffer**.



Figura VIII.15. Abanicos coluviales (flechas amarillas) con aporte de sedimento al canal (flecha roja).

### Toposecuencia D



**Figura VIII.16.** Representación esquemática toposecuencia D.

En los niveles topográficos más altos de esta toposecuencia se reconocen especialmente almacenamientos tipo 2. El almacenamiento tipo 3 (buffer) se conecta, localmente, a través de abanicos coluviales (tipo 8) con el tipo 4.

A partir de las descripciones geomorfológicas (Fig. IV.29 A), se puede considerar al primer nivel de terraza como un **buffer** debido a sus dimensiones y a su abundante cubierta vegetal, la cual bloquea el transporte de material a niveles de terrazas inferiores. Por el contrario, los niveles inferiores, al ser de menores dimensiones y con menos cubierta vegetal, son más susceptibles a la erosión lateral durante los periodos de crecidas, como se mostrará en el monitoreo de las mismas (Fig. VIII.25), generando un importante aporte de sedimentos al canal (Fig. VIII.16).

Las terrazas erosivas (Fig. IV.29 C y D) presentan una mayor resistencia a la erosión que las terrazas de agradación, si bien se generan desprendimientos de material que es incorporado al canal favoreciendo la conexión de la cuenca (Fig. VIII.16).

### Toposecuencia E

En este caso particular, el almacenamiento tipo 3 (**buffer**) se encuentra afectado por cárcavas. Como se mostrará en el monitoreo (Fig. VIII.23), estas morfologías activas permiten vincular los sedimentos de este depósito con el canal principal (Fig. VIII.17).

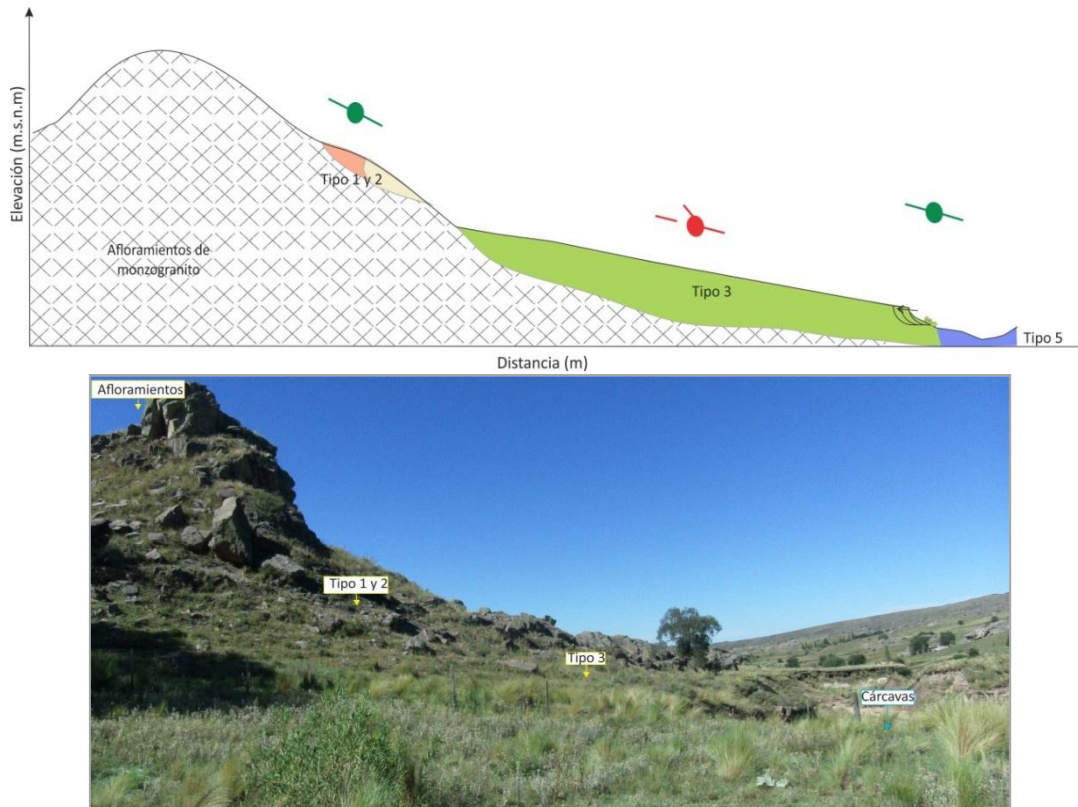


Figura VIII.17. Representación esquemática toposecuencia E y vista representativa de la misma.

### Toposecuencia F

Este tipo de toposecuencia se reconoce en cuenca baja y muestra una situación muy similar a la toposecuencia B, con la diferencia que se exponen almacenamientos tipo 6. Estos también son considerados como un **buffer** debido a que no permiten que se vinculen los depósitos tipo 1,2 y 3 con el canal principal. Si bien estas secuencias de mallín presentan una resistencia a la erosión de los márgenes mucho mayor que los otros depósitos (Fig. VIII.18), debido a la altura de las barrancas se producen desprendimientos de bloques que son incorporados al canal favoreciendo la conexión (Fig. VIII.19).



Figura VIII.19. Desprendimiento de material del almacenamiento tipo 6, el cual es incorporado al canal



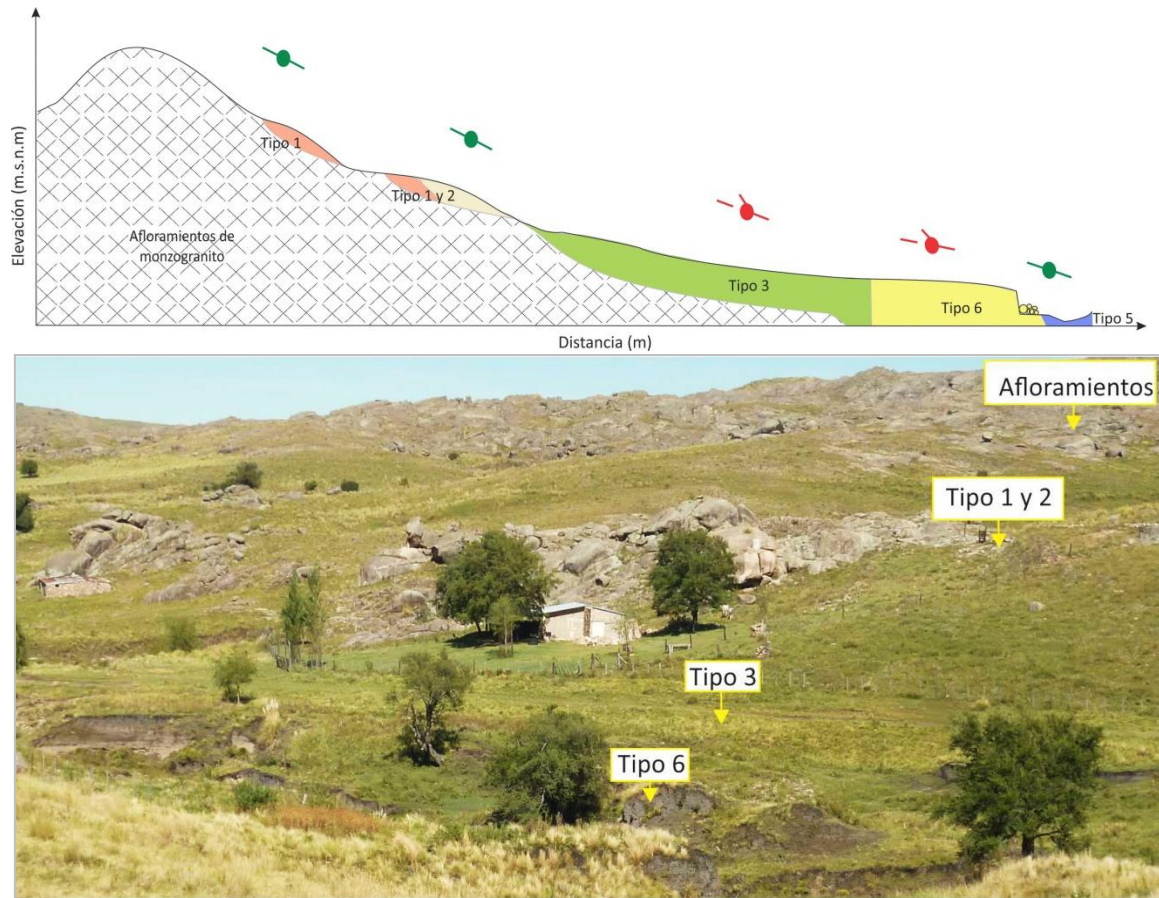


Figura VIII.18. Representación esquemática toposecuencia F y vista representativa de la misma.

### VIII.2.2.A.2-Monitoreo de vínculos laterales

Para definir la existencia de los vínculos laterales y/o buffer es fundamental realizar un monitoreo del flujo de sedimento en una ladera hasta el canal principal, mediante controles de campo y análisis de cartografía/fotos/imágenes de distintas épocas. Además este análisis permite tener una idea aproximada de la tasa de ingresos o egresos de materiales en los almacenamientos sedimentarios.

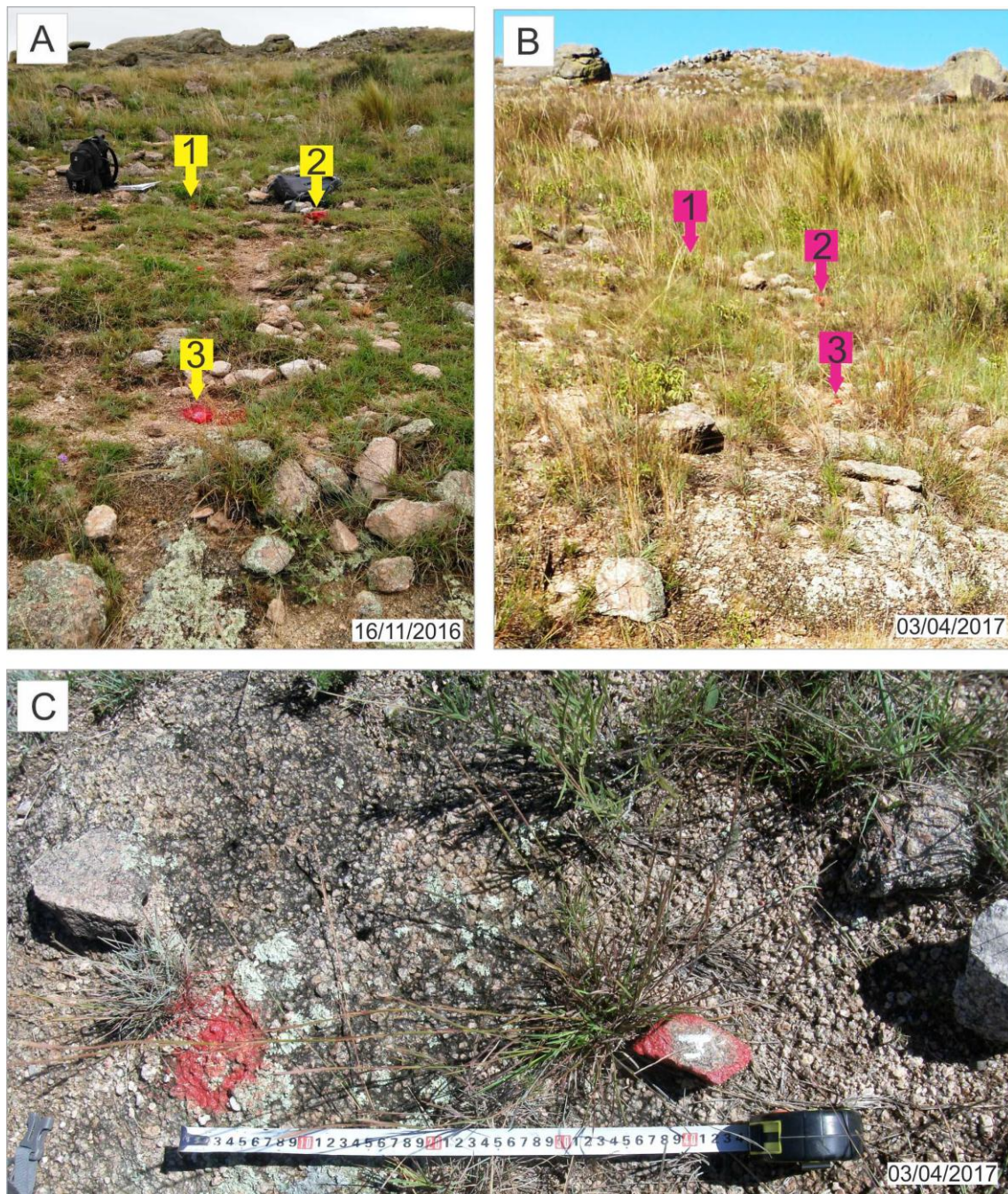
#### **Monitoreo de desplazamiento de clastos**

Esta técnica consistió en pintar *clastos* de diferente tamaño (entre 5 y 20 cm, en función del tamaño dominante en el almacenamiento) en distintos tipos de almacenamientos localizados en las toposecuencias más representativas. Para su más fácil localización fueron pintados "in situ" con colores fuertes (rojo), fotografiados, georreferenciados mediante GPS y numerados según las diferentes subcuencas.

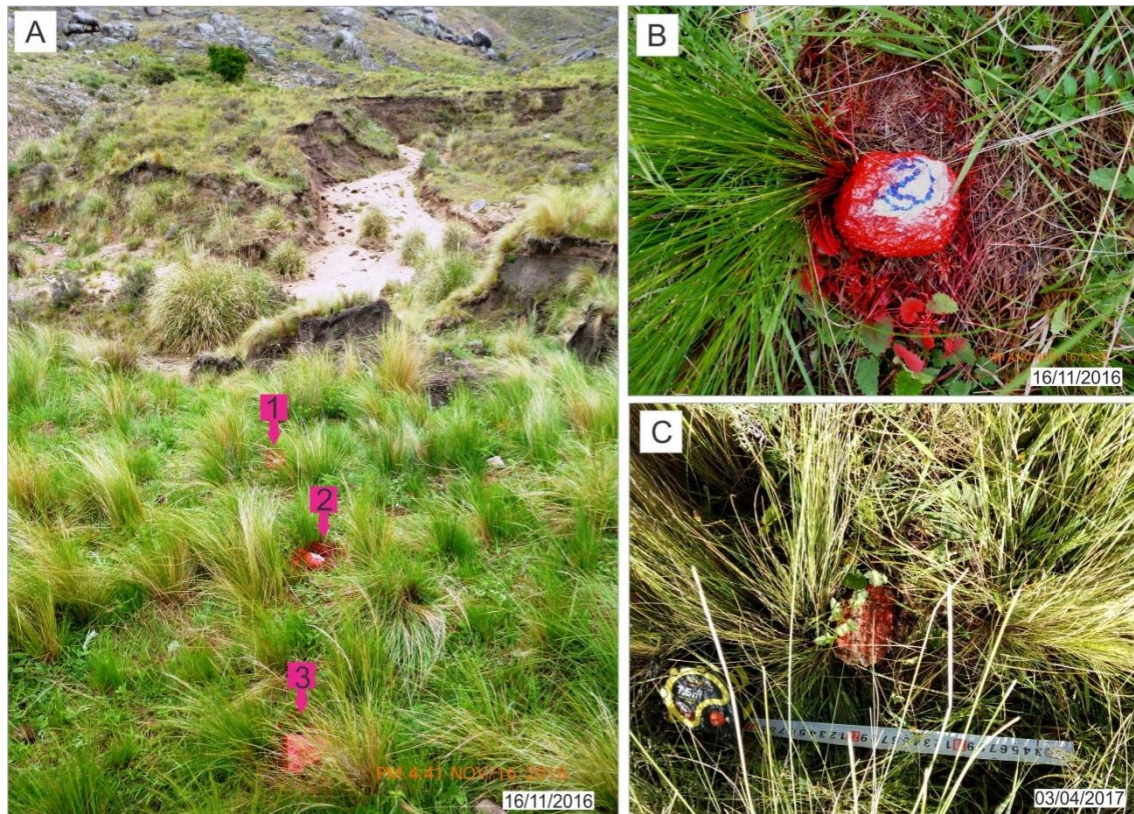
El monitoreo se llevó a cabo desde mediados de Noviembre a hasta fin de Mayo, periodo en el cual ocurren las mayores precipitaciones. En este ciclo se registraron eventos con valores diarios máximos de 54mm y 34mm (apartado VI.2.2.D y Fig. VI.5).

La toposecuencia tipo A, evaluada anteriormente, se ubica en la margen derecha del A° Arenoso (32°43'52"S-64°48'52"O), presenta una pendiente variable entre 11% y 18%, y una cubierta vegetal de bajo grado de desarrollo, al menos al inicio del monitoreo (Fig. VIII.20 **A**). En esta toposecuencia se pintaron cuatro clastos (sitio M1, Fig. VIII.10), correspondientes a los almacenamientos tipo 1 y 2. En Abril, la cubierta vegetal había incrementado (Fig. VIII.20 **B**), y solamente uno de los clastos (4), ubicado en ejes de escurrimiento, se desplazó 40 cm pendiente abajo (Fig. VIII.20 **C**).

Por otra parte, la toposecuencia tipo C se ubica en la margen izquierda del curso, opuesta a la anterior (32°43'50"S-64°48'49"O), presenta una pendiente que varía entre 18% y 24%, y muestra un mayor grado de estabilidad, con una importante cubierta vegetal (Fig. VIII.21 **A**). En el almacenamiento tipo 3 se pintaron tres clastos (sitio M2, Fig. VIII.10) que no registraron desplazamiento. Al igual que en la ladera anterior, la cubierta vegetal aumentó durante el periodo de monitoreo (Fig. VIII.21 **B** y **C**).



**Figura VIII.20.** Monitoreo de movimiento de clastos en toposecuencia tipo A, en la margen derecha del A° Arenoso (sitio M1, Fig. VIII.10). (A) Vista de los clastos 1,2 y 3 al inicio del monitoreo (B) Vista de los clastos 1,2 y 3 al final del periodo monitoreado, donde se aprecia una mayor cubierta vegetal. (C) Desplazamiento del clasto 4 registrado al final del periodo de monitoreo.



**Figura VIII.21.** Monitoreo de movimiento de clastos en toposecuencia tipo C en la margen izquierda del A° Arenoso (sitio M2, Fig. VIII.10). (A) Vista de clastos 1,2 y 3 al inicio del monitoreo (B y C) Detalles de un clasto al inicio y final del monitoreo, respectivamente

### Relevamiento y monitoreo de rasgos de erosión

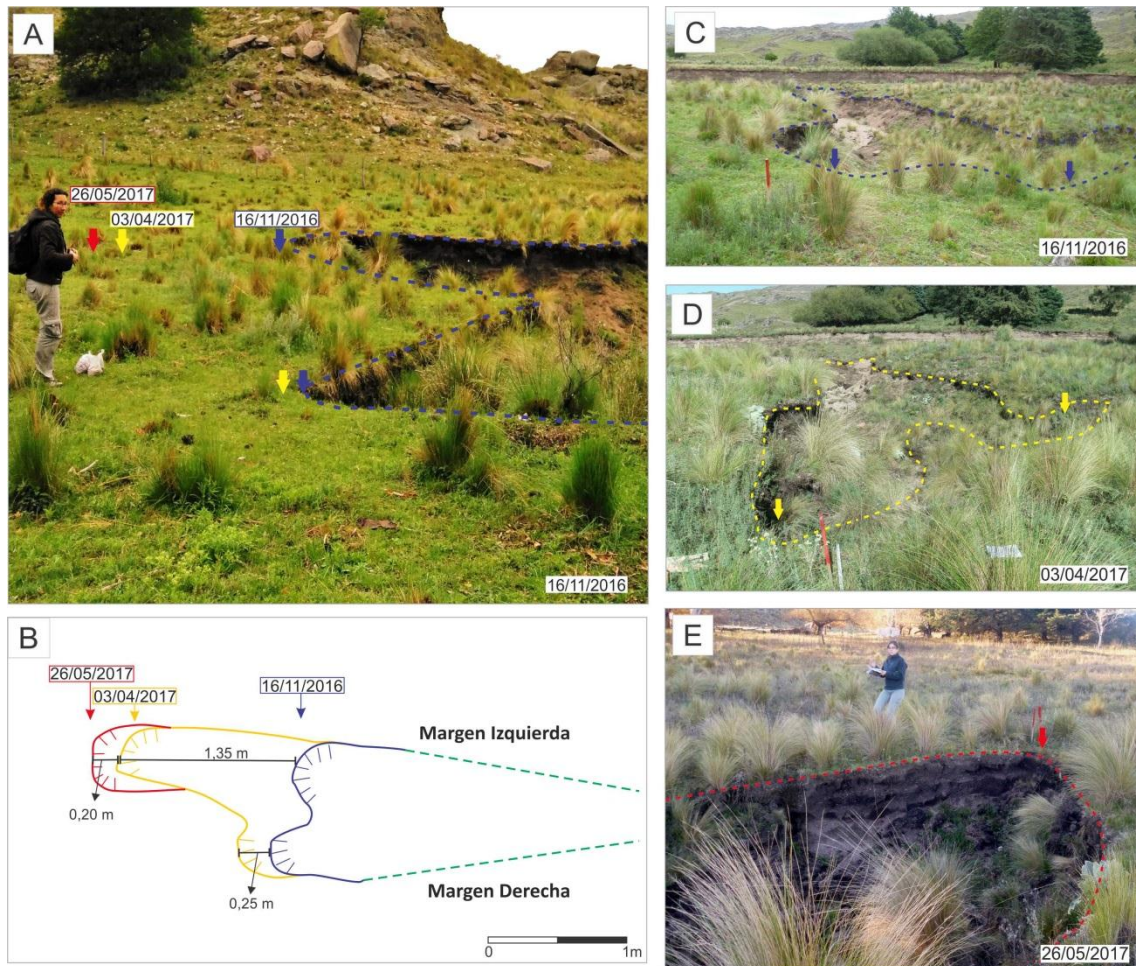
Se realizó un relevamiento de las morfologías producto de la erosión hídrica, tales como *cárcavas* y *surcos* (rills) (Figs. VIII. 22 y 23). El principal agente detonante de estas mismas corresponde a las escorrentías superficiales encauzadas que se dan en periodo de precipitaciones.

Para el monitoreo de retroceso de cabecera de estos rasgos, se seleccionó una cárcava ( $32^{\circ}43' 58''\text{S}$ - $64^{\circ}48' 47''\text{O}$ ; sitio M3, Fig. VIII.10). de grandes dimensiones, la cual se caracteriza por presentar una cabecera conformada por dos menores, donde se colocaron estacas georreferenciadas. (Fig. VIII.23 A, B y C). Se realizó el monitoreo desde Noviembre hasta fines de Mayo (apartado VI.2.2.D y Fig. VI.5.), cuyos resultados se muestran en la Figura VIII.23.

A partir de estos datos, se puede decir que se trata de una cárcava activa, con valores de retroceso diferentes en ambas cabeceras (Fig. VIII.23).



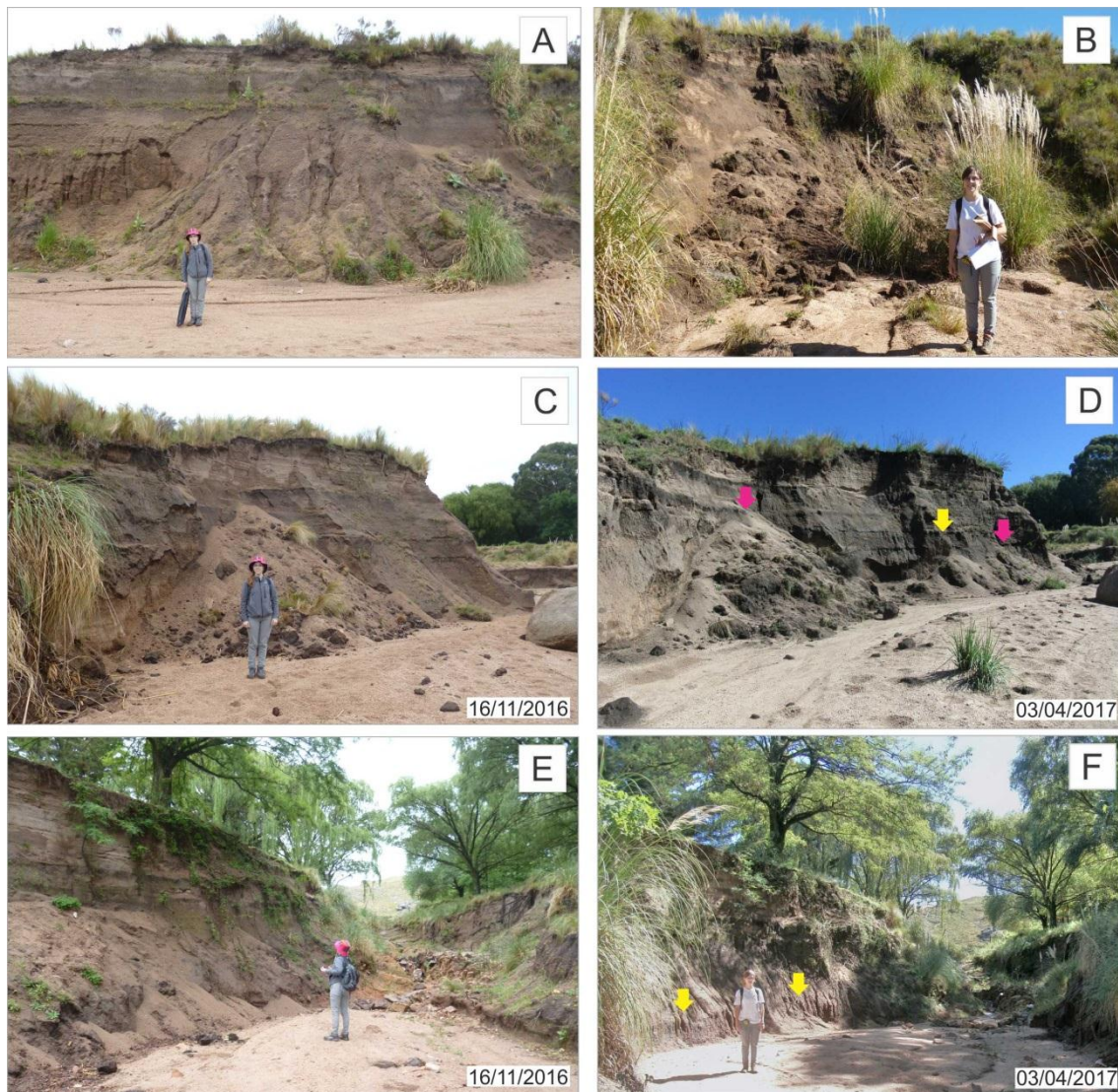
**Figura VIII.22.** Ejemplos de cárcavas (A) y surcos (rills) (B) en almacenamientos tipo 3. (Las flechas indican las cabeceras de estas morfologías).



**REFERENCIAS:** Cabecera de retroceso y Borde lateral de cárcava.  
**Figura VIII.23.** (A) Vista de las cabeceras de la cárcava monitoreada donde se indica con flechas la posición para distintas fechas (B) Esquema en planta del retroceso de la cárcava durante las fechas de monitoreo. (C) Vista al S de la cárcava el 16/11/16. (D) Vista al S de la cárcava el 3/4/17. (E) Vista al N de una de las cabeceras el 26/5/17, donde se observan procesos gravitatorios posteriores al evento hidrológico.

### Relevamiento y monitoreo de abanicos coluviales/erosión de márgenes

Durante el periodo de monitoreo (Noviembre- Abril) se pudo observar que los abanicos coluviales que se ubican en el canal principal y tributarios (Fig. VIII.24 **A** y **B**) son afectados por la erosión fluvial en épocas de crecidas, generando así modificaciones en la forma de los conos coluviales y, por ende, aportan sedimentos al canal (Fig. VIII.15). Esto a su vez provoca inestabilidad en las márgenes y en consecuencia procesos de remoción (Fig. VIII.24 **C-D**, **E-F** y **G-H**), que generan nuevos almacenamientos tipo 8.

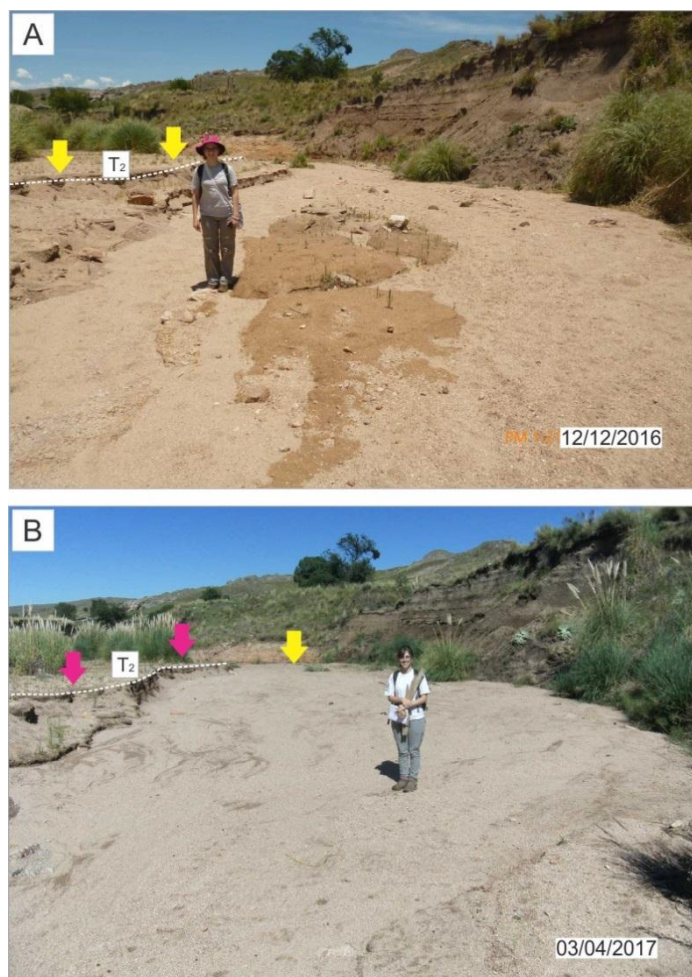


**Figura VIII.24.** Abanicos coluviales en diferentes sectores del A° Arenoso y sus tributarios. **(A)** tramo inferior del cauce principal, **(B)** tramo medio del cauce principal. Monitoreo de presencia/generación (flechas rosas) y erosión (flechas amarillas) de abanicos coluviales en el canal principal **(C-D)** y **E-F**.



**Figura VIII.24.** Abanicos coluviales en diferentes sectores del A° Arenoso y sus tributarios, continuación de la tabla anterior. Monitoreo de erosión (flechas amarillas) de abanicos coluviales en tributarios (G-H).

Por otra parte, en el sector medio del A° Arenoso localmente se registraron procesos de erosión de márgenes (del orden de 3 m), afectando al segundo nivel de terraza por la margen izquierda (Fig.VIII.25).



**Figura VIII.25.** Vistas del tramo medio del A° Arenoso en dos momentos del monitoreo de erosión de márgenes. Las flechas amarillas indican la posición original de la terraza 2 y las rosas la actual.

### VIII.2.2.B- Vínculos longitudinales

Estos fueron analizados en el canal principal y en los tributarios, efectuando un relevamiento de los elementos que actúan como barreras, como así también monitoreando el movimiento de clastos en el canal con la metodología ya presentada.

#### VIII.2.2.B.1-Barreras

Las barreras identificadas en la cuenca de estudio se describen en la Tabla. VIII.2 y son representadas en el mapa de la Figura. VIII.10.

Tipo	Elementos del paisaje	Efectos de Barrera
1	<b>Afloramiento de roca en los cauces.</b>	Obstaculiza el transporte de sedimentos a lo largo del canal, generando agradación aguas arriba y erosión de lecho aguas abajo de la misma, por lo que produce cambios en el diseño en planta del canal. (Figs. IV.35 y VIII. 26 <b>A y B</b> ).
2	<b>Acumulaciones de bochas, bolos y bloques en el canal.</b>	Este tipo de barrera es más frecuente en los tributarios. Se produce a causa de procesos gravitatorios, en donde caen bolos, bochas y bloques desde los afloramientos al canal, generando una obstrucción en el flujo y vínculos longitudinales (Fig. VIII. 26 <b>A, D y E</b> ).
3	<b>Mallín inactivo</b>	Debido a la resistencia de los materiales que conforman estos almacenamientos (Tipo 6), se produce un estrechamiento del canal y por ende una pérdida de velocidad y competencia aguas arriba, generando una acumulación de sedimentos (Fig. VIII.26 <b>Ay C</b> ). Al igual que el caso anterior, también se producen cambios morfológicos y en la dinámica del canal.
4	<b>Mallín activo</b>	Estos humedales, con una elevada cobertura vegetal, obstaculizan el transporte de sedimentos hacia aguas abajo. Como se aprecia en la imagen satelital (Fig. VIII.27 <b>A y B</b> ), aguas arriba del mallín estos tributarios erodan y transportan importante cantidad de sedimentos gravosos (almacenamientos tipo 5), observándose un canal más ancho y de lecho aluvial, mientras que aguas abajo se observa una disminución del ancho del canal y de la cantidad de aluvión de fondo.
5	<b>Terrazas y Abanicos aluviales inactivos</b>	Estos elementos generan desconexión entre los tributarios y el canal principal, una de las causas es la diferencia entre la incisión del canal principal y la falta de ajuste de los canales secundarios, en general efímeros (Figs. IV.32 y VIII.28. <b>A</b> ).
6	<b>Paleocanales en</b>	Son paleocanales que están completamente o

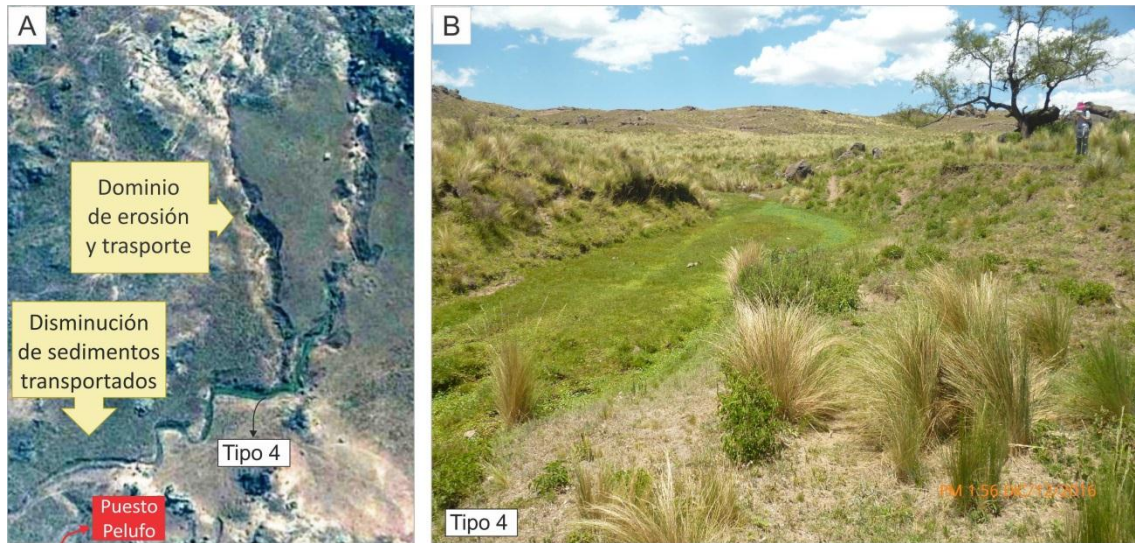


	<p><b>vías de integración</b></p>	<p>parcialmente rellenos de sedimento y muy vegetados, con procesos de cárcavamientos discontinuos. En el caso de la Figura VIII.28. <b>B</b> se observan cárcavas en cabeceras y en el tramo inferior, mientras que, el sector medio aun desconectado, actúa como barrera generando una desconexión dentro de este tributario.</p>
--	-----------------------------------	---

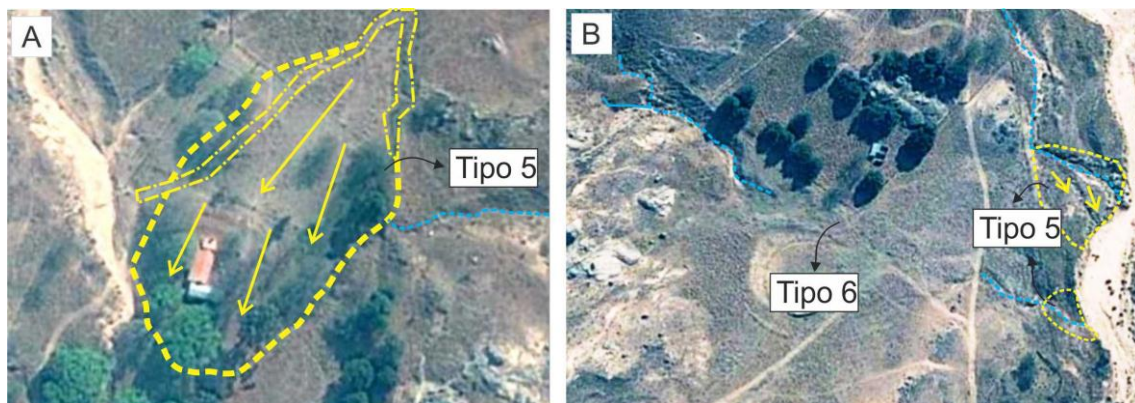
Tabla VIII.2. Tipo de barreras en la cuenca A° Arenoso.



**Figura VIII.26.** Ejemplos de barreras tipo 1, 2 y 3 en la cuenca del A° Arenoso. (A) Cambios en el diseño de canal por presencia de afloramientos rocosos (tipo 1) y secuencias de paleomallín (tipo 3). En el tributario A° El Salto existen bolos y bochones que obstruyen el canal (tipo 2). (B) Vista de barrera tipo 1, señalada en la Figura A. (C) Vista de barrera tipo 3, señalada en la Figura A. (D) Vista de barrera tipo 2 en el A° El Pedregal, no se encuentra señalado en la Figura A (E) Vista de barrera tipo 2 en el A° El Salto, señalada en la Figura A.



**Figura VIII.27.** Ejemplos de barreras tipo 4 en la cuenca del A° Arenoso. (A) Cambios en la relación erosión/sedimentación por la presencia del mallín activo (tipo 4). (B) Vista de barrera tipo 4, señalada en la Figura A.



**Figura VIII.28.** Ejemplos de barreras tipo 5 y 6 en la cuenca del A° Arenoso. (A) Interrupción de canales por abanicos aluviales inactivos (tipo 5). (B) Ejemplo de integración de paleocanales (Tipo 6) y otros ejemplos, en menor escala, de barrera tipo 5.

### VIII.2.2.B.2 -Monitoreo de vínculos longitudinales

Para definir la existencia de los vínculos longitudinales se realizan estudios de campo y monitoreo del flujo de sedimento en la red de drenaje, desde Noviembre a Mayo.

#### **Monitoreo de desplazamiento de clastos**

Se pintaron *clastos* de diferente tamaño (entre 5 y 20cm) que representan la fracción más gruesa del material de fondo del canal, cuyo desplazamiento permite estimar competencia del flujo a lo largo del canal principal y de los tributarios. Como se aludió anteriormente, para su más fácil localización también fueron pintados de colores fuertes (verde), fotografiados y georreferenciados mediante GPS. Cabe aclarar que para aumentar la posibilidad de encontrar y medir desplazamientos de clastos, durante el periodo monitoreado, se agregaron nuevos clastos marcados en distintas fechas y tramos.

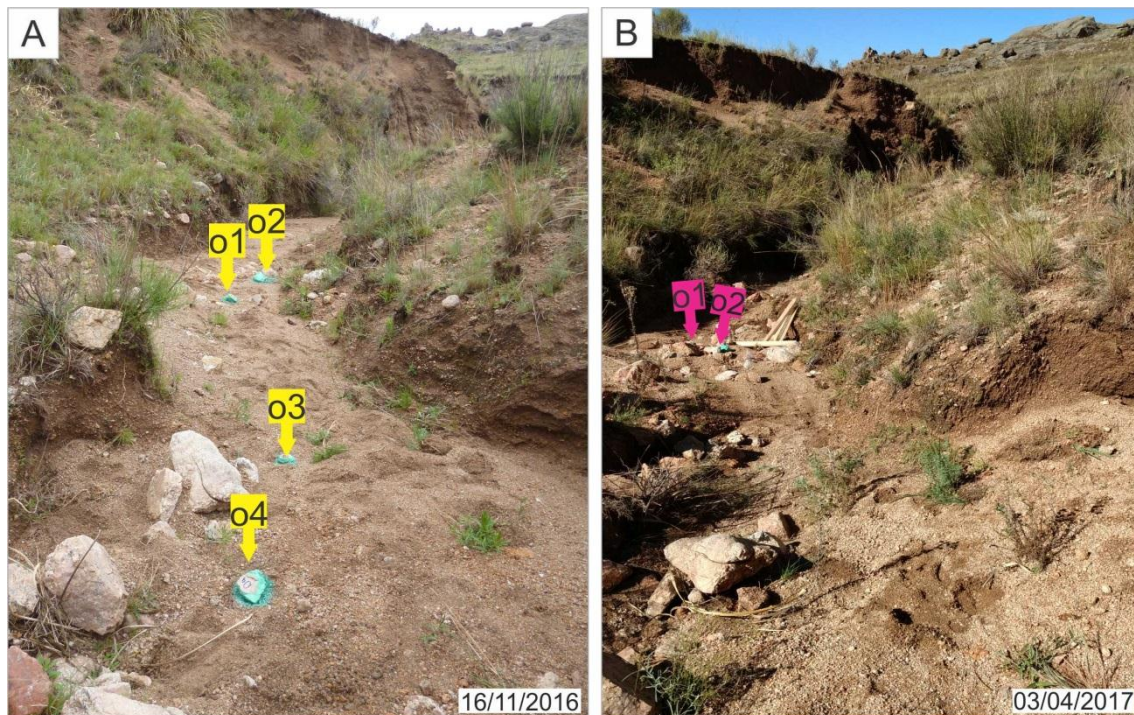
Por un lado se pretende comprobar los vínculos *entre tributarios y canal principal*, para esto se pintaron clastos en los tributarios más importantes. En el arroyo El Granito (Orden 3), de régimen permanente, se pintaron cinco clastos (sitio M4, Fig. VIII.10), correspondientes a los almacenamientos tipo 5, ubicados a aproximadamente 8 m aguas arriba de la confluencia con el canal principal (Fig. VIII.29 A). En Abril, se encontraron sólo dos de estos clastos, uno de ellos (-3) desplazado 5m hacia aguas abajo (Figs. VIII.29 B, E y F), mientras que el otro (-1), en la misma posición, obstruido por vegetación, la cual proliferó durante los meses de monitoreo (Figs. VIII.29 B, C y D).

Además se pudo observar que otros clastos de mayor tamaño, que no se pintaron pero que fueron analizados mediante comparación de fotografías, se encontraron parcialmente cubiertos por sedimentos gravosos finos a muy finos, luego de la temporada de lluvia, indicando agradación de fondo (Figs. VIII.29 B y F).

Por otra parte, en el arroyo El Pedregal, de orden 3 y régimen efímero, se pintaron cuatro clastos (sitio M5, Fig. VIII.10), aproximadamente a 125m aguas arriba de la confluencia con el canal principal (Fig. VIII.30 A). En Abril, los clastos o1 y o4 fueron desplazados 0,6m y 6m, respectivamente, mientras que el o2 se encontró girado *in situ* (Figs. VIII.30 B).



**Figura VIII.29.** Seguimiento del movimiento de clastos en el tributario A° El Granito (sitio M4, Fig. VIII.10). (A) Posición aproximada de los clastos -1, -2, -3, -4 y -5 al inicio del monitoreo. (B) Vista de clastos 1 y 3 al final del monitoreo, donde se observa mayor cubierta vegetal y acreción de fondo (Con círculos azules se marcan los clastos de referencia, parcialmente cubiertos). (C-D) Comparación del clasto -1 al inicio y final del monitoreo, respectivamente, donde se observa incremento de la cobertura vegetal. (E-F) Comparación del clasto de cuarzo los días de monitoreo, el cual se encuentra cubierto por gravas finas. En la imagen F no se encuentran los clastos -3 y -4 en su posición original



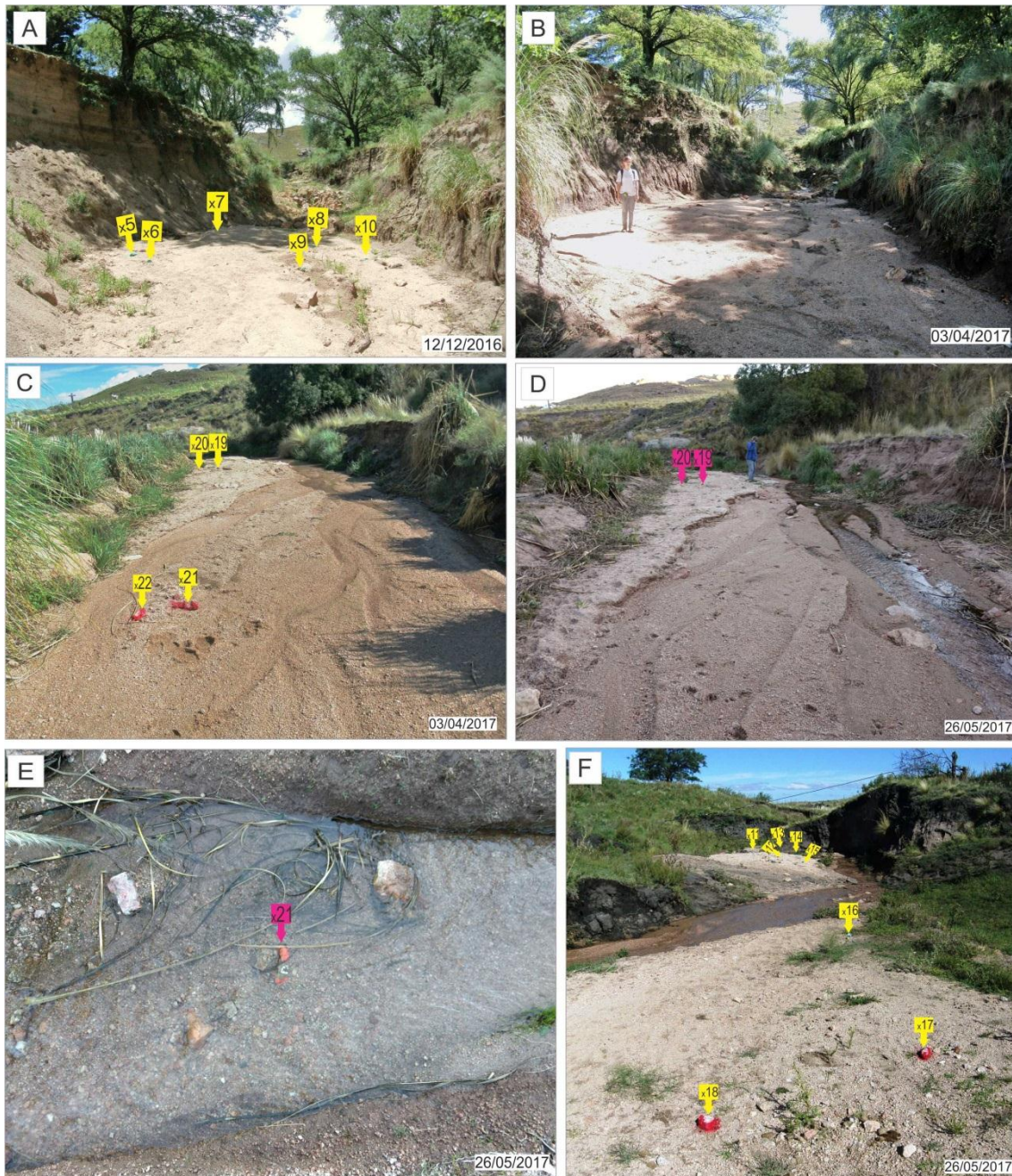
**Figura VIII.30.** Monitoreo de movimiento de clastos en el tributario A° El Pedregal (sitio M5, Fig. VIII.10), vistas en dirección hacia aguas abajo. (A) Posición de los clastos o1, o2, o3 y o4 al inicio del monitoreo. (B) Vista de clastos o2 y o1 al final periodo de monitoreo., clasto -4 no se observa en la foto.

Por otra parte, para medir desplazamiento de clastos *dentro del canal principal*, se pintaron clastos en cuatro sectores del A° Arenoso.

En el sitio M6 (Fig. VIII.10), ubicado en cercanías del puesto Pelufo aguas abajo de una barrera por afloramiento rocoso (tipo 1), tramo de régimen efímero, se pintaron seis clastos (Fig. VIII.31 A), que al final del periodo de monitoreo (Diciembre-Mayo) no fueron hallados (Fig. VIII.31 B).

En el sitio M7 (Fig. VIII.10), también de régimen efímero, se pintaron cuatro clastos, los cuales no fueron hallados al mes de iniciado el monitoreo, periodo en el que se registraron precipitaciones de 40 a 54mm entre Noviembre y Diciembre. En este sitio, se remarcó un nuevo set de cuatro clastos en Abril (monitoreados hasta finales de Mayo), de los cuales dos de ellos, ubicado en cercanías al talweg se movieron (Fig. VIII.31 C-D), pero solamente se encontró el clasto x21 desplazado 64m aguas abajo (Fig. VIII.31 E).

Por último, correspondiente al tramo final del A° Arenoso (sitio M8, Fig. VIII.10), de régimen permanente, se pintaron 8 clastos (Fig. VIII.31 F) los cuales fueron monitoreados durante Abril y Mayo, y no registraron desplazamiento.



**Figura VIII.31.** Monitoreo de movimiento de clastos en el A° Arenoso. (A->B) Posición inicial y final de los clastos x5-x10 (sitio M6, Fig. VIII.10). (C) Clastos x19-x21 al inicio del monitoreo (sitio M7, Fig. VIII.10). (D) Clastos x19-x20 al final del monitoreo (E) Clasto x21 desplazado al final del monitoreo (F) Posición inicial de los clastos x11-x18 (sitio M8, Fig. VIII.10).

### Desplazamientos de agregados aportados por procesos gravitatorios

Se complementó el seguimiento de clastos pintados en el canal principal, con el monitoreo de bloques de material cohesivo (por ejemplo secuencias de mallín) con dimensiones de eje mayor variables entre 20 y 80cm (Fig. VIII.32 A), provenientes de las márgenes del canal (sitio M9, Fig. VIII.10). Durante el periodo de monitoreo se pudo

observar que algunos de ellos fueron desplazados aproximadamente 30m, mientras que otros se desagregaron (Fig. VIII.24 A-B).



Figura VIII.32. (A-B) Monitoreo de bloques de agregados cohesivos provenientes de márgenes del canal.

### Procesos de agradación/erosión del lecho

Si bien estos procesos forman parte de los vínculos verticales, cuyo estudio demandaría el seguimiento de secciones transversales de detalle, dado el objetivo de este trabajo final, sólo se efectúan algunos comentarios en relación a la movilidad longitudinal de los sedimentos.

Los procesos de agradación y erosión del lecho están fuertemente ligados a la presencia de barreras. Durante el periodo Noviembre-Abril, se observó que en el sector de las terrazas erosivas ubicadas aguas abajo del puesto Pelufo y de una barrera tipo 1, se produce erosión de lecho generando una profundización y ensanchamiento del canal (Fig. VIII.33). Coetáneo con esto, se originan notables procesos de agradación del canal, los mismos tienden a darse en sectores que no se encuentran afectados por barreras o si bien se ubican aguas arriba de las mismas. Como ya se aludió anteriormente, en el A° El Granito se observó un aumento de la potencia del aluvión de fondo, mientras que en el tramo medio del A° Arenoso, el lecho erosivo fue totalmente cubierta por almacenamientos tipo 5 (Fig. VIII.25).

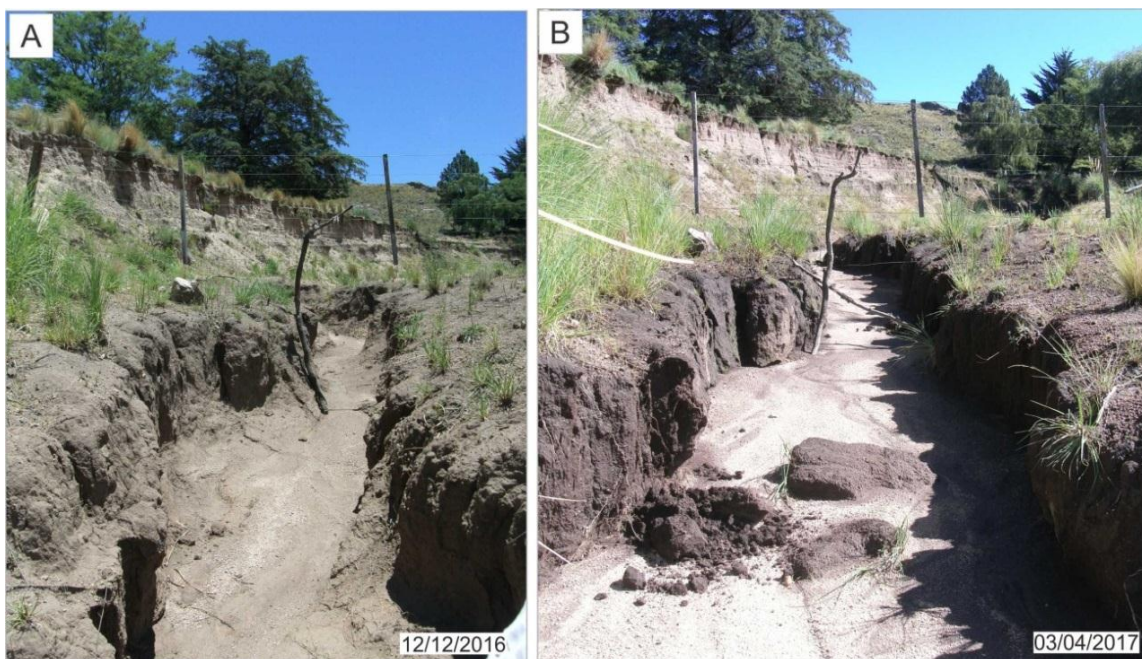


Figura VIII.33. (A-B) Monitoreo de procesos de erosión de lecho en el sector de terrazas erosivas.



### VIII.2.3- Índice de conectividad

A partir del análisis realizado se reconocieron las principales conexiones y desconexiones existentes entre los diferentes elementos de la cuenca, desde las laderas al canal y dentro de la red de drenaje. Para integrar esta información y determinar el grado de conectividad de la cuenca A° Arenoso, se elaboró un índice de conectividad (IC), el cual fue aplicado a nivel de cuenca y de las subcuencas principales y secundarias.

#### VIII.2.3.A- índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias

Siguiendo la expresión matemática para determinar el IC presentada anteriormente, a continuación se describen los valores establecidos para cada variable en la cuenca del A° Arenoso.

1. Toposecuencias (T), la densidad de toposecuencias es de dos por hectárea (Fig. VIII.10) y los valores asignados a cada tipo (Figs. VIII.11-18) se presentan en la Tabla VIII.3.

Toposecuencia	Valor establecido
Tipo A	1
Tipo B	0,4
Tipo C	0,8
Tipo D	0,7
Tipo E	0,6
Tipo F	0,2

Tabla VIII.3. Valores asignados a los tipos de toposecuencias según su grado de conectividad.

2. Densidad de drenaje (Dd), la máxima densidad de drenaje que se determinó para la cuenca A° Arenoso es de  $0,04 \text{ m}^{-1}$ , a la que se le asignó valor 1.

3. Conexiones (C), el mayor número de conexiones longitudinales por subcuenca, para la cuenca A° Arenoso es de 8 (Fig. VIII.10), al que se le asignó valor 1.

4. Barreras (B), para la cuenca A° Arenoso se establecieron tres clases principales (alta, media y baja, Tabla VIII.4), según el grado de desconexión asociado (Figs. VIII.26-28).



Clases	Barreras	Rango de valores
<b>Baja</b>	<b>Tipo 2</b> (Acumulaciones de bochas, bolos y bloques en el canal)	0-0,3
<b>Media</b>	<b>Tipo 1</b> (Afloramiento de roca en los cauces) <b>Tipo 3</b> (Mallín inactivo)	0,4-0,6
<b>Alta</b>	<b>Tipo 4</b> (Mallín activo)	0,7-1
	<b>Tipo 5</b> (Terrazas y Abanicos aluviales inactivos)	
	<b>Tipo 6</b> (Paleocanales en vías de integración)	

**Tabla VIII.4.** Rango de valores establecidos de los tipos de barreras (Tabla VIII.2).

Aplicada la ecuación se obtuvo el índice de conectividad IC (Tabla VIII.5), el cual fue normalizado (ICn). El mismo muestra el porcentaje de área conectada de las diferentes subcuencas secundarias. A partir de los valores del ICn se definieron cinco clases o grados de conectividad que se representan en la Figura VIII.34.

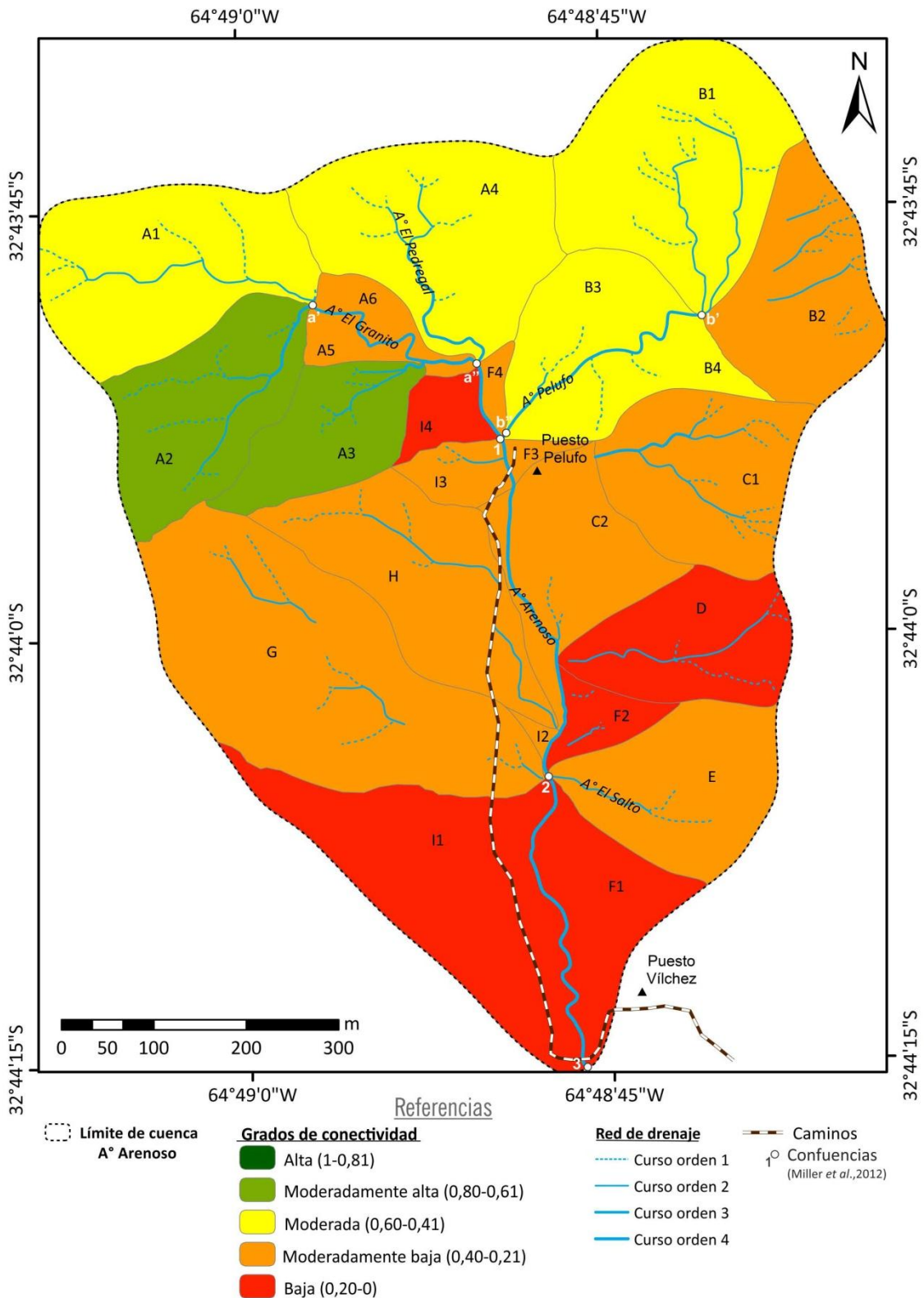
Finalmente, se determinó el índice normalizado de las subcuencas principales (ICn\_T) a partir de la ponderación del ICn y área de cada subcuenca secundaria (Tabla VIII.5).

Cuenca	Sub-cuenca	Toposecuencia				Densidad de drenaje (Dd)				Conexiones		Barrera				Índice de conectividad		
		Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Longitud total (m)	Área (m <sup>2</sup> )	Dd	Ddn	n°	Cn	Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Valor	ICn	ICn_T
A	A1	A	6	6	0,8	590,2	45110,7	0,013	0,3	6,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	1,8	0,6	0,57
		B	4	1,6														
	A2	A	6	6	0,8	620,0	33959,3	0,018	0,4	6,0	0,8	0,0	0,0		0,0	2,0	0,7	
		B	3	1,2														
	A3	A	5	5	0,9	401,8	21500,2	0,019	0,4	6,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	0,7	
		B	1	0,4														
	A4	A	5	5	0,7	565,9	47683,9	0,012	0,3	6,0	0,8	2,0	1,0	0,3	0,3	1,4	0,5	
		B	4	1,6														
	A5 y A6	A	2	2	0,7	257,4	11378,2	0,023	0,5	1,0	0,1	1,0	1,0	0,4	0,4	0,9	0,3	
B		3	1,2															
D		1	0,7															
B	B1	A	5	5	0,9	876,2	52071,5	0,017	0,4	8,0	1,0	4,0	1,0	0,8	0,8	1,5	0,5	0,43
		C	4	3,2														
	B2	A	2	2	0,6	463,1	32735,2	0,014	0,3	6,0	0,8	6,0	5,0	4,0	0,8	0,9	0,3	
		B	4	1,6														
	B3/B4	A	2	2	0,6	1596,7	35798,6	0,045	1,0	5,0	0,6	4,0	1,0	0,8	0,8	1,4	0,5	
C	C1	A	3	3	0,6	676,5	37363,2	0,018	0,4	6,0	0,8	5,0	1,0	1,0	1,0	0,8	0,3	0,30
		B	5	2														
	C2	C	1	0,8	0,7	89,6	24144,0	0,004	0,1	2,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,3	
		D	1	0,7														
D	D	A	2	2	0,7	437,5	27191,3	0,016	0,4	2,0	0,3	5,0	1,0	0,7	0,7	0,6	0,2	0,20
		B	2	0,8														
E	E	A	4	4	0,8	232,6	31820,0	0,007	0,2	2,0	0,3	2,0	1,0	0,3	0,3	0,9	0,3	0,30
		B	2	0,8														

Tabla VIII.5. Cálculo del índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias de la cuenca A° Arenoso.

Cuenca	Sub-cuenca	Toposecuencia				Densidad de drenaje (Dd)				Conexiones		Barrera				Índice de conectividad		
		Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Longitud total (m)	Área (m <sup>2</sup> )	Dd	Ddn	n°	Cn	Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Valor	ICn	ICn_T
F	F1	D	1	0,7	0,3	0,0	22348,5	0,000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,1	0,14
		F	3	0,6														
	F2	A	2	2	0,9	82,5	6964,2	0,012	0,3	1,0	0,1	5,0	2,0	1,4	0,7	0,6	0,2	
		D	1	0,7														
	F3	D	1	0,7	0,7	0,0	1903,5	0,000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,2	
	F4	C	1	0,8	0,8	0,0	2340,8	0,000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,3	
D		1	0,7															
G	G	A	4	4	0,7	603,3	76456,8	0,008	0,2	5,0	0,6	5,0	1,0	0,7	0,8	0,7	0,2	0,23
		B	5	2								6,0	2,0	1,6				
H	H	A	4	4	0,7	553,3	39325,6	0,014	0,3	3,0	0,4	5,0	1,0	0,7	0,7	0,7	0,2	0,22
		B	5	2														
I	I1	D	2	1,4	0,5	0,0	53159,8	0,000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,2	0,19
		F	2	0,4														
	I2	C	1	0,8	0,8	0,0	1025,4	0,000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,3		
	I3	A	1	1	0,7	98,8	11449,4	0,009	0,2	2,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	1,1	0,4	
		B	2	0,8														
		C	2	1,6														
		D	1	0,7														
I4	B	1	0,4	0,4	0,0	6634,6	0,000	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,1		

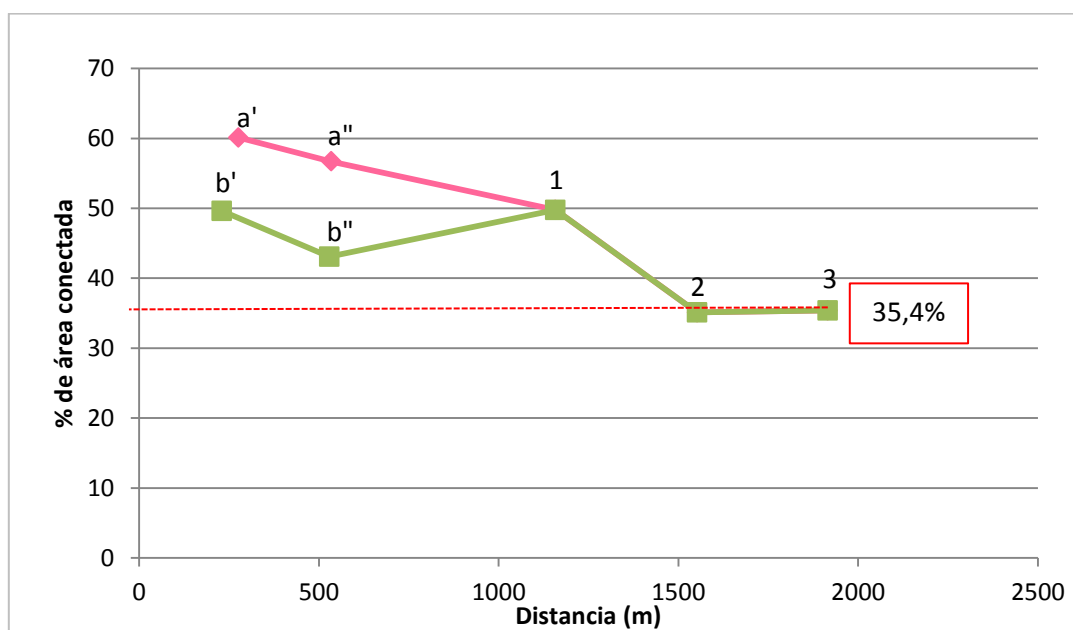
Tabla VIII.5 (Continuación). Cálculo del índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias de la cuenca A° Arenoso.



**Figura VIII.34.** Mapa de clases o grados de conectividad por subcuencas secundarias de la cuenca A° Arenoso

### VIII.2.3.B- Variación de la conectividad en dirección aguas abajo

En la Figura VIII. 35 se muestra la variación de la conectividad en dirección aguas abajo de acuerdo a la propuesta de Miller *et al.*, 2012. Se establecieron dos líneas de análisis, asociadas con los principales colectores de las subcuencas A (A° El Granito) y B (A° Pelufo) hasta su confluencia. A partir de allí se efectuó el análisis sobre el canal principal del A° Arenoso, considerando de este modo cinco confluencias en cada línea de análisis (Fig. VIII.34).



**Figura VIII.35.** Variaciones aguas abajo del área conectada en la cuenca del A° Arenoso. La línea a'-3 corresponde al sistema A° El Granito- A° Arenoso y la b'-3 al sistema A° Pelufo- A° Arenoso.

### VIII.2.3.C- Interpretación de los datos obtenidos para la cuenca A° Arenoso

Analizando la conectividad a nivel de subcuencas puede observarse alta variabilidad en el IC (Figs. VIII. 34 y 35). Las cuencas ubicadas en zonas topográficas altas y de importante pendiente (Fig. IV.21) son la de mayor grado de conexión, estas mismas corresponden a la subcuencas A y B. La primera, presenta un grado moderadamente alto a moderado de conectividad, dado por una red de drenaje conectada en un gran porcentaje del área de esta cuenca, lo que genera un aporte importante de sedimentos al canal principal, proveniente principalmente de los almacenamientos tipo 1 y 2, y, en menor medida, de erosión de depósitos tipo 3, 4 y/o 8. Por otro lado, la subcuenca B, presenta un grado de conexión moderado a moderadamente bajo (Fig. VIII.34), ya que la subcuenca B2 se ve afectada por barreras y buffer (Fig. VIII.10), generando una menor integración de la red de drenaje y un menor aporte de sedimento que la subcuenca A.

Aguas abajo, en la confluencia 2 sobre el canal principal (Figs.VIII.34 y 35), se produce un decrecimiento del orden del 15% de la conectividad, debido a que las subcuencas C, D, E, G, H, F2-4 y I2-4, presentan una conectividad moderadamente baja a baja (Fig. VIII.34). Esto se debe, por un lado, al efecto de distintas barreras que desconectan las subcuencas con el canal principal y por otro, a la menor densidad de drenaje, conexiones y tipo de toposecuencias dominantes (Fig. VIII.10). Si bien existe un aporte mínimo desde almacenamientos tipo 1 y 2 desde las cuencas ubicadas en la margen izquierda del A° Arenoso (C, D y E), el proceso activo que genera mayor aporte de sedimentos al canal principal es la erosión de márgenes (afectando abanicos coluviales, terrazas) y, subordinadamente, la erosión hídrica en cárcavas.

Este porcentaje de área conectada (35,4%) se mantiene hasta la salida de la cuenca A° Arenoso (confluencia 3, Fig. VIII.35). Esto se debe a que las subcuencas F1 e I1, que aportan al segmento final del canal principal, se encuentran entre 85% y 90% desconectadas (Fig. VIII.34). Como se observa en la Figura VIII.10 las mismas tienen una densidad de drenaje nula, es decir que no existen los vínculos longitudinales, y su conectividad lateral es muy baja debido a los almacenamientos dominantes. Por otra parte, en este segmento del canal principal, el grado de erosión de márgenes es bajo, debido a la presencia de almacenamientos muy resistentes (tipos 4 y 6). De este modo el grado de conectividad de la cuenca A° Arenoso es moderado. Respecto a la variación estacional de los procesos activos, parcialmente evaluada a través del monitoreo del desplazamiento de clastos y cabeceras de cárcavas, se observó que existe una fuerte relación entre los meses de mayores precipitaciones y la conectividad. Durante los meses de Noviembre-Abril, donde en la cuenca A° Arenoso se registraron precipitaciones diarias del orden de 40mm y caudales de crecidas variables entre 4,5-8m<sup>3</sup>/s, aumentaron los vínculos laterales y longitudinales, favoreciendo la movilidad de sedimentos y de agua tanto en las laderas como en el canal principal a causa de los procesos de erosión fluvial e hídrica y, subordinadamente, gravitatorios en márgenes



activas. Surge del monitoreo que la eficacia de estos procesos es mayor al inicio de la estación lluviosa, donde el grado de cobertura vegetal es menor, mientras que, hacia el final de este periodo, el aumento de la vegetación incrementa el poder buffer de algunos almacenamientos bloqueando los desplazamientos.

Por otra parte, en Abril-Mayo, donde las precipitaciones registradas fueron del orden de 15mm y los caudales de estiaje de 0,00014 a 0,02m<sup>3</sup>/s, los procesos activos se restringen al canal principal en cercanías del talweg, y a procesos de remoción en masa en márgenes de canal constituidas por sedimentos fluviales o de flujos hiperconcentrados.



### VIII.3- Conectividad de la Cuenca del Arroyo Moyano.

#### VIII.3.1- Tipos de almacenamientos

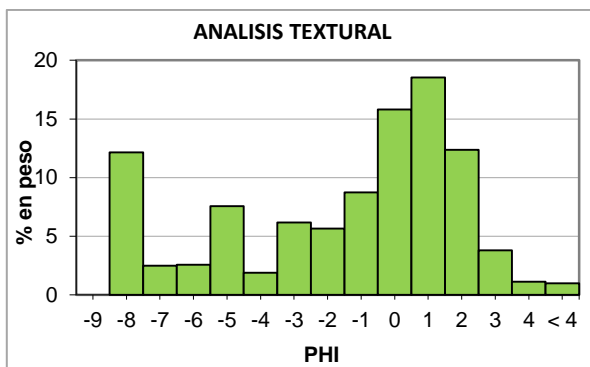
Al igual que se realizó en la cuenca del A° Arenoso, se clasifican los diferentes almacenamientos de la cuenca en función de las características litológicas y geomorfológicas presentadas en capítulos anteriores.

Los almacenamientos en esta cuenca son muchos más restringidos a sectores deprimidos de la cuenca y muestran menor variabilidad. Los mismos se presentan en la Tabla VIII.7 y están representados en el mapa de la Figura VIII.38.

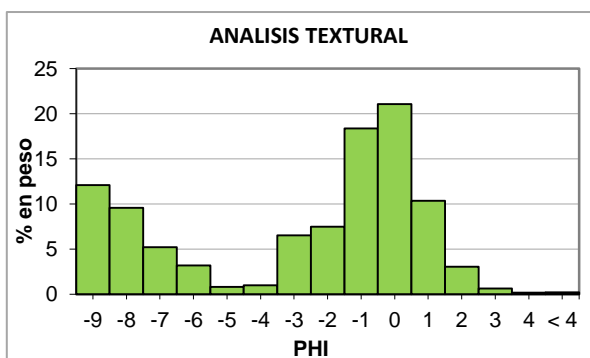
Tipo	Descripción	Tiempo de residencia	Área ocupada
1	<b>Superficies arenizadas y de bloques discontinuas</b> (Fig. V.29 B), compuestas por gravas y arenas gruesas, con un reducido espesor (en general menor a 10 cm) y área de exposición. Son fuente de sedimentos activos, asociadas a afloramientos rocosos. Son susceptibles al transporte por arroyada difusa, rolido, reptación.	Temporarios	0,009 km <sup>2</sup>
2	Corresponde a los <b>sedimentos areno-gravosos de flujos hiperconcentrados</b> modernos (Figs. V.6-18). Los mayores espesores (2m aprox.) se ubican entre cotas 1130 y 1010 m s.n.m. y pendientes variables entre 7%-2%, en correspondencia con los ambientes más deprimidos del paisaje. Por otra parte, los menores espesores (0,30m aprox., Fig. V.11) se presentan como depósitos aislados cubriendo los afloramientos rocosos en los sectores más elevados, por lo que se sitúan entre cotas 1270 y 1030 m s.n.m., en pendientes variables entre 33% y 22%. Son almacenamientos muy estables, con alto grado de cobertura vegetal, en los cuales localmente se desarrollan cárcavas.	Permanentes	0,76 km <sup>2</sup>
3	Son <b>depósitos arenosos-gravosos de origen fluvial</b> moderno (Figs. V.9 y 10). Se ubican de manera aislada en la margen del A° Moyano y de algunos tributarios constituyendo reducidos niveles de terraza. Principalmente se presentan entre cotas 1050 y 1010 m s.n.m. con pendientes variables de 6% a 1%, y	Permanentes	0,020 km <sup>2</sup>

	subordinadamente se desarrollan en zonas topográficas más elevadas. En general, son muy estables con una importante cubierta vegetal, principalmente los niveles superiores de las terrazas.		
4	<b>Sedimentos del cauce actual</b> , constituyen almacenamientos muy reducidos (barras centrales, laterales, etc.), ubicados en los arroyos de orden 3 y 4. Conformados por arenas gruesas/muy gruesas, gravas finas y aglomerados (Figs. VIII.32 y 33). No están vegetados y constituyen fuentes de sedimentos activas.	Temporarios	0,008 km <sup>2</sup>
5	Son los depósitos más antiguos de la cuenca y corresponden a <b>arenas muy finas limosas</b> (Figs. V.21-25) <b>de origen aluvial y/o de flujos hiperconcentrados</b> provenientes de secuencias loessoides. Se encuentran restringidos al sector inferior de la cuenca, entre los 1040 a 1010 m s.n.m., y conforman planicies con pendientes muy bajas que varían entre 2% y 4%. Poseen un importante grado de cementación carbonática y moderado porcentaje de arcillas, lo que le otorga una notable resistencia a la erosión, aunque localmente están sometidos a procesos de erosión de márgenes e hídrica.	Permanentes , y muy localmente temporarios	0,002 km <sup>2</sup>
6	<b>Depósitos heterométricos</b> , con potencias inferiores al metro, interdigitados con afloramientos rocosos (Fig. V.29 A). Están constituidos por bloques, gravas, arenas, que representan secuencias de regolito localmente removilizado, y subordinadamente, presentan sedimentos más finos de origen loessoide. Estos depósitos, de importante extensión areal, se desarrollan entre los 1270 y 1030 m s.n.m, están estabilizados por una densa cubierta de pastizales.	Permanentes	1,30 km <sup>2</sup>

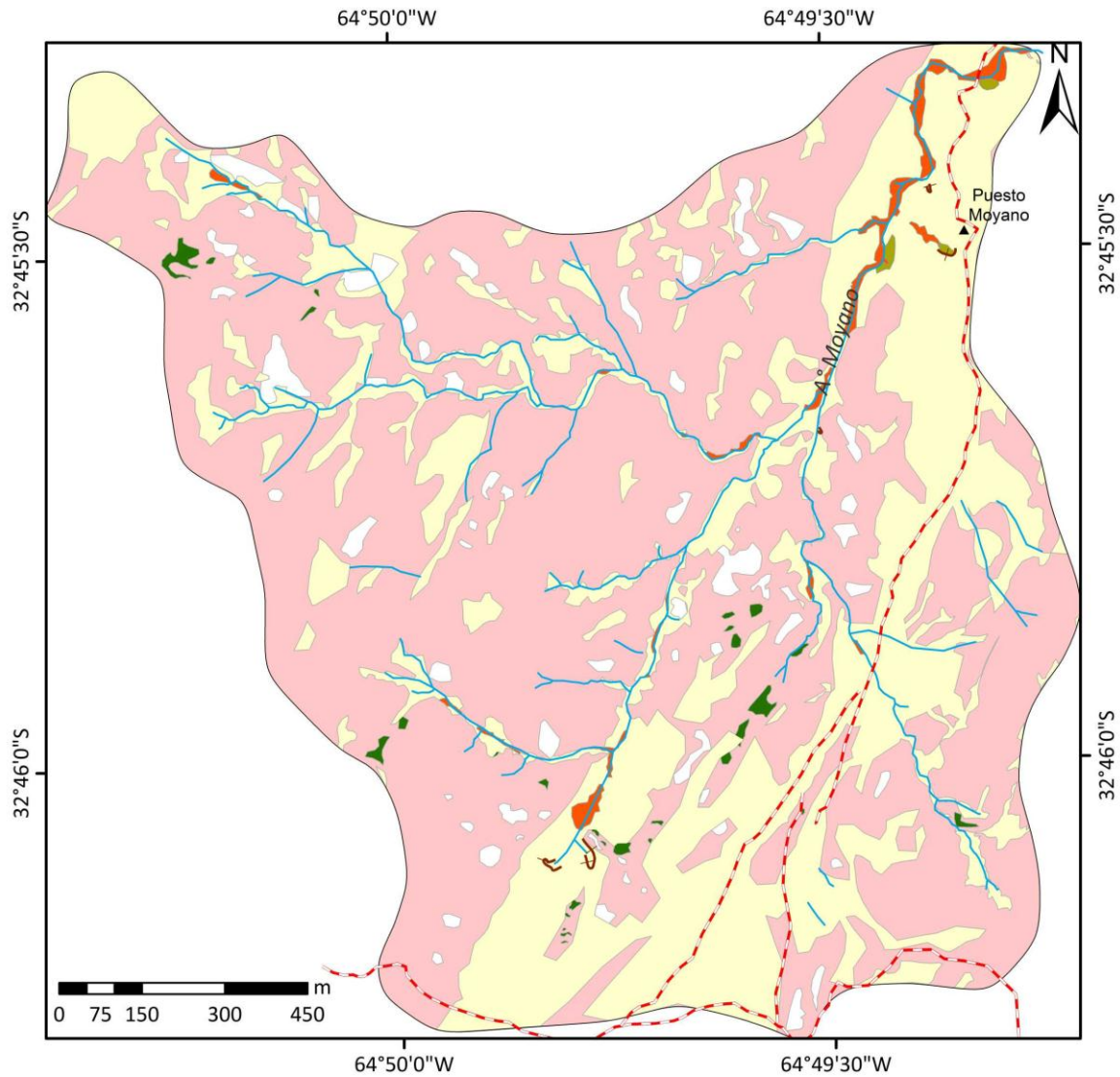
**Tabla VIII.7.** Tipos de almacenamientos en la cuenca A° Moyano.



**Figura VIII.36.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales de fondo de canal (muestra M13, A° Moyano), obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).



**Figura VIII.37.** Histograma de distribución granulométrica de los materiales de fondo de canal (muestra M14, A° Moyano), obtenido a partir del tamizado y del análisis digital de la fotografía de la derecha (Escala 1m).



Referencias











- |   |   |   |  |
|---|---|---|--|
| <b>Tipo de almacenamientos</b>  |   |  Afloramientos rocosos |  Cárcavas |
|  Tipo 1-(Superficies arenizadas y de bloques)                        |  <b>Límite de cuenca A° Moyano</b> |  Caminos             |  |
|  Tipo 2-(Depósitos de flujos hiperconcentrados modernos)             |  Red de drenaje                    |   |  |
|  Tipo 3-(Depósitos fluvial moderno fluvial moderno)                  |   |   |  |
|  Tipo 5-(Depósitos aluvial y/o de flujos hiperconcentrados antiguos) |   |   |  |
|  Tipo 6-(Depósitos heterométricos)                                   |   |   |  |

Figura VIII.38. Tipo de almacenamientos de la cuenca A° Moyano.

### VIII.3.2- Análisis de vínculos

En el mapa de la Figura VIII.39 se presenta la distribución espacial de los elementos utilizados para evaluar la conectividad.

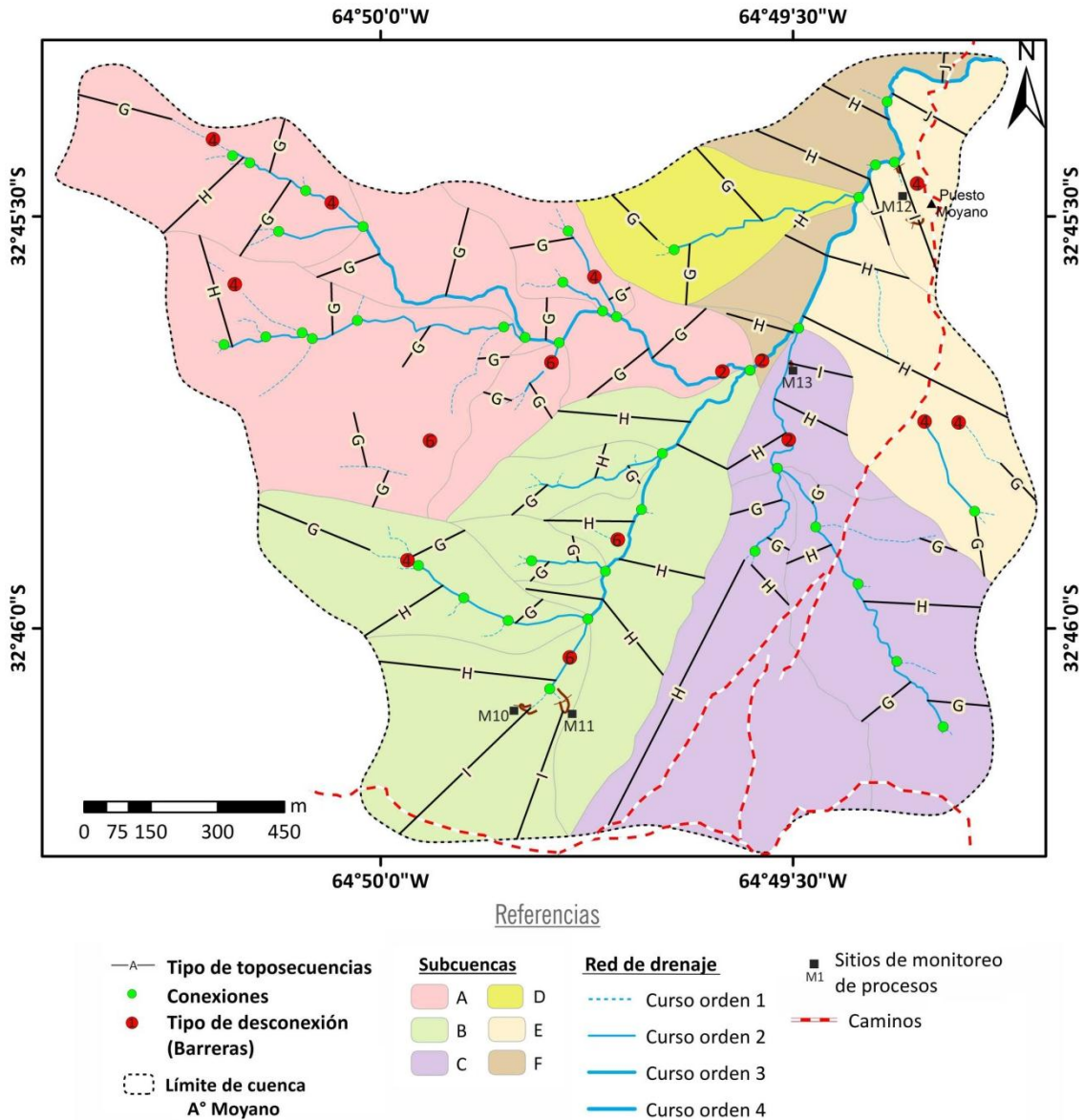


Figura VIII.39. Mapa de ubicación de elementos analizados en la conectividad de la cuenca A° Moyano.

### VIII.3.2.A- Vínculos laterales

En esta cuenca el estudio de los vínculos laterales y de los buffers se llevó adelante a través de un análisis de campo, de fotografías aéreas e imágenes satelitales, representando los mismos a través de toposecuencias..

#### VIII.3.2.A.1- Toposecuencias

Se reconocieron cuatro tipos de toposecuencias principales que se repiten en diferentes zonas de la cuenca (Fig. VIII.39). A continuación se describe cada una de ellas, representando con interruptores verdes los vínculos laterales (conexiones) e interruptores rojos los buffer (desconexiones).

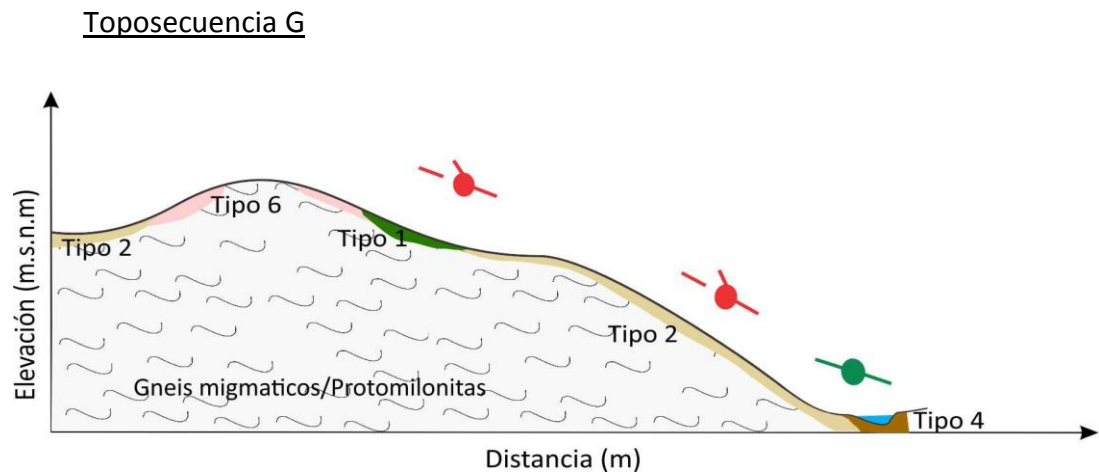


Figura VIII.40. Representación esquemática toposecuencia G e imágenes representativas de la misma.

Esta toposecuencia representa el flujo de sedimento que se da en zonas topográficas altas y son frecuentes en las nacientes de los tributarios de orden 1 o 2. En estos sectores se desarrollan almacenamientos tipo 1, los cuales se observan aislados y desconectados, debido a la presencia de almacenamientos tipo 6 y 2 (**buffer**, Fig. VIII.40).

Los arroyos de bajo orden generan una baja tasa de erosión lateral de los almacenamientos tipo 3 (Fig. VIII.40).

### Toposecuencia H

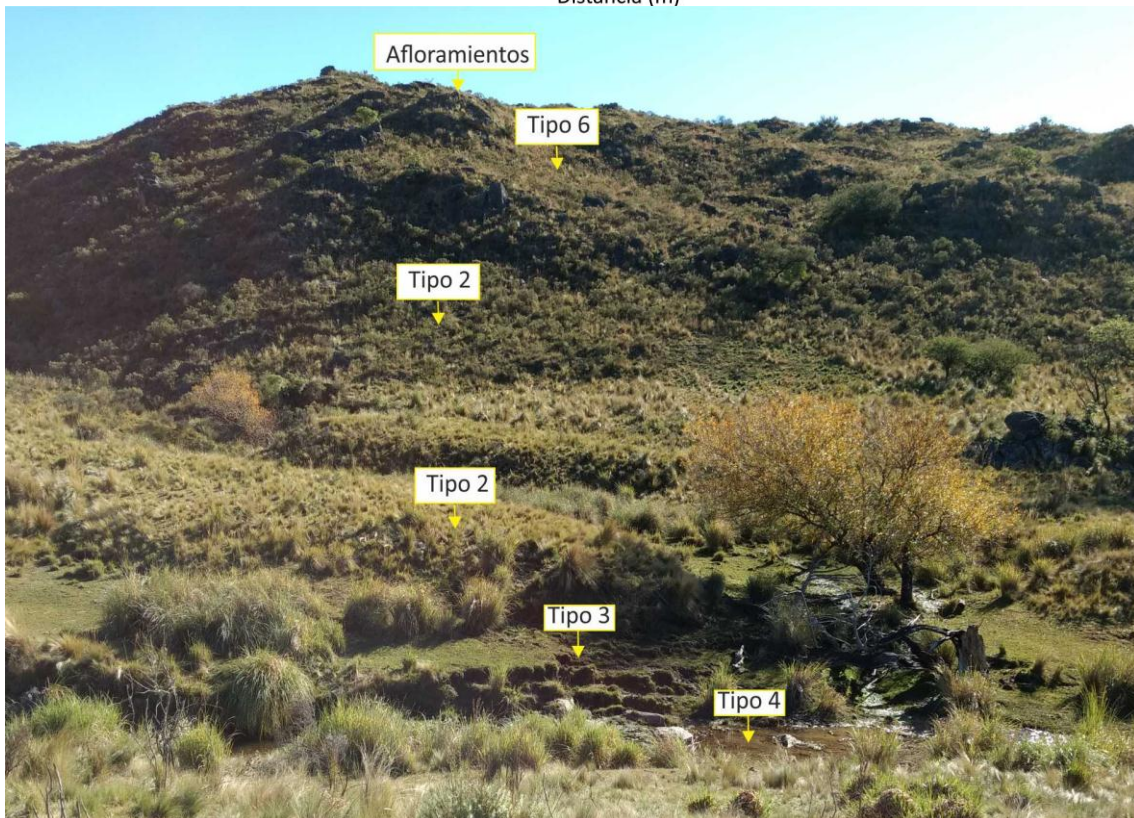
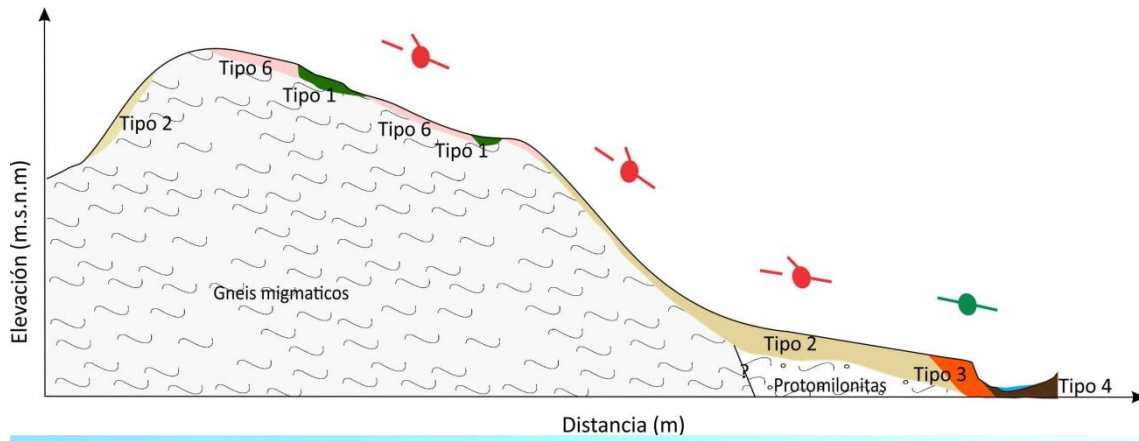


Figura VIII.41. Representación esquemática toposecuencia H e imagen representativa de la misma.

Al igual que en el caso anterior, en los niveles topográficos más altos se desarrollan almacenamientos tipo 1, los cuales se encuentran desconectados con el canal principal a causa de los almacenamientos tipo 2 y 6 (**Buffer**), ya que estos recubren el basamentos y conforman los taludes (Fig. VIII.41).

Durante épocas de crecidas se produce erosión de márgenes en los almacenamientos tipo 3, aportando sedimentos al canal (almacenamientos tipo 4) (Figs. VIII.41 y 42).



Figura VIII.42. Erosión de márgenes.

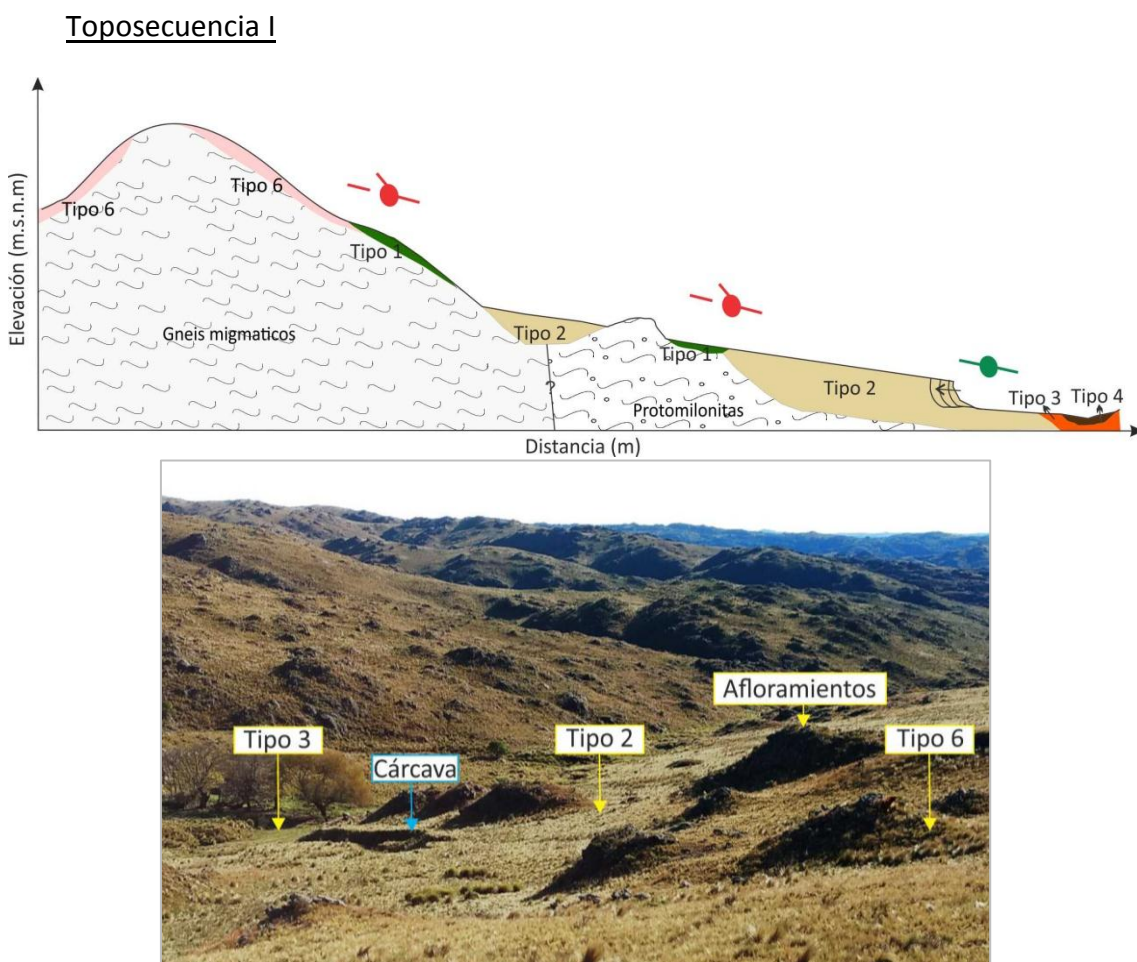


Figura VIII.43. Representación esquemática toposecuencia I e imágenes representativas de la misma.

En los niveles topográficos más altos de esta toposecuencia sucede la misma situación que en los casos anteriores con los almacenamientos tipo 1, 2 y 6. Si bien en



este caso particular, el almacenamiento tipo 2 (**buffer**) se encuentra afectado por cárcavas. Si bien durante el periodo de monitoreo (Fig. VIII.45) la mayoría de estas morfologías estuvieron inactivas y con un grado importante de estabilidad, existen casos particulares de cárcavas de menores dimensiones que se encuentran activas, las cuales favorecen la conexión en el flujo de sedimento con la red de drenaje (Fig. VIII.43).

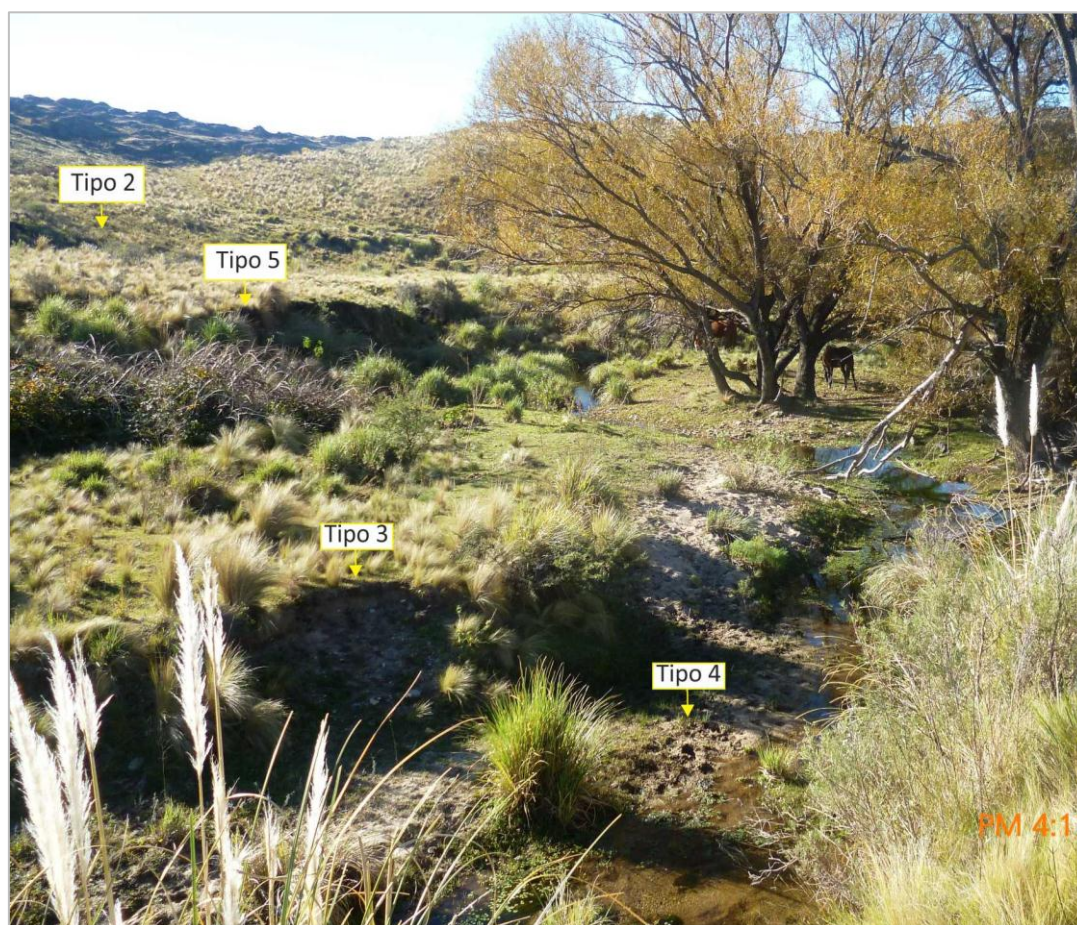
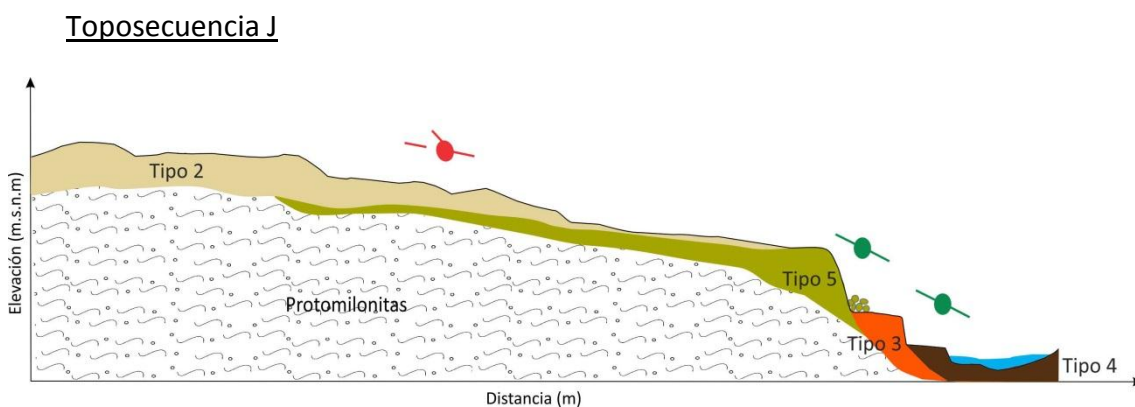


Figura VIII.44. Representación esquemática toposecuencia D e imágenes representativas de la misma.

Este tipo de toposecuencias se da en cuenca baja, en sectores de poca pendiente (Fig. V.27) con superficies suavemente onduladas (Planicie de agradación Moyano), y está conformada principalmente por almacenamientos tipo 2 (**buffer**) y tipo 5 (Fig. VIII.44). Estos últimos presentan una mayor resistencia a la erosión, si bien por procesos de desprendimientos y de erosión hídrica el material es incorporado esporádicamente al canal, favoreciendo la conexión de la cuenca.

En estos ambientes se desarrollan terrazas fluviales (almacenamientos tipo 3) y barras de areno-gravosas (tipo 4) que son susceptibles a la erosión lateral (Fig. VIII.42), generando el aporte de sedimentos al canal (Fig. VIII.44).

#### VIII.3.2.A.2-Monitoreo de vínculos laterales

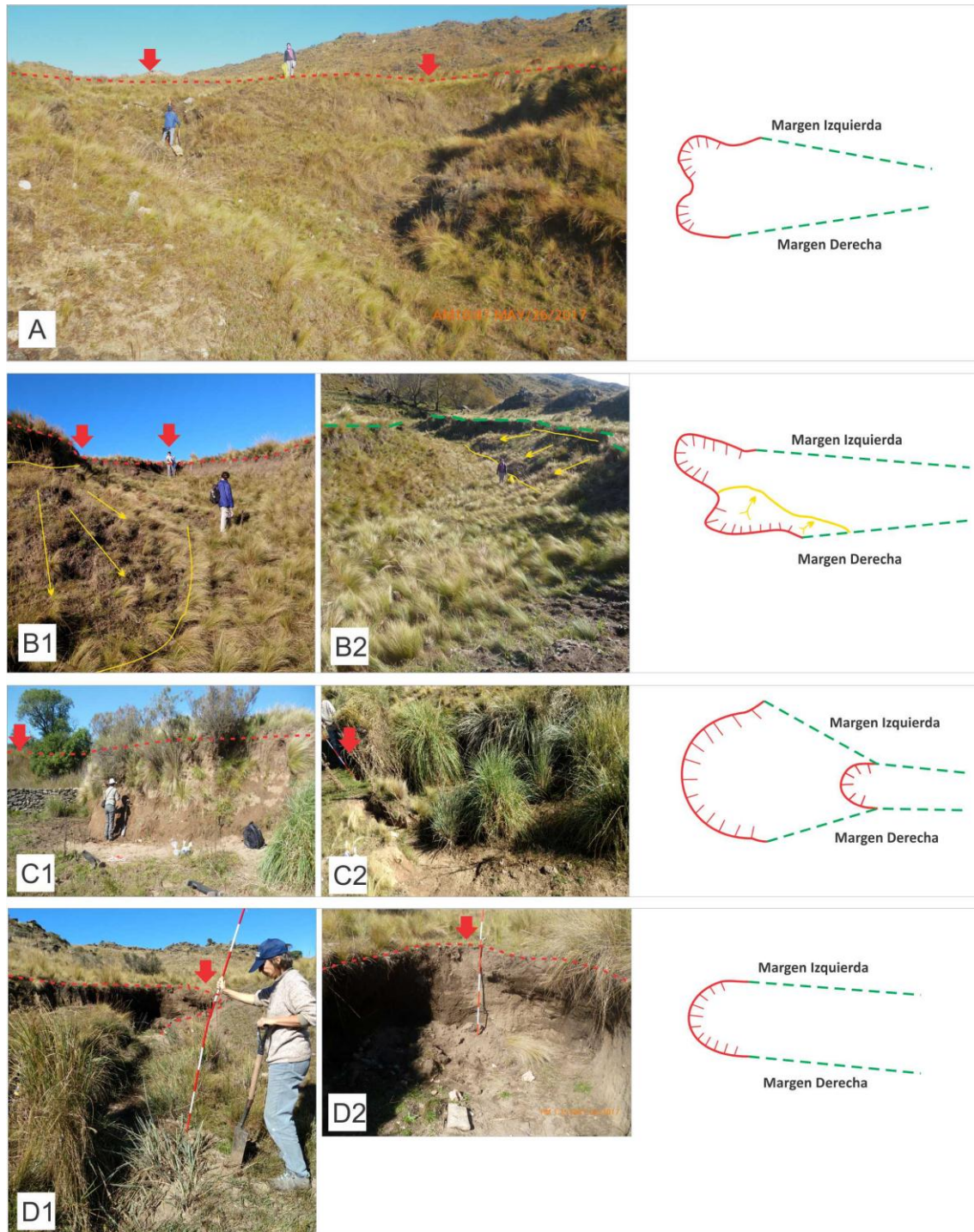
A partir del análisis de cada toposecuencia, es notable un bajo grado de movilidad de sedimentos en la cuenca A° Moyano, es por esto que el monitoreo de vínculos laterales se ha restringido al relevamiento de morfologías producto de la erosión hídrica, mediante controles de campo y análisis de fotos e imágenes. Estas morfologías en la cuenca de estudio se encuentran representadas por cuatro cárcavas.

La primera cárcava que se analiza (Fig. VIII.45 **A**), se ubica en las coordenadas 32°40'06''S-64°49'49,6''O (sitio M10, Fig. VIII.39), y su cabecera está compuesta por dos frentes de retroceso. Esta morfología se presenta estable, ya que se observa tanto en las márgenes como en la base un grado alto de cobertura vegetal y además aflora basamento metamórfico en algunos sectores de la misma (Fig. VIII.45 **A**).

La segunda (Fig. VIII.45 **B1**), se desarrolla en las coordenadas 32°46'06,2''S-64°49'46,8''O (sitio M11, Fig. VIII.39), es de mayores dimensiones que la anterior y muestra una única cabecera de retroceso. En sus márgenes se observan deslizamientos rotacionales que generan pequeñas superficies de despegue curvas conformando un relieve escalonado (Fig. VIII.45 **B2**). También muestra un grado de estabilidad alto por presencia de abundante cubierta vegetal y localmente afloramientos de basamento en las márgenes.

Una tercera cárcava (Fig. VIII.45 **C1**), se ubica en las coordenadas 32°45'29''S-64°49'21''O (sitio M12, Fig. VIII.39), presenta dos cabeceras de retroceso. La de mayor dimensión situada en el puesto Moyano, presenta una importante cobertura vegetal, mientras que aguas abajo se desarrolla una menor, con pocas evidencias de retroceso (Fig. VIII.45 **C2**).

Por último, en las coordenadas 32°45'40,9"S-64°49'30,3"O (sitio M13, Fig. VIII.39) se desarrolla una cuarta cárcava (Fig. VIII.45 **D1**), de menores dimensiones que las descritas anteriormente, que exhibe una cabecera de retroceso de moderada actividad (Fig. VIII.45 **D2**).



REFERENCIAS: Cabeceras de retroceso, borde lateral de cárcavas, Morfologías gravitacionales de deslizamiento y Cabeceras de retroceso.

**Figura VIII.45.** (A) Cárcava n°1 y esquema de vista en planta. (B) Cárcava n°2 y esquema de vista en planta, (B1) Vista la cabecera de retroceso, (B2) Vista de escalones por deslizamientos. (C) Cárcava n°3 y esquema de vista en planta (C1) Cabecera de mayor dimensiones, (C2) Cabecera activa de menor dimensiones. (D) Cárcava n°4 y esquema de vista en planta, (D1) Vista completa de la cárcava, (D2) Detalle de la cabecera de retroceso activa.

### VIII.3.2.B- Vínculos longitudinales

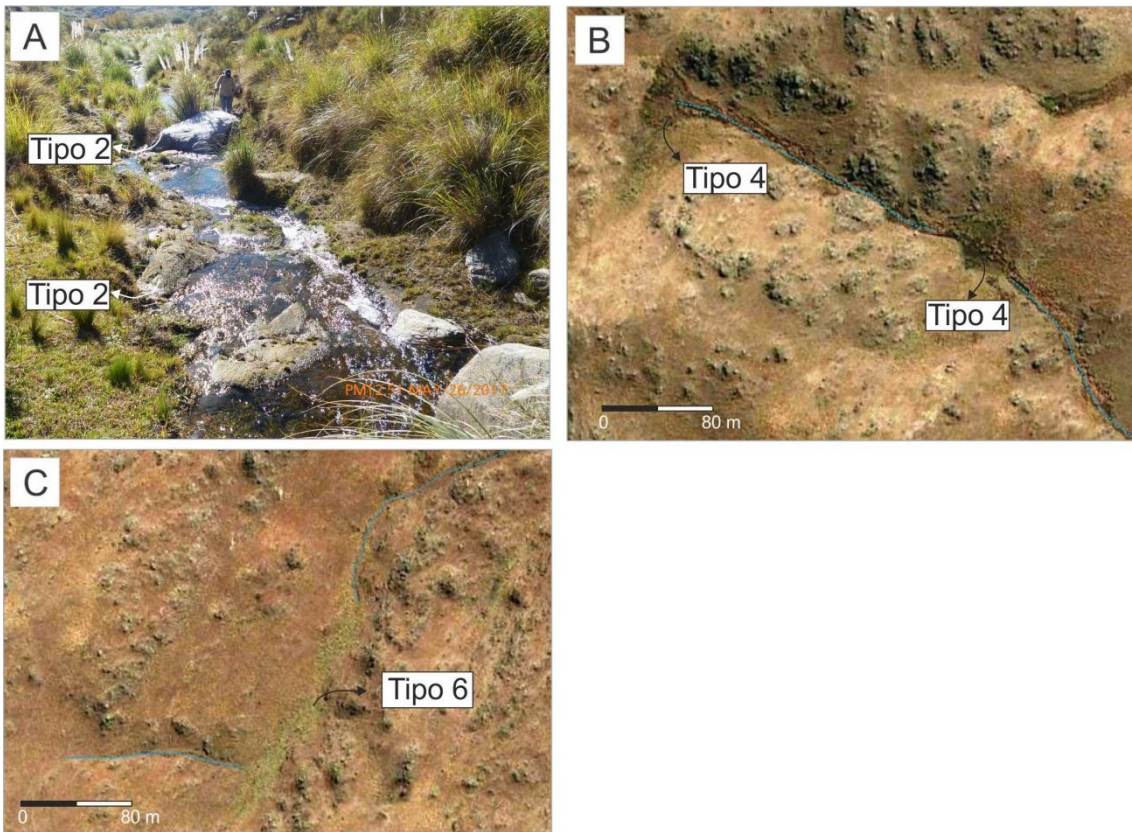
Estos fueron analizados en el canal principal y en los tributarios, efectuando un relevamiento de los elementos que actúan como barreras.

#### VIII.2.2.B.1-Barreras

En la cuenca A° Moyano, se identificó un bajo número de barreras, ya caracterizadas en la cuenca del A° Arenoso, las cuales se describen en la Tabla.VIII.8 y son representadas en el mapa de la Figura VIII.39.

Tipo	Elementos del paisaje	Efectos de Barrera
2	<b>Afloramientos y acumulaciones de bloques en el canal.</b>	Este tipo de barreras, se dan de manera conjunta, y son frecuentes en los tributarios. Las acumulaciones de bloques en el canal se producen a causa de procesos gravitatorios, como caída de bloques desde los afloramientos de las laderas (Fig. VIII. 46 A).
4	<b>Mallín activo</b>	Algunos de estos humedales, por lo general, se ubican en sectores topográficamente altos, corresponden a cabeceras o ejes de cursos de bajo orden y poseen pequeñas dimensiones. Pero también se reconocen de mayores dimensiones en el sector inferior de la cuenca. Presentan una elevada cobertura vegetal, obstaculizan los canales y por ende, el transporte de sedimentos hacia aguas abajo (Fig. VIII. 46 B).
6	<b>Canales en vías de integración</b>	Son canales de bajo orden que están completamente o parcialmente rellenos de sedimento y muy vegetados, con procesos de carcavamiento discontinuos (Fig. VIII. 46 C).

Tabla VIII.8. Tipos de barreras en la cuenca A° Moyano.



**Figura VIII.46.** Ejemplos de barreras tipo 2,4 y 6 en la cuenca del A° Moyano. (A) Interrupción de canales por afloramientos y acumulación de bloques (tipo 2). (B) Interrupción de canales por mallines activos (tipo 4). (C) Ejemplo de integración de paleocanales (tipo 6).

### VIII.3.3- Índice de conectividad

Aplicando la misma metodología utilizada en la cuenca A° Arenoso, se estima a continuación el índice de conectividad de esta cuenca.

#### VIII.3.3.A- índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias

Los valores establecidos para cada variable del IC para la cuenca del A° Moyano, son los siguientes:

5. Toposecuencias (T), se utilizó igual densidad de toposecuencias que en la cuenca A° Arenoso, la cual corresponde a 2/ha (Fig. VIII.39). A cada tipo (Figs. VIII.40-44) se le asignó un valor según lo presentado en la Tabla VIII.9.

Toposecuencia	Valor establecido
Tipo G	0,3
Tipo H	0,2
Tipo I	0,6
Tipo J	0,3

**Tabla VIII.9.** Valores asignados a los tipos de toposecuencias según su grado de conectividad (Figs. VIII. 40-44).

1. Densidad de drenaje (Dd), la máxima densidad de drenaje que se determinó para la cuenca A° Moyano fue de  $0,01 \text{ m}^{-1}$ , que normalizada, en función de la máxima densidad de drenaje determinada en el A° Arenoso ( $0,04 \text{ m}^{-1}$ ), corresponde a un valor de 0,25.

2. Conexiones (C), el mayor número de conexiones longitudinales por subcuenca, para la cuenca A° Moyano fue de 7 (Fig. VIII.39), que normalizado, en función de la máxima conexión determinada en el A° Arenoso (8), da un valor de 0,88.

3. Barreras (B), para la cuenca del A° Moyano, se establecieron tres clases principales (alta, media y baja, Tabla VIII.10). Cabe aclarar que se efectuaron leves modificaciones en los valores de las clases, en función de las dimensiones de las barreras en esta cuenca.

Clases	Barreras	Rango de valores
Baja	Tipo 2 (Acumulaciones de bochas, bolos y bloques en el canal)	0-0,3
Media	Tipo 4 (Mallín activo)	0,4-0,5
Alta	Tipo 6 (Paleocanales en vías de integración)	0,5-0,8

**Tabla VIII.10.** Valores establecidos para los tipos de barreras (Tabla. VIII.8).



Aplicada la ecuación se obtuvo el índice de conectividad IC (Tabla VIII.11), el cual fue normalizado (ICn). El mismo muestra el porcentaje de área conectada de las diferentes subcuencas secundarias.

A partir de los valores del ICn cada subcuenca fue asignada a una de las clases o grados de conectividad ya definidas (Fig. VIII.47).

Finalmente, se determinó el índice normalizado de las subcuencas principales (ICn\_T) a partir de la ponderación del ICn y área de cada subcuenca secundaria (Tabla VIII.11).

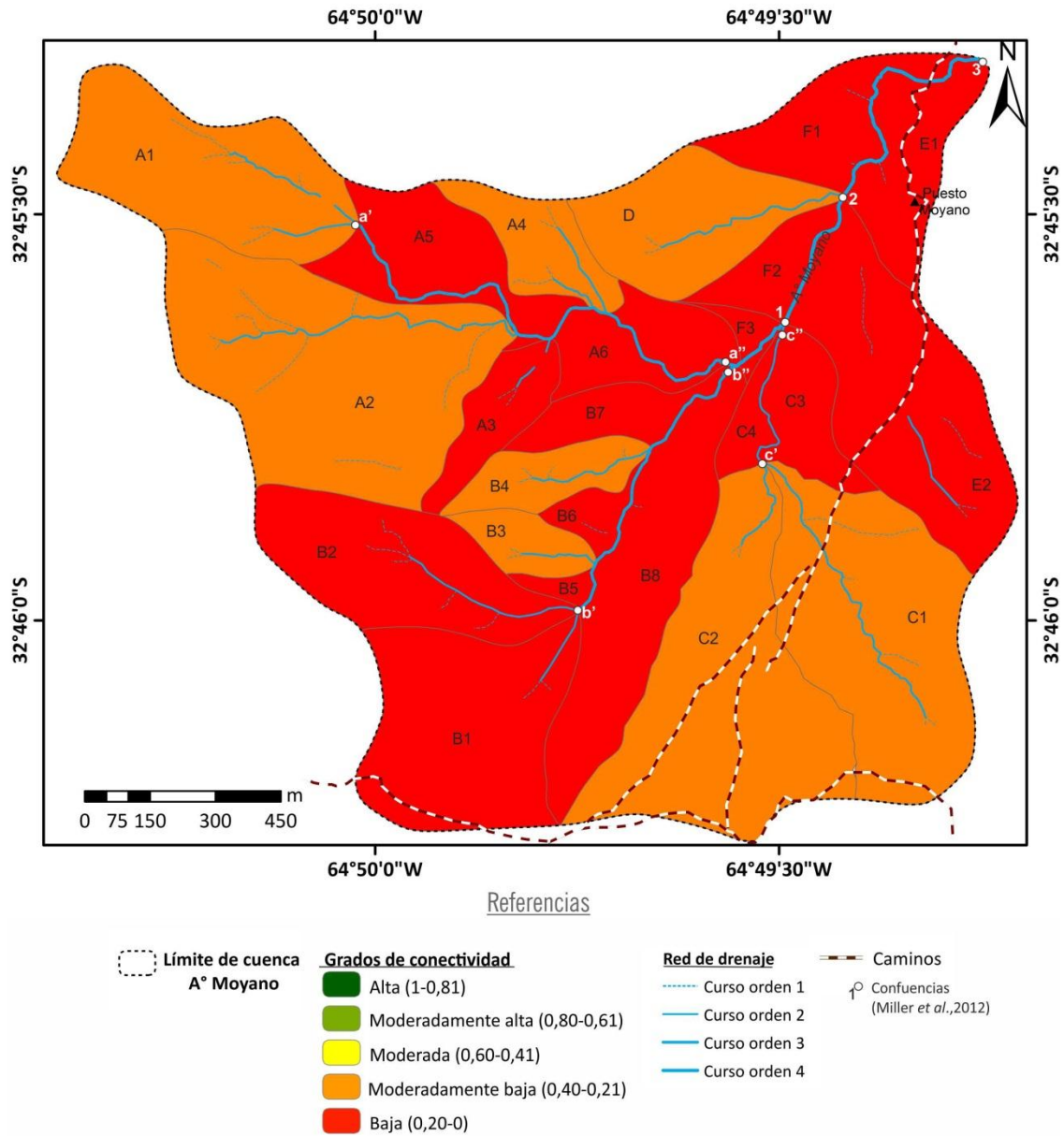
Cuenca	Sub-cuenca	Toposecuencia				Densidad de drenaje (Dd)				Conexiones		Barrera				Índice de conectividad		
		Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Longitud total (m)	Área (m <sup>2</sup> )	Dd	Ddn	n°	Cn	Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Valor	ICn	ICn_T
A	A1	G	3	0,9	0,28	838,78	150244,6	0,006	0,14	5	0,6	4	2	0,8	0,4	0,64	0,213	20
		H	1	0,2										0				
	A2	G	5	1,5	0,28	1575,34	259596,8	0,006	0,15	7	0,9	4	1	0,4	0,6	0,71	0,237	
		H	1	0,2								6	1	0,8				
	A3	G	2	0,6	0,30	179,23	42334,7	0,004	0,11	1	0,1	6	1	0,5	0,5	0,031	0,01	
	A4	G	2	0,6	0,30	543,87	47955,0	0,011	0,28	4	0,5	4	1	0,4	0,4	0,684	0,228	
A5 y A6	G	5	1,5	0,30	1104,09	151407,8	0,007	0,18	1	0,1	2	1	0,1	0,1	0,507	0,169		
B	B1	H	1	0,2	0,47	263,92	160733,9	0,002	0,04	2	0,3	6	1	0,5	0,5	0,258	0,086	9,8
		I	2	1,2										0				
	B2	G	3	0,9	0,28	747,71	129386,1	0,006	0,14	4	0,5	4	1	0,4	0,4	0,519	0,173	
		H	1	0,2										0				
	B3	G	2	0,6	0,30	217,69	28117,7	0,008	0,19	2	0,3	0	0	0	0	0,744	0,248	
	B4	G	2	0,6	0,27	376,29	41169,4	0,009	0,23	1	0,1	0	0	0	0	0,62	0,207	
H		1	0,2										0					
B5/B8	H	6	1,2	0,20	775,81	201052,2	0,004	0,10	2	0,3	6	1	0,5	0,5	0,046	0,015		
C	C1	G	4	1,2	0,27	1110,37	208111,3	0,005	0,13	5	0,6	0	0	0	0	0,923	0,308	24,6
		H	2	0,4										0				
	C2	G	2	0,6	0,25	287,56	228635,0	0,001	0,03	2	0,3	0	0	0	0	0,633	0,211	
		H	2	0,4										0				
	C3/C4	H	2	0,4	0,33	368,6	61744,4	0,006	0,15	1	0,1	2	1	0,1	0,1	0,508	0,169	
I		1	0,6										0					

Tabla VIII.11. Cálculo del índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias de la cuenca A° Moyano.



Cuenca	Sub-cuenca	Toposecuencia				Densidad de drenaje (Dd)				Conexiones		Barrera				Índice de conectividad		
		Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Longitud total (m)	Área (m <sup>2</sup> )	Dd	Ddn	n°	Cn	Tipo	Cantidad	Valor total	Promedio	Valor	ICn	ICn_T
D	D	G	3	0,9	0,28	485,29	100070,7	0,005	0,12	2	0,3	0	0	0	0	0,646	0,215	21,5
		H	1	0,2														
E	E2	G	2	0,6	0,25	627,09	177414,5	0,004	0,09	1	0,1	4	2	0,8	0,4	0,063	0,021	2,7
		H	2	0,4										0				
	E1	I	1	0,6	0,40	53,24	69096,4	0,001		1	0,1	4	1	0,4	0,4	0,125	0,042	
		J	2	0,6														
F	F3	H	1	0,2	0,20	0	10748,0	0,000	0,00	0	0	2	1	0,1	0,1	0,1	0,033	12,6
	F2	H	1	0,2	0,20	0	32844,4	0,000	0,00	0	0	0		0	0	0,2	0,067	
	F1	H	2	0,4	0,23	76,21	65845,4	0,001	0,03	2	0,3	0		0	0	0,512	0,171	
		J	1	0,3														

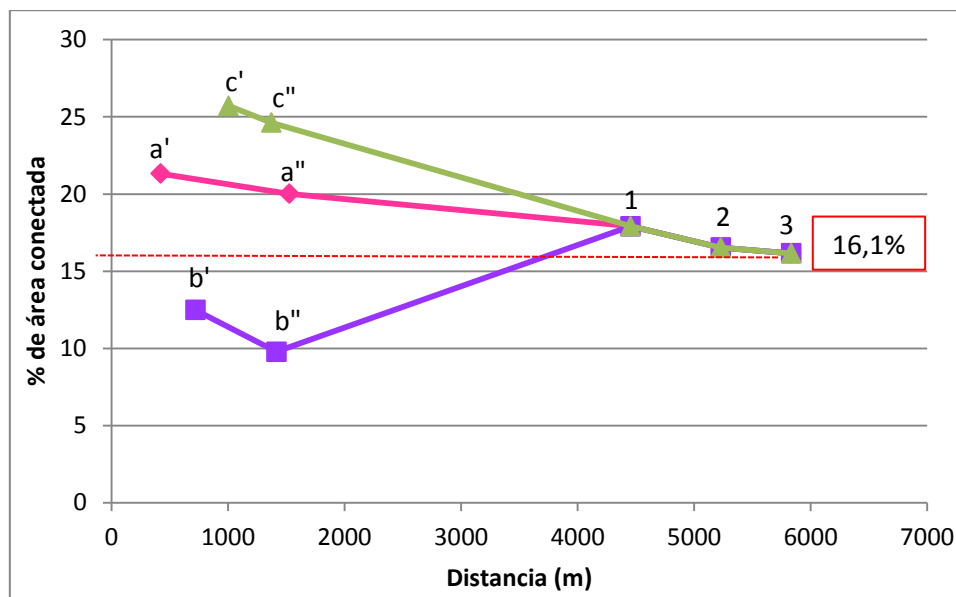
Tabla VIII.11 (Continuación). Cálculo del índice de conectividad para subcuencas principales y secundarias de la cuenca A° Moyano.



**Figura VIII.47.** Mapa de clases o grados de conectividad por subcuencas secundarias de la cuenca A° Moyano.

### VIII.3.3.B- Variación de la conectividad en dirección aguas abajo

En la Figura VIII.48 se muestra la variación de la conectividad en dirección aguas abajo de acuerdo a la propuesta de Miller *et al.*, 2012. Se establecieron tres líneas de análisis, asociadas con los principales colectores de las subcuencas A, B y C, hasta su confluencia. A partir de allí se efectuó el análisis sobre el canal principal del A° Moyano, considerando de este modo cinco confluencias en cada línea de análisis (Figs. VIII.47 y 48).



**Figura VIII.48.** Variaciones aguas abajo del área conectada en la cuenca del A° Moyano. La línea a'-3 corresponde a la subcuenca A, la b'-3 a la subcuenca B y c'-3 a la subcuenca C.



### VIII.3.3.C- Interpretación de los datos obtenidos para la cuenca A° Moyano

Analizando la conectividad a nivel de subcuencas puede observarse baja variabilidad en el IC, entre un grado de conectividad moderadamente bajo a bajo (Fig. VIII.47). En la Figura VIII.48 se muestra que la subcuenca de mayor grado de conexión es la C, esto se debe principalmente a la subcuenca secundaria C1, que drena roca gneis migmáticas y tiene mayor densidad de drenaje que las subcuencas C2 y C3, las cuales se desarrollan sobre secuencias de flujo hiperconcentrados en el sector meridional de la cuenca. Sin embargo, la subcuenca C2 al no verse afectada por barreras, posee mayor conexión que la C3. Estas cuencas generan un aporte mínimo de almacenamientos tipo 3 y 4, debido a la erosión de márgenes durante crecidas importantes. Subordinadamente, se produce en la salida de la cuenca, erosión hídrica en cárcavas, generando un bajo aporte al canal de almacenamiento tipo 2.

La subcuenca A también presenta un grado de conectividad moderadamente bajo a bajo, y se caracteriza por presentar una red de drenaje integrada, permanente, que también drena rocas de basamento. Las subcuencas A1, A2 y A4, son las de mayor grado de conexión, debido a su mayor densidad de drenaje, puntos de conexión y ausencia de barreras significativas. Al igual que en la cuenca anterior, los vínculos laterales son muy pobres por lo que el aporte de sedimentos al canal es bajo, y se vincula a erosión de márgenes en épocas de crecidas y/o procesos gravitatorios localizados en laderas de mayor pendiente con almacenamientos tipo 6 y 2 dispersos y bajo grado de cobertura vegetal.

Por otra parte, la subcuenca B muestra dos subcuencas menores (B4 y B3) desarrolladas en el basamento gnéissico-migmático, con un grado moderadamente bajo de conexión, mientras que el área restante está un 90% desconectada. Esto se debe, por un lado, a la menor conexión longitudinal, influenciada por la baja densidad de drenaje y, por otra parte, a la baja conexión lateral asociada a cárcavas parcialmente activas y procesos de erosión de márgenes muy localizados

En el tramo final del arroyo Moyano (confluencia 1, 2 y 3, Fig. VIII.48), se observa que la conectividad se reduce en un 2%, cuando se consideran las subcuencas D, E y F. En este sector de la cuenca, se observa una disminución en la densidad de drenaje, se produce un aumento de los vínculos laterales, representados por toposecuencias tipo I y J principalmente. El aporte de sedimentos, al canal se produce a partir de la erosión lateral de barras tipo *lag* y niveles de terrazas y proveniente de cárcavas (almacenamientos tipo 3 y 4).

El grado de conectividad de la cuenca A° Moyano a la salida es de 0,16 esto indica que el 16 % de la cuenca está conectada, lo cual muestra que en general en la cuenca dominan toposecuencias poco conectadas, la densidad de drenaje es baja al igual que el número de conexiones y, subordinadamente, existen barreras activas.



## Capítulo IX

Consideraciones finales y conclusiones



▪ **Los estudios realizados sobre conectividad del paisaje muestran que, para las condiciones climáticas e hidrológicas actuales, en la cuenca del A° Arenoso el área conectada es aproximadamente 50% mayor que en la cuenca del A° Moyano, correspondiendo a clases moderada y baja, respectivamente.**

Al efectuar un análisis de conectividad desde una integración holística, entre las diferentes variables que intervienen en el funcionamiento de las cuencas, se deben incluir las particularidades que caracterizan las conexiones hidrológicas y las sedimentológicas de cada cuenca de estudio para poder resaltar las diferencias en el comportamiento de cada una.

▪ **La *conectividad sedimentológica*, está directamente relacionada con la tasa de meteorización y erosión de los diferentes tipos de litologías, los almacenamientos y los procesos activos de erosión/transporte que caracterizan a cada cuenca.**

En cuanto al control litológico, a partir de los análisis geológico y geomorfológico llevados a cabo en esta tesis, se determinó que las rocas metamórficas de alto grado (gneis migmáticos), son más resistentes a la meteorización y presentan una tasa de erosión muy baja en comparación con las rocas ígneas (en concordancia con lo expresado por Andreazzini, 2015, para esta región serrana) y esto condiciona el tipo y cantidad de almacenamientos.

En la cuenca del A° Arenoso, se observó una importante alteración de los afloramientos graníticos, los cuales están rodeados de superficies con cubierta areno-gravosa y de bloques, que constituyen importantes fuentes de sedimentos. Por el contrario, en la cuenca A° Moyano, los afloramientos gnéis-migmatíticos se encontraron prácticamente inalterados, con algunas restringidas superficies arenizadas asociadas principalmente a vetas pegmatíticas. A su vez, las protomilonitas que componen la faja de Cizalla de Guacha Corral, son más susceptibles a la meteorización/erosión y suelen asociarse regolitos areno-gravosos.

Las diferencias en la resistencia a la meteorización/erosión de las rocas expuestas explican los cambios marcados en la topografía o relieve de ambas cuencas.

En las dos cuencas de estudio, los almacenamientos primarios, constituidos por regolito poco removilizados, constituyen la principal fuente de sedimento de los almacenamientos secundarios, producto del transporte y sedimentación de los primeros, como los depósitos fluviales, de flujos hiperconcentrados y de mallines. Subordinadamente, los distintos tipos de almacenamiento contienen sedimentos eólicos provenientes de fuentes alóctonas, especialmente los mallines.

Es así, que la litología del basamento de la cuenca determina las características sedimentológicas, erodabilidad, posición, extensión y potencia de los almacenamientos secundarios, que si bien constituyen una fuente potencial de sedimentos disponibles para el transporte, actúan como buffer disminuyendo el flujo de los mismos dentro de la cuenca. **Estos almacenamientos son más relevantes en el**



**ambiente granítico, en segundo término asociado a las protomilonitas y muy reducido en las metamorfitas de alto grado.**

En la cuenca del arroyo Arenoso dominan los taludes de moderada pendiente con bloques o arenizados, con menor cubierta vegetal, más inestables (almacenamientos primarios), mientras que en los fondos y laderas de valles principales los almacenamientos secundarios de alta potencia (hasta 7m de relleno) representados por depósitos de flujos hiperconcentrados y fluviales areno-gravosos.

En la cuenca del arroyo Moyano, en taludes de mayor pendiente, dominan almacenamientos de regolito de clastos grandes (almacenamientos primarios) parcialmente removilizados, poco potentes y estabilizados con vegetación. Las laderas y fondos de valles tienen almacenamientos secundarios de flujos hiperconcentrados y muy subordinadamente fluviales, conformados por sedimentos finos, con potencia general menor a 1,5 m y, muy localmente, alcanza los 4 m.

De este modo, **en ambas cuencas las áreas fuentes de sedimento corresponden principalmente a almacenamientos secundarios y, muy subordinadamente, a depósitos primarios asociados a los afloramientos.**

**Los principales procesos de transferencia de sedimentos en las cuencas de los arroyos Arenoso y Moyano se asocian a procesos de erosión fluvial (márgenes y fondo) e hídricos (cárcavamientos).** En menor medida se vinculan a procesos gravitacionales, especialmente los relacionados a erosión lateral del canal y retroceso de cárcavas. Las caídas/deslizamientos de bloques mayores desde los afloramientos rocosos y taludes circundantes son mínimos pero mayores en el ambiente granítico, que presenta menor cubierta vegetal.

La conectividad sedimentológica es más variable dentro de la cuenca granítica que en la metamórfica.

- En relación a la **conectividad hidrológica**, en este trabajo los resultados se refieren especialmente al arco superficial, que participa de la conectividad sedimentológica.

La densidad de drenaje (Dd) junto al número de conexiones (tributarios-colector), ambas dependientes de la litología, son las variables que mejor explican la conectividad hidrológica.

La cuenca granítica (A° Arenoso) tiene una Dd y número de conexiones mayor que la metamórfica, sin embargo, presenta una red de drenaje menos integrada, con barreras que obstaculizan los vínculos longitudinales entre tributarios y canal principal. En condiciones de bajo caudal, la mayoría de los cursos son efímeros, debido a la potencia y porosidad de los sedimentos que conforman los almacenamientos secundarios, que favorecen la infiltración y recarga al acuífero alojado en medio clástico y/o fisurado.

Por el contrario, la cuenca del A° Moyano tiene una densidad de drenaje tres veces menor que la cuenca granítica y también es muy inferior el número de conexiones,



pero su grado de integración es más alto por la ausencia de barreras significativas. Los cursos son de régimen permanente, lo que se asocia principalmente al reducido espesor de la cubierta sedimentaria.

Para condiciones de estiaje/bajo caudal, la cuenca del A° Moyano tiene mayor conexión hidrológica que la del A° Arenoso, pero esta relación se invierte en eventos de crecida. Si bien en ambas cuencas los hidrogramas de crecida son conspicuos, la mayor Dd, número de conexiones y menor cubierta vegetal en el ambiente granítico favorecerían menores tiempos de concentración. Los caudales picos estimados son similares a pesar de la diferencia de áreas entre ambas cuencas.

La cobertura vegetal muestra una importante variación estacional y si bien la conexión hidrológica y sedimentológica en las cuencas estudiadas es mayor en el periodo de precipitaciones (fines primavera/inicios otoño), la efectividad de un evento de lluvias es mayor al inicio de la estación lluviosa, cuando la cubierta de vegetación es menor. Hacia el final del ciclo húmedo incrementa su poder buffer y/o barreras, y por ende disminuyen los vínculos laterales y longitudinales.

La conectividad hidrológica se vincula a la posición y escala de las barreras dentro de la cuenca. En el arroyo Arenoso las barreras ubicadas a lo largo del arroyo principal o en los tributarios ubicados en cuenca baja, generan una desconexión significativamente mayor, que aquellas barreras ubicadas en cuenca alta, reduciendo la conectividad de la misma en un 15%. Por el contrario, en la cuenca del Arroyo Moyano, no hay importantes barreras en cuenca baja por lo que solamente la conectividad disminuye un 6%.

▪ **La cuenca del A° Arenoso puede considerarse como de transporte limitado (el importante suministro de sedimentos es mayor que la capacidad de transporte), mientras que la del A° Moyano es de suministro limitado (la capacidad de transporte es menor que el suministro de sedimentos).**

▪ Al efectuar un análisis de la evolución temporal de la conectividad en los sistemas estudiados, a partir del estratigráfico, puede indicarse lo siguiente:

- a) Con anterioridad al Último Máximo Glacial (UMG) se registró un ciclo denudativo importante, que explica la discordancia basamento Precámbrico-Cámbrico/Pleistoceno superior, por lo que se asume alta conectividad.
- b) Durante el UMG la conectividad fue baja y en el área dominó la depositación de secuencias loésicas/loessoides.
- c) En el límite Pleistoceno-Holoceno se produjo una intensa erosión de estos depósitos por lo que se infiere una conectividad alta.
- d) Durante todo el Holoceno se produjo agradación en estas cuencas, como sistemas de flujos hiperconcentrados y de mallín y, subordinadamente, canales secundarios efímeros, por lo que se infiere que la conectividad era baja. Las cuencas





actuarían como sistemas cerrados o eventualmente se conectarían en eventos extremos con sistemas hidrográficos mayores.

e) Los procesos de incisión de la red de drenaje se habrían iniciado con la instalación del Clima Atlántico actual, y se habrían intensificado en la última centuria.

▪ **Considerando la evolución histórica propuesta y los valores de conectividad obtenidos para el escenario actual, la cuenca del A° Arenoso está más desajustada que la del A° Moyano, la cual tiene un mayor grado de estabilidad.**

▪ La metodología propuesta en esta tesis sobre conectividad sedimentológica e hidrológica basada fundamentalmente en el estudio y monitoreo de las distintas variables en campo, complementada con el uso imágenes satelitales y fotografías aéreas, si bien necesita ajustes en algunos aspectos referidos a variables intervinientes y ponderación de las mismas, ha permitido abordar esta temática con resultados satisfactorios.

▪ Como **recomendación** sería interesante complementar este análisis con relevamientos topográficos de detalle y/o modelos digitales de elevación del terreno de mejor resolución (tanto espacial como en la cota), para obtener mayor precisión en la caracterización de variaciones de pendiente, tasa de erosión de afloramientos, procesos de agradación/erosión en el lecho, lo cual permitiría mejorar el análisis de los vínculos, especialmente los verticales. Además en trabajos posteriores, sería indispensable abordar este analizar en función del tiempo, es decir evaluar el comportamiento de buffer y barreras, así poder predecir cambios en la conectividad.



## Bibliografía

---

-**Andreazzini, M.J.** 2015. Análisis de los procesos de ajuste en sistemas fluviales serranos-pedemontanos frente a cambios ambientales. Cuenca del río Las Cañitas, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral, UNRC (inédita). Río Cuarto, Córdoba.

-**Andreazzini, M.J. y Degiovanni, S.B.** 2011. Diseño de canal en el sector pedemontano del río Las Cañitas, Córdoba. Factores de control, morfodinámica e implicancias ambientales. Argentina, Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Actas 1426-1427, Neuquén.

-**Andreazzini M. J. y Degiovanni, S.** 2012. Caracterización morfohidrológica de la cuenca serrana del río Las Cañitas, Córdoba. Aplicación de un modelo de elevación digital. En: V Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología. Actas de Resúmenes. Vol 1: p. 117, Río Cuarto.

-**Andreazzini, J. y Degiovanni, S.** 2014. Geomorphology of Paleosurfaces in the Sierras de Comechingones, Central Pampean Ranges, Argentina. En Rabassa, J. y Ollier, C. (eds.) Gondwana Landscapes in southern South America. Springer Earth System Sciences: 305–330. Netherlands

-**Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B., Cantú, M., Grumelli, M., Schiavo, H.** 2013. Análisis e interpretación paleoambiental de secuencias del cuaternario superior en pampas de altura del sector centro-sur de la sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. La Plata: Asociación Argentina de Sedimentología 2: 65 - 84.

-**Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B., Spalletti, M., Irigoyen, M.** 2014. Producción de sedimentos en una cuenca de Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina: Estimación para distintos escenarios. Revista del Programa Hidrológico Internacional de la UNESCO para América Latina y el Caribe. Organización de la Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura, Oficina Regional de Ciencia para América Latina y el Caribe, Programa Hidrológico Internacional 1: 38 - 49.

-**Andreazzini, M.J., Spalletti, M., Degiovanni, S.B.** 2015. Análisis morfodinámico del tramo extraserrano del río Las Cañitas, Córdoba. Aplicación de un modelo numérico. Argentina, Ushuaia. 6° Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas 203-205.

-**Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B y Echevarría, K.** 2016. Paleoenvironmental reconstruction of Quaternary valley-fill successions in summit paleosurfaces of southern Sierras Pampeanas (Córdoba Province, Argentina). QUATERNARY INTERNATIONAL. Amsterdam: PERGAMON-ELSEVIER SCIENCE LTD 1040-6182.

-**Andreazzini, M.J., Degiovanni, S.B., Felizzia, J., Doffo, D.C., y Tripaldi, A.** 2017. Caracterización Geomorfológica - Sedimentológica de mallines en un sector del



batolito Cerro Áspero, Sierra de Comechingones, Córdoba. 20º Congreso Geológico Argentino. Simposio 7:1-3p. San Miguel de Tucumán, Argentina.

-**Beltramone, C.A.** 2007. Las superficies de erosión en las Sierras Pampeanas de Córdoba: algunas consideraciones sobre su génesis: Revista de la Asociación Geológica Argentina, 62 (3): 478-482.

-**Benito, M.E., Bonacci, M.C. y Muratore, N.A.** 2015. Atlas de Alteraciones Hidrotermales. Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), Río Cuarto

-**Benito, M.E., Bonacci, M.C. y Muratore, N.A.** 2017. Análisis Geológico - Metalogenético del Plutón Los Cerros y su entorno encajante, sur de Las Sierras de Comechingones, provincia de Córdoba. 11º Congreso Argentino de Estudiante de Geología. Actas en elaboración

-**Blarasin, M.,** 2003. Geohidrología ambiental del Sur de Córdoba, con énfasis en la ciudad de Río Cuarto y su entorno rural. Tesis Doctoral, UNRC (inédita), Río Cuarto.

-**Blarasin, M., Degiovanni S.B., Eric C. y Paris M.** 2002. Hydrological risks related to ungauged watersheds in the south of Córdoba province, Argentina. IAHS Decade of Prediction in ungauged basins.

-**Blarasin M., S. Degiovanni, A. Cabrera y Villegas, M. (eds),** 2005. Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba: Una perspectiva geoambiental. 1ª ed. Universidad Nacional de Río Cuarto, 346 p., Río Cuarto

-**Bonacci, M.C.** 2018. Caracterización Morfodinámica del tramo pedemontano del río San Bartolomé, influencias tectónicas y climáticas" Tesis de Licenciatura, 184p. UNRC (inédita). Río Cuarto, Córdoba.

-**Borselli L., Cassi P., Torri D.** 2008. Prolegomena to sediment and flow connectivity in the landscape: a GIS and field numerical assessment. Catena, 75(3), 268-277.

-**Brierley GJ, Fryirs K, Jain V.** 2006. Landscape connectivity: the geographic basis of geomorphic applications. Area 38(2):165-174.

-**Cantú, M.** 1992. Provincia de Córdoba. En Iriondo, M. (Ed.), El Holoceno en la Argentina. CADINQUA 1: 1-16. Buenos Aires.

-**Carignano, C.** 1999. Late Pleistocene to recent climate change in Cordoba province, Argentina: geomorphological evidence. Quaternary International 57-58: 117-134.

-**Carignano, C., Kröhling, D., Degiovanni, S.B. y Cioccale, M.** 2014. Geomorfología. En Roberto D. Martino y Alina B. Guerreschi (Eds.) Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 747-821, Córdoba.



- Carling, P.A.** 2006. Editorial. The hydrology and geomorphology of bedrock rivers. *Geomorphology* 82: 1–3.
- Cavalli, M., Trevisani, S., Comiti, F. y L. Marchi.** 2013. Geomorphometric assessment of spatial sediment connectivity in small alpine catchments. *Geomorphology* (188):31-41.
- Chow, VT.** 1959. Open-channel hydraulics. McGraw-Hill, New York
- Coniglio, J. y Esparza, A.** 1988. Geología del sector sur del Batolito Cerro Áspero-Alpa Corral, Córdoba, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, 2, E1–E15
- Coniglio, J., Perez Xavier, R., Pinotti, L., D'Eramo, F., Petrelli, H. y Ducart, D.** 2001. Evolución de fluidos hidrotermales y la formación de vetas Cuarzo-Wolframita del distrito minero Cerro Áspero, Córdoba. 7º Congreso Argentino de Geología Económica. Actas 1: 87–93 p. Salta, Argentina.
- Costa, JE.** 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulders deposits in the Colorado Front Range. *Geol Soc Am Bull* 94:986–1004
- Costa, C.,** 1996. Análisis neotectónico en las Sierras de San Luis y Comechingones: Problemas y métodos. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 285–300. Buenos Aires.
- Costa, C., González Díaz, E., Murillo, M., Gardini, C., Giaccardi, A., Sequeiros, J. y Bea, S.** 1999. Morfoneotectónica del frente de levantamiento andino de la sierra de Comrechingones. 14º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 32
- Cristofolini, E., Otamendi, J., Martino, R., Tibaldi, A., Armas, P., Barzola, M.** 2016. Faja de Cizalla Las Lajas: petrografía, estructura interna e implicancias tectónicas, extremo sur de La Sierra De Comechingones, provincias de Córdoba y San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74 (3): 295 – 314.
- Croke, J., Mockler, S., Fogarty, P. y I. Takken.** 2005. Sediment concentration changes in runoff pathways from a forest road network and the resultant spatial pattern of catchment connectivity. *Geomorphology* 68: 257-268
- Dalla Salda, L.** 1984. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 39º (1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L.** 1987. Basement tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics* 6: 249-260
- Dasso, C.M., Piovano, E.L., Pasquini, A.I., Córdoba, F.E., Lecomte, K.L., Guerra, L. y Campodónico, V.A.** 2014. Recursos Hídricos Superficiales. Relatorio del 19º Congreso



Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 1209-1232, Córdoba.

-**Degiovanni, S.B.** 2008. Análisis geoambiental del comportamiento de los sistemas fluviales del Sur de Córdoba, en especial del Aº Achiras -del Gato, como base para su gestión sustentable. Tesis Doctoral, UNRC. 597 pág. Río Cuarto, Córdoba.

-**Degiovanni, S.B. y Andreazzini, M.J.** 2013. Geomorphological characterization of relictic Gondwanic paleosurfaces in the Comechingones range, Central Pampean Mountains, Argentina. Francia, París. 8th International Conference (IAG) on Geomorphology. International Association of Geomorphology.

-**Degiovanni, S.B. y Blarasin, M.** 2005. Hidrología superficial y morfodinámica de sistemas fluviales en el Sur de Cba. En "Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba". ISBN: 950-665-350-X. Blarasin M., S. Degiovanni, A. Cabrera y M. Villegas (Eds), UNRC-Río Cuarto. p31-40.

-**Degiovanni, S.B., Villegas, M., Blarasin, M. y Sagripanti, G.** 2005. Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Programa Nacional de Cartas Geológicas – Secretaria de Minería de la Nación. ISSN 0328-2333.

-**Degiovanni, S.B, Doffo, N., Villegas, M., Sayago, J. y Collantes, M.** 2009. Rejuvenecimiento de la red de drenaje del Sur de Córdoba (Argentina), como consecuencia del cambio climático durante la última centuria. Geomorfología y Cambio Climático. Tucumán: Magna Editores. p63 - 79. isbn 978987-9390-96-2.

-**Degiovanni, S.B., Andreazzini, M.J, Doffo, N.C. y Echevarria, K.** 2013. Análisis de las alteraciones históricas en los sistemas fluviales del Sur de Córdoba. Causas e implicancias ambientales. 7º Congreso de Ecología y Manejo de Ecosistemas Acuáticos Pampeanos, Libro de Resúmenes: p. 48. Río Cuarto.

-**Degiovanni, S.B., Echevarria, K., Andreazzini, M.J. y Doffo, N.C.** 2014. Los sistemas fluviales del sur de Córdoba: alteraciones históricas, procesos de ajuste y consecuencias ambientales. 19º Congreso Geológico Argentino, Actas: S13, 2 p., Córdoba.

-**Doffo N.C., Degiovanni, S.B, Echevarria, K. y Andreazzini, M.J.** 2016. Caracterización morfohidrológica del tramo inferior del río Cuarto y los Bañados del Saladillo y determinación de la peligrosidad de inundación de la localidad de La Carlota. Informe técnico (Inédito), Universidad Nacional de Río Cuarto, 150 pp.

-**Eric, C.** 1986. Geología del Cuaternario en el río de las Barrancas, Dpto. Río Cuarto, Provincia de Córdoba. Tesis de Licenciatura, UNRC(inédita), Río Cuarto



- Fagiano, M. y Martino, R. 2004.** Cinemática y petrología de la faja de cizalla de Guacha Corral en el extremo austral de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. *Avances de Microtectónica y geología Estructural*. Asociación Geológica Argentina. Serie D: Publicación Especial Nº 7: 45-50.
- Fagiano, M., Pinotti, L., Esparza, A., Martino, R. 2002 b.** La faja de cizalla de Guacha Corral, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. 15 Congreso Geológico Argentino, El Calafate. Actas 1: 259-264.
- Fryirs, K.A., Brierley, G.J., Preston, N.J. y J. Spencer.** 2007. Catchment-scale (dis) connectivity in sediment flux in the upper Hunter catchment, New South Wales, Australia. *Geomorphology* 84: 297-316.
- Fryirs, K.A.** 2013. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problema. *Earth Surf. Process. Landforms* 38:30-46
- González Díaz, E.** 1981. Geomorfología. En: Yrigoyen, M. *Geología de la Provincia de San Luis*. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino 193–236. Buenos Aires.
- González, J.** 2002. Sistemas de información geográfica y modelos hidrológicos: articulación para el estudio de una cuenca serrana en Córdoba (Argentina). Tesis de Maestría. Universidad de Comahue. 212 p. Inédito
- Gordillo, C. y Lencinas, A.** 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 577– 650. Córdoba.
- Gorgas, J.A., Tassile, J., Jarsún, B., Zamora, E., Bosnero, E., Lovera, E., Ravelo, A., Carnero, M., Bustos, V., Pappalardo, J., Petropulo, G., Rossetti, E., y Ledesma, M.,** 2003. Los recursos naturales de la Provincia de Córdoba: Los suelos. Agencia Córdoba D.A.C. y T.S.E.M. Dirección de Ambiente-INTA Manfredi.
- Hahm, W., Riebe, C. y Araki, S.** 2013. Effects of bedrock nutrient density on life and topography in granitic landscapes. *Abstracts Volume 8th International Conference (IAG) on Geomorphology*, Tome 1:S1-S17. P 598.
- Hooke, J.** 2003. Coarse sediment connectivity in channel river systems: a conceptual framework and methodology. *Geomorphology* 56: 79- 94.
- Lexartza-Artza, I. y Wainwright, J.** 2009. Hydrological connectivity: Linking concepts with practical implications. *Catena* 79: 146-152.
- Lira, R. y Kirschbaum, A.** 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala
- Lukens, C., Riebe, C., Sklar, L. y Shuster, D.** 2013. Altitudinal variation in the size and flux of eroded sediment revealed by cosmogenic nuclides and detrital



thermochronometry. Abstracts Volume 8th International Conference (IAG) on Geomorphology, Tome 1:S1-S17. P 593.

-**Messenzehl, K. y Hoffmann, T.** 2014. Storage coupling and sediment connectivity in a high-alpine cascading system (Val Mütschans, Swiss National Park). Abst. Vol. 8th Int. Conf. Geomorphology, Tome 1:S1-S17. P 655.

-**Miller, J.R., Lord, M.L., Villarroel, L.F., Germanoski, D., Chambers, J.C.** 2012. Structural organization of process zones in upland watersheds of central Nevada and its influence on basin connectivity, dynamics, and wet meadow complexes. Geomorphology 139: 384–402.

-**Otamendi, J., Fagiano, M., Nullo, F.** 2000. Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (3): 265-279.

-**Otamendi, J., Castellarini, P., Fagiano, M., Demichelis, A., Tibaldi, A.** 2004. Cambrian to devonian geologic evolution of the Sierra the Comechingones, Eastern Sierras Pampeanas, Argentina: evidence for the development and exhumation of continental crust on the protoPacific margin of Gondwana. Gondwana Research, 7(4): 1143-1155.

-**Pedraza, J., Carrasco González, R.M., Díez Herrero, J., Francisco, J.** 1996. Geomorfología: principios, métodos y aplicaciones, (ed) Editorial Rueda 1, 414p

-**Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., Esparza, A.M., D'èramo, F.J. y Llambías, E.J.** 2002. "Nearly circular plutons emplaced by stoping at shallow crustal levels, Cerro Aspero batholith, Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina." Journal of South American Earth Sciences. (15) 251-265.

-**Pinotti, L.P., Coniglio, J.E., D'èramo, F.J., Demartis, M., Otamendi, J.E., Fagiano, M. y Zambroni, N.E.** 2014. El Magmatismo Devónico: Geología del Batolito Cerro Áspero. Relatorio del 19º Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Córdoba: 255-276, Córdoba.

-**Rabassa, J.** 2010. Gondwanic Paleolandscapes: long-term landscape evolution, genesis, distribution, and age. Geociências 29: 541–57.

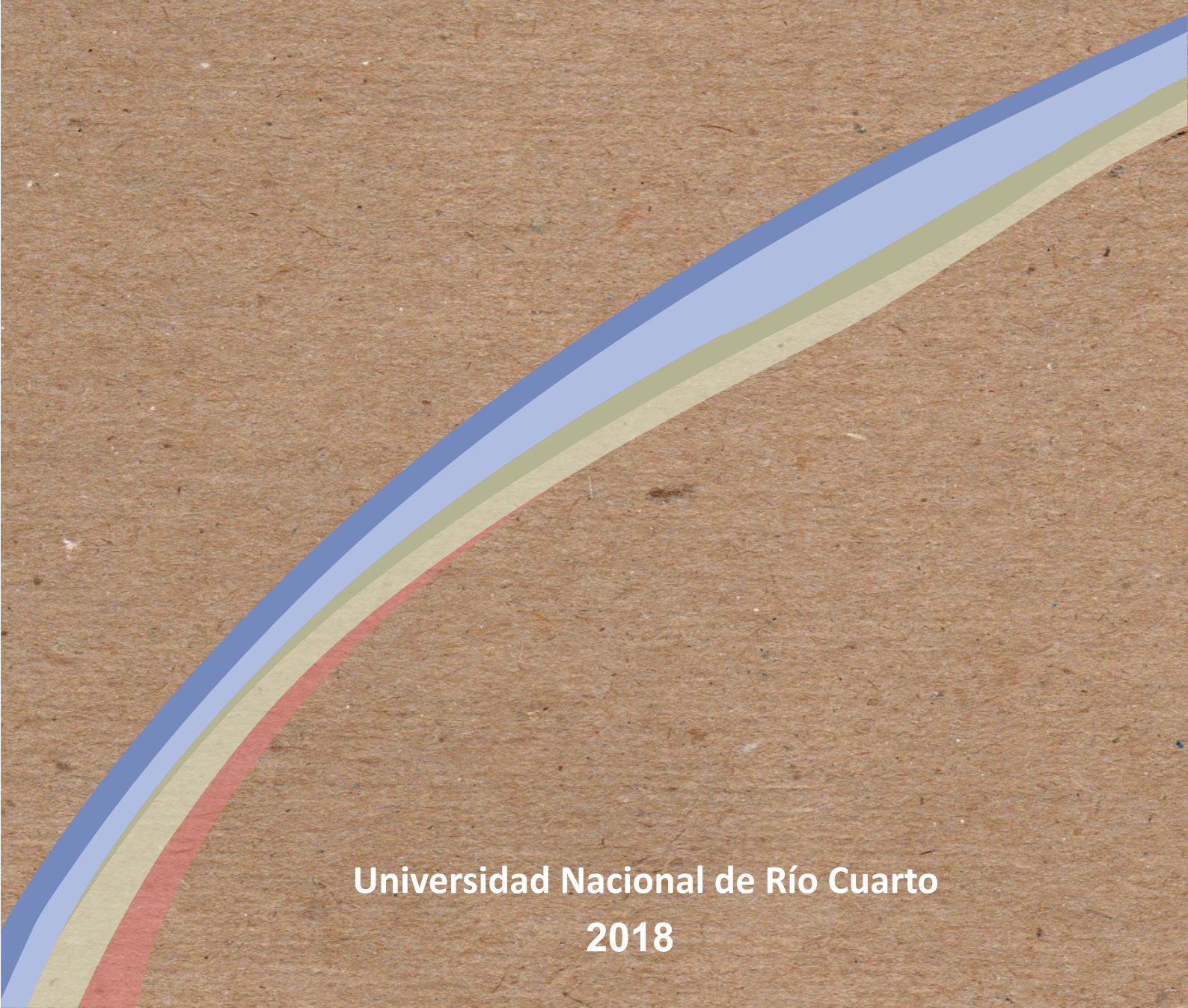
-**Rabassa, J., Zárate, M., Partridge, T.C., Maud, R., Cioccale, M. y Carignano, C.** 1997. Gondwanic relict paleolandscapes in cratonic areas of Argentina. 4º International Conference on Geomorphology Abstracts, Supplementi di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Supplement 3, 1: 321. Torino, Italia.

-**Radice, E.** 2015. Estudio petro-estructural de la faja de cizalla de guacha corral y su relación con variaciones químicas, magnéticas y gravimétricas, sierra de Comechingones, Córdoba. Tesis doctoral. UNRC (inérita). Río Cuarto.



- Raffaele, E.** 1999. Mallines: aspectos generales y problemas particulares. Tópicos sobre humedales subtropicales y templados de Sudamérica. Oficina Regional de Ciencia y Tecnología de la UNESCO para América Latina y el Caribe. ORCYT, Montevideo, Uruguay, 27-33.
  
- Ramos, V.** 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En Caminos, R. (ed.). Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(3): 41– 96. Buenos Aires.
  
- Rapela, C.** 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala., Provincia de Córdoba. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37: 313-330.
  
- Rey Ripoll, M.** 2008. Perfil geológico-estructural de la faja de cizalla Guacha Corral, Sierra de Comechingones, en los 32°45'S. Evaluación del potencial metalogenético. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de Río Cuarto (inédita), 68p., Río Cuarto.
  
- Sagripani, G., Villalba, D., Villegas, M., Castaldi, G., Benito, E. y Muratore N.** 2014. Avances en la Valoración del Peligro Sísmico en Fallas con Actividad Cuaternaria. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Revista ASAGAIA Nº 32: 93-105.
  
- Siddiqui, A. y Robert, A.** 2010. Thresholds of erosion and sediment movement in bedrock channels. *Geomorphology* 118: 301–313.
  
- Vidal Romaní, J.R., Twidale, C.R.** 1998. Formas y paisajes graníticos. Universidad de Coruña 1, 418p.
  
- Viel, D., Lespez, L., Delahaye, D. y Le Gouée, P.** 2013. Holocene sediment dynamics for two small river catchments in Normandy (Western France). *Abst. Vol. 8th Int. Conf. Geomorphology, Tome 1:S1-S17.* p 720.
  
- Villegas, M.B., Degiovanni, S.B. y Ulla, J.P,** 2006. Tipificación del comportamiento del sector sur de la cuenca del río Cuarto a través del análisis de variables morfológicas y sedimentológicas. 3º Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, Actas Tomo I: 221231.





Universidad Nacional de Río Cuarto  
2018